

# EDIAKAR

JOLANTA PACZEŚNA, RYSZARD HABRYN,  
MONIKA JACHOWICZ-ZDANOWSKA, EWA KRZEMIŃSKA

EONOTEM	ERATEM	SYSTEM	wiek w mln lat
PROTEROZOIK	NEOPROTEROZOIK	EDIAKAR	538,8 ± 0,6
		KRIOGEN	~635
		TON	~720
			1000

## Wstęp

Jolanta Pacześna

Ediakar jest jedynym systemem eonotemu proterozoicznego, którego dolną granicę wyznacza kopalny zapis zdarzenia geologicznego w postaci warstwy węglanowej (wapienia lub dolomitu), tworzącej czapę, przykrywającą utwory glacialne kriogeńskiego zlodowcenia marino. Wskazuje ona na nagłą zmianę klimatu, spowodowaną deglacjacją lądolodu marinoańskiego (Knoll i in., 2006).

Zgodnie z procedurami ustalonymi przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną dolna granica systemu ediakarskiego jest wyznaczona w spągu formacji z Nuccaleena, reprezentującej czapę węglanową (dolomit z Nuccaleena), rozwiniętą bezpośrednio ponad diamiktytami z Elatina, w profilu Enorama Creek w Górach Flindersa w południowej Australii (Gradstein i in., 2020). Spąg dolomitu z Nuccaleena jest znakomitym horzontem dla globalnych korelacji lito- i chemostratygraficznych dolnej granicy ediakaru w profilach zawierających czapy węglanowe. Górna granica ediakaru jest tożsama z profilem stratotypowym dolnej granicy systemu kambryjskiego, wyznaczonym na przylądku Fortune Head na półwyspie Burin w SE Nowej Fundlandii (Kanada), na podstawie pierwszego wystąpienia skamieniałości śladowej *Treptichnus pedum* (Seilacher) (np. Peng, Babcock, 2011 i literatura tam cytowana). Granica ediakaru i kriogenu jest określana geochronologicznie na 635 mln lat (Cohen i in., 2025). Wspomniana data jest w przybliżeniu uśrednionym wynikiem datowań radiometrycznych wykonanych w tufach zalegających bezpośrednio nad czapami węglanowymi, występującymi w: północnej Namibii – 635,21 ± 0,59 mln lat (Prave i in., 2016), na Tasmanii – <636,41 ± 0,45 mln lat (Calver i in., 2013) oraz w formacji z Nantuo w SW Chinach – 634,57 ± 0,88 mln lat (Condon i in., 2005).

Ediakar – jako termin chronostratygraficzny – został wprowadzony do międzynarodowej tabeli stratygraficznej w 2004 r., zastępując w niej kolejno, w ujęciu historycznym, terminy: eokambry, sinian, wend i neoproterozoik III. Terminy wend i sinian są do dziś stosowane odpowiednio w Rosji i w Chinach. W polskiej terminologii stratygraficznej termin ediakar istnieje od 2004 r., zastępując terminy: sinian (np. Znosko, 1965) i powszechnie stosowany – do 2004 r. – wend (np. Areń, 1982; Pacześna, 1996; Jaworowski, 1997).

Erę neoproterozoiczną określa się na przedział czasowy od 1 mld do 538,8 ± 0,6 mln lat temu (Cohen i in., 2025). Zaznaczyła się ona w historii Ziemi przełomowymi i globalnymi zdarzeniami geotektonicznymi, fizycznymi, geochemicznymi i biologicznymi. Jednym z najważniejszych zdarzeń geotektonicznych było formowanie się superkontynentu Rodinii, będącego macierzystym kontynentem dla wielu późniejszych, mniejszych bloków kontynentalnych. Rozpoczęło się ono w późnym mezoproterozoiku, ok. 1,3–0,9 mld lat temu (Cawood i in., 2007). W tonie, ok. 825 mln

lat temu, został zainicjowany – trwający do końca ediakaru – proces defragmentacji Rodinii na mniejsze bloki kontynentalne oraz rozpoczęła się rekonfiguracja superkontynentu w jego sukcesorkę, tj. Pannocię (np. Pease i in., 2008; Murphy i in., 2020) (fig. 1). Rozpadowi Rodinii towarzyszyły intensywne procesy magmatyczne, związane ze spredingiem płyt kontynentalnych, oraz akumulowanie miększych sukcesji osadowych w ekstensyjnych basenach ryftowych i następnie – od wczesnego kambru – dryfowanie płyt kontynentalnych (Cawood i in., 2007; Elming i in., 2007; Bogdanova i in., 2008; Li i in., 2008; Pesonen i in., 2012).

Tektogeneza basenów sedymentacyjnych, rozwiniętych wzdłuż zachodniej i SW krawędzi paleokontynentu Bałtyki, jest związana z końcowymi etapami ryftowania, które wystąpiły w zachodniej Bałtyce w późnym neoproterozoiku, ok. 580–547 mln lat temu (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020 i literatura tam cytowana; Krzemińska i in., 2022). Zapis ediakarskich procesów ryftowych, którym towarzyszyły silne procesy magmatyczne, jest notowany współcześnie na wszystkich kontynentach poza Antarktydą (fig. 2) w postaci dużych prowincji wulkanicznych oraz magmatyzmu maficznego i ultramaficznego.

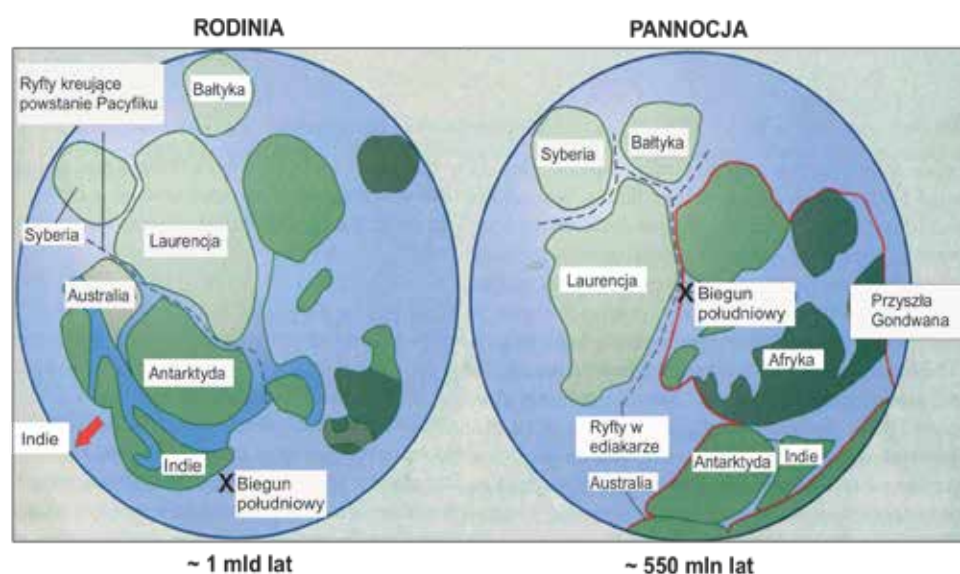


FIG. 1. Rekonstrukcja superkontynentu Rodinii i jej sukcesorki Pannoci, pokazująca pierwsze stadia ich rozpadu (wg Prothero, Dotta, 2004)

Wstęp

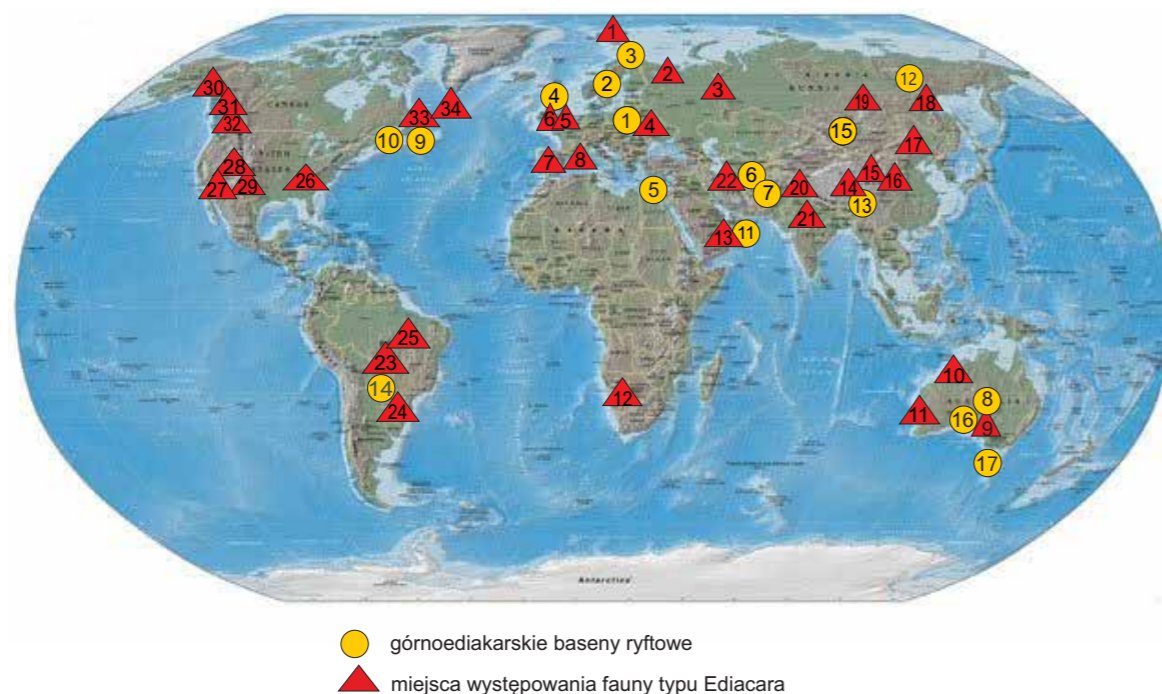
Na przełomie późnego ediakaru i wczesnego kambru, na uprzednio tektonicznie i wulkanicznie aktywnych krawędziach płyt kontynentalnych, rozwinęły się pasywne brzegi kontynentalne i osiadające, wychłodzone magmowo baseny termiczne. Ich obecność jest zapisana w profilach geologicznych w środkowej, wschodniej i północnej Europie (np. Poprawa, Paczeńska, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003; Bogdanova i in., 2008), wschodniej i zachodniej Ameryce Północnej, NW Argentynie, na Bliskim Wschodzie (Kominz, 1995) i NW Australii (Bond i in., 1984; Piper, 1985; Hussein, Hussein, 1990). Rozwój pasywnych brzegów kontynentalnych zbiegł się w czasie z inicjalną fazą formowania się Oceanu Japetus i Morza Tornquista (Siedlecka i in., 2004; Nawrocki, Poprawa, 2006; Cawood i in., 2007). Główne fazy tworzenia nowej, ediakarskiej skorupy w trakcie kadomskiej orogenezy kolizyjnej trwały tam od ok. 620 do 520 mln lat temu (Collins, Pisarevsky, 2005; Cawood, Buchan, 2007).

Istotnymi zjawiskami geologicznymi na paleokontynentach, których skutki zapisały się w neoproterozoicznej atmosferze, biosferze i procesach sedymentacyjnych, były globalne zlodowacenia i następujące po nich deglacjacje. Neoproterozoiczne zlodowacenia wystąpiły po głównych fazach rozpadu Rodinii, ok. 750–582 mln lat temu. Dwa pierwsze zlodowacenia neoproterozoiczne: sturt i marino miały miejsce w kriogenie, ostatnie z nich, tj. gaskiers, miało lokalny zasięg i wystąpiło we wczesnym ediakarze, ok. 584–582 mln lat temu (np. Bingen i in., 2005; Fairchild, Kennedy, 2007). Deglacjacja lodolodu ediakarskiego skutkowałą wzrostem poziomu oceanu światowego. W następstwie tego procesu na większości ediakarskich kontynentów, w tym na Bałtyce, doszło do transgresji morskiej. Ostatnie ze zlodowaceń neoproterozoicznych stało się motorem wielu zmian w atmosferze, hydrosferze i biosferze ziemskiej. Po jego zakończeniu i ociepleniu się klimatu, ok. 570 mln lat temu, w ówczesnych oceanach pojawiły się organizmy wielokomórkowe (Metazoa) nazywane fauną z Ediacara, znaną z wystąpień na prawie wszystkich kontynentach (fig. 2). Termin fauna z Ediacara pochodzi od nazwy wzgórz Ediacara położonych w Górach Flindersa, w południowej Australii. W 1946 r. dokonano tam odkrycia urozmaiconego taksonomicznie zespołu skamieniałości organizmów wielokomórkowych (Sprig, 1947). Były to wyłącznie organizmy bezszkieletowe, prowadzące zarówno planktoniczny, jak i bentosowy tryb życia. Pod koniec ediakaru zaczęło się pierwsze w historii biosfery intensywne zasiedlanie przypowierzchniowych stref osadów dennych, wskazujące na ich dobre natlenienie. Ediakarskie orga-

nizmy bezszkieletowe drażyły w osadach dennych bardzo płytkie, horyzontalne i morfologicznie nieskomplikowane jamki żerowisko-mieszkalne, które odnalaziono między innymi w utworach ediakaru SE Polski (Paczeńska, 1986, 1996). Morza ediakarskie zamieszkiwały też liczne, fotosyntetyzujące sinice z rodzaju *Vendotaenia*, których plechy tworzą m.in. masowe nagromadzenia w drobnolaminowanych utworach mieszanych pływowych równi ediakarskiego estuarium w basenie lubelsko-podlaskim SE Polski (Paczeńska, 2010; por. fig. 12).

Zróżnicowanie klimatu ediakarskiego i jego zmiany wynikające ze zlodowacenia gaskiers i następującej po nim deglacjacji, spowodowały wystąpienie perturbacji cyklu geochemicznych, rejestrowanych w synchronicznych, czytelnych na wszystkich ediakarskich kontynentach, wahań krzywej izotopowej węgla organicznego, strontu, molibdenu i siarki (np. Kirshvink, 1992; Strauss i in., 1997; McDonald i in., 2013). W okresie glacialnym krzywa izotopowa węgla organicznego wychyla się w kierunku minimalnych wartości  $\delta^{13}C_{org}$ , wskazując na gwałtowne zmniejszenie się ilości materii organicznej zakumulowanej w osadach i – tym samym – mniejsze dostawy węgla organicznego do jego naturalnego obiegu w przyrodzie. W momencie ocieplenia, krzywa izotopowa przesuwana się w kierunku wartości dodatnich. Jest to zapis zwiększenia się dostaw do osadów biomasy pochodzącej z organizmów, które bujniej rozwijały się w cieplejszym klimacie. Maksymalne, dodatnie wartości  $\delta^{13}C_{org}$  pojawiają się w późnym ediakarze i wczesnym kambrze w momencie wystąpienia na Ziemi wysokiej produktywności „żyźnych oceanów” w wyniku rozkwitu akritarch, pierwszego, masowego wystąpienia Metazoa oraz początków wielkiej radiacji fauny na przełomie ediakaru i kambru (Kaufman i in., 1993). Zapis wahań krzywej izotopowej  $\delta^{13}C_{org}$  jest podobny w całym ediakarskim oceanie światowym i wskazuje na izochroniczność ówczesnych biozdarzeń. Fakt ten umożliwia jego zastosowanie zarówno do regionalnej korelacji chemostratygraficznej w obrębie jednego basenu, jak i do korelacji międzykontynentalnych (Knoll, Walter, 1992).

W wyżej zaprezentowany scenariusz zdarzeń geologicznych dobrze wpisuje się spektrum czynników geotektonicznych, fizycznych, geochemicznych i biologicznych, które zostawiły zapis zarówno w ediakarskich utworach silikoklastycznych, jak również w rozwoju procesów magmowych na paleokontynencie Bałtyki, widoczny m.in. w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Ediakarski zapis



● górniediakarskie baseny ryftowe  
▲ miejsca występowania fauny typu Ediacara

**FIG. 2.** Globalne wystąpienia najważniejszych, górniediakarskich zdarzeń geotektonicznych i paleobiologicznych (wg Paczeńskiej, 2010, zmieniono)  
Późniediakarskie baseny ryftowe: 1 – basen lubelsko-podlaski, Polska, Wołyń i Podole, Ukraina; 2 – basen Muhos, Szwecja; 3 – rów Vättern, Norwegia; 4 – północna Szkocja, Wielka Brytania; 5 – półwysep Synaj, Egipt; 6 – centralny Iran; 7 – góry Salt Range, Pakistan; 8 – centralny superbasen (basen Georgina, basen Amadeus, basen Officer), Australia; 9 – SE Nowa Fundlandia, Kanada; 10 – Nowy Brunzwick, Kanada; 11 – południowy Oman; 12 – prowincja Lena, Rosja; 13 – południowa Chiny; 14 – NE Argentyna; 15 – basen Zavkhan, SW Mongolia; 16 – kompleks ryftu Adelaide, południowa Australia; 17 – zachodnia Tasmania, Australia.  
Wystąpienia fauny Metazoa typu Ediacara: 1 – grupa Scotia, Prins Karls Foreland, Svalbard; 2 – Zimne Wybrzeże, Morze Białe, Rosja; 3 – Ural, Rosja; 4 – Podole, Ukraina; 5 – Charnwood Forest, Wielka Brytania; 6 – południowa Walia, Wielka Brytania; 7 – Galicja i centralna Hiszpania; 8 – Sardynia; 9 – południowa Australia, wzgórza Ediacara, Góry Flindersa; 10 – Terytorium Północne, basen Amadeus, Australia; 11 – wzgórza Kimberleys i Stirling, Australia; 12 – Namibia; 13 – Huqf Group, południowy Oman; 14 – Wengan, południowe Chiny; 15 – Huainan, Chiny; 16 – przełom rzeki Yangtze, Chiny; 17 – Liaodong, wschodnie Chiny; 18 – Jixi, wschodnie Chiny; 19 – SW Mongolia; 20 – formacja z Knoll, Małe Himalaje, Indie; 21 – grupa Bhandar, supergrupa Vindhyan, Indie; 22 – północny Iran; 23 – NW Argentyna; 24 – formacja Yerbal, grupa Arroyo del Soldado, Urugwaj; 25 – basen rzeki Paragwaj, Brazylia; 26 – północna Karolina; 27 – Kalifornia: Salt Spring – południowa Dolina Śmierci, Góry Kelso – pustynia Mojave; Białe Góry – wschodnia Kalifornia, USA; 28 – południowa Nowada; 29 – formacja z Clemente, Meksyk; 30 – Terytorium Północno-Zachodnie, Kanada; 31 – Góry Mackenzie, Yukon, Kanada; 32 – Góry Skaliste, Kolumbia Brytyjska, Kanada; 33 – Mistaken Point, półwysep Avalon, Nowa Fundlandia, Kanada; 34 – zatoka Spaniard’s, półwysep Avalon, Nowa Fundlandia

ogenezy kadomskiej, głównie w postaci intruzji granitoidowych, diorytowych i gabrowych, jest rejestrowany w Sudetach i na bloku górnoląskim.

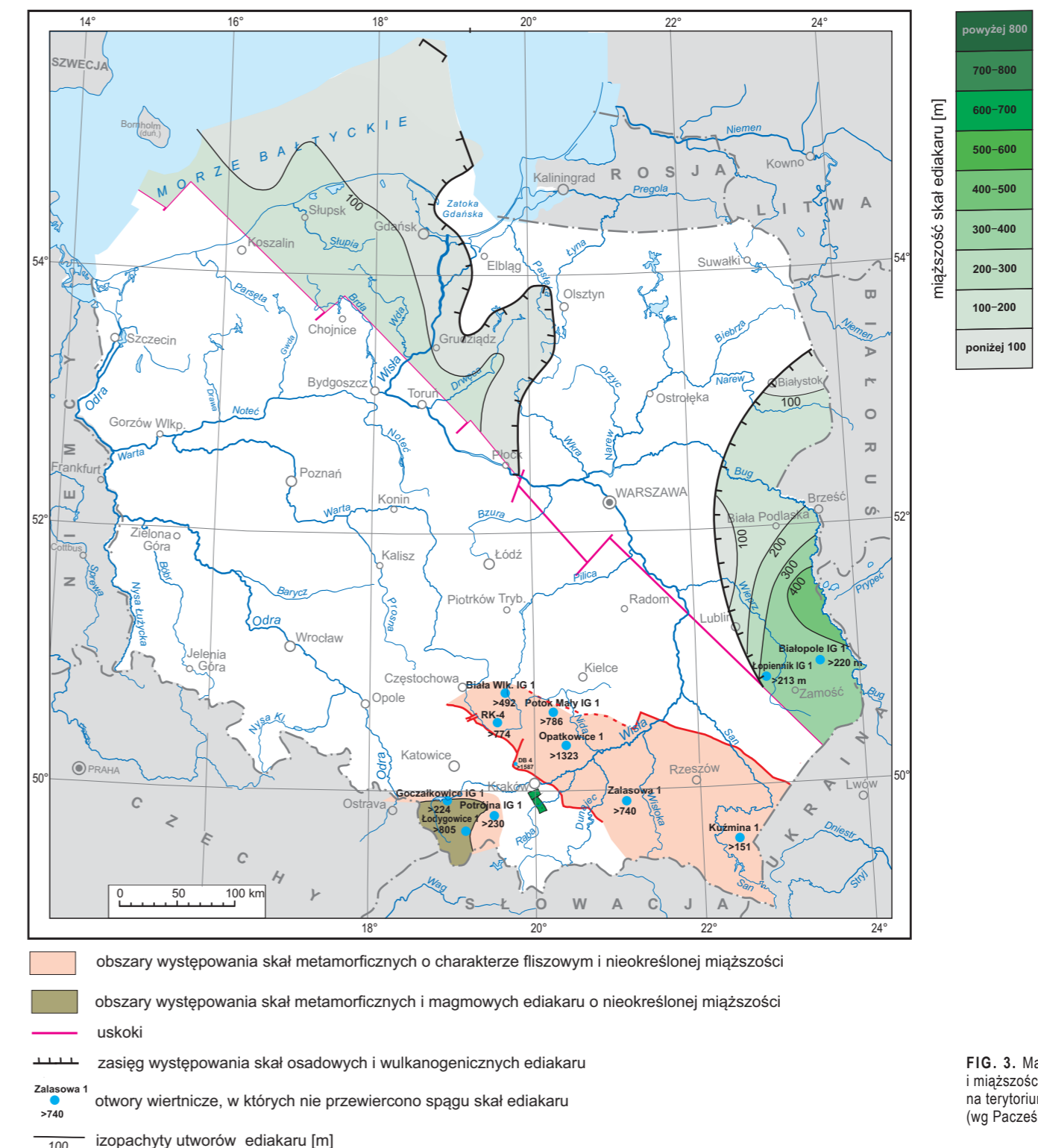
Występujące na terytorium Polski proterozoiczne bloki litosferyczne mają wspólną genezę – są produktami rozpadu ich macierzystego superkontynentu Rodinii na mniejsze płyty kontynentalne. Były to: paleokontynent Bałtyki, terran brunowistulikum i zespół armorykańskich terranów Sudetów, które w ediakarze rozpoczęły samodzielny byt geologiczny, a następnie różnokierunkową wędrowkę. Mobilność bloków litosferycznych spowodowała różny przebieg ich ewolucji geologicznej, powodując zróżnicowanie zapisu zdarzeń i procesów geologicznych. W związku z tym poszczególne bloki litosferyczne omówiono oddzielnie.

Utwory ediakaru znane wyłącznie z profili otworów wiertniczych występują w Polsce NE i północnej (w basenie bałtyckim i lubelsko-podlaskim) oraz na SE i południu (na bloku górnoląskim i małopolskim) (fig. 3). Wyhodzone magmowych, metaosadowych i metaluwanicznych skał ediakaru w Sudetach stanowią fragmenty orogenu kadomskiego, co zostało udokumentowane punktowo na podstawie datowań radiometrycznych. Przybliżony wiek ediakarski przypisuje się występującemu na zachodnich rubieżach Sudetów

fragmentowi strefy sakso-turyńskiej, reprezentowanej przez utwory lużyckiej formacji szarogłazowej.

Utwory najmłodszego proterozoiku, występujące w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, od dawna budziły zainteresowanie polskich badaczy. Litologię i rozprzestrzenienie bazaltów wołyńskich w Polsce, w jej granicach sprzed II wojny światowej, omówili w swoich pracach Czarnocki (1926) i Samsonowicz (1939). Podsumowaniem wczesnych badań była monografia „Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambryj i Paleozoik”, z rozdziałem poświęconym ediakarowi (wówczas eokambrowi) w NE Polsce (Lendzion, 1968 i literatura tam cytowana). Nowy etap badań nad ediakarem w Polsce rozpoczął się w latach 70. XX w. intensyfikacją rozpoznania pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej z wykorzystaniem głębokich otworów wiertniczych; wyniki badań litologicznych, litostratygraficznych, petrograficznych i geochemicznych skał osadowych i wulkanogennych dostępnych w rzeniach wierceń zostały podsumowane przez Arenia (1974) i Juszkowiakową (1971). Pod koniec lat 70. i w latach 80. XX w. głównym problemem badawczym stała się pozycja stratygraficzna granicy ediakar (wend)/kambry na platformie wschodnioeuropejskiej w Polsce i krajach ościennych (zob. Areń, 1978a, b). W następnych dekadach do określenia granicy ediakar (wend)/kambry zastoso-

Wstęp



miąższość skał ediakaru [m]  
powyżej 800  
700-800  
600-700  
500-600  
400-500  
300-400  
200-300  
100-200  
poniżej 100

obszary występowania skał metamorficznych o charakterze fliżowym i nieokreślonej miąższości  
obszary występowania skał metamorficznych i magmowych ediakaru o nieokreślonej miąższości  
uskoki  
zasięg występowania skał osadowych i wulkanogennych ediakaru  
Zalaska 1  
● otwory wiertnicze, w których nie przewiercono spągu skał ediakaru  
>740  
100 izopachyty utworów ediakaru [m]

**FIG. 3.** Mapa występowania i miąższości utworów ediakaru na terytorium Polski (wg Paczeńskiej, Buły, 2017, zmieniono)

# Polska część platformy wschodnioeuropejskiej

## 1.1. RAMY TEKTONODEPOZYCYJNE

Jolanta Paczeńska

Rozwój późnoediakarskich basenów sedimentacyjnych, zlokalizowanych na zachodniej i SW krawędzi paleokontynentu Bałtyki, przypadł na końcowe stadium cyklu superkontynentalnego, reprezentujące rozpad superkontynentu Rodinii. Około 580–547 mln lat temu nastąpiło definitywne rozdzielanie się paleokontynentów Bałtyki, Amazonii i Laurencji, będące końcowym akordem rozpadu superkontynentu Rodinii (Cawood i in., 2007; Bogdanova i in., 2008; Pease i in., 2008). W wyniku procesu podziału płyt kontynentalnych w ediakarze, w zachodniej części Bałtyki rozwinęły się dwa systemy ekstensyjnych basenów sedimentacyjnych o założeniach ryftowych. Do jednego z nich należał system basenów o rozciągłości NW–SE, nazywany ryftem Teisseyre'a-Tornquista (np. Poprawa i in., 1999; Poprawa, Paczeńska, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003), zlokalizowany wzdłuż zachodniej i SW krawędzi Bałtyki. Pomimo, że główny etap rozwoju basenu ryftowego przypadł na późny neoproterozoik, prawdopodobnie miał on starsze, kriożeńskie założenia (Bogdanova i in., 2008 i literatura tam cytowana). Drugi z wymienionych base-

sekwencyjną kilku reprezentatywnych profili skandynawskich z ich odpowiednikami z północnej Polski. Koniec XX w. i pierwsze ćwierćwiecze kolejnego wieku przyniosły znaczny postęp w rozpoznaniu stratygrafii utworów ediakaru na podstawie korelacji chemostratygraficznej (Strauss i in., 1997), badań biostratygraficznych (np. Jachowicz-Zdanowska, 2011, 2023), badań paleomagnetycznych (np. Nawrocki, 2003; Nawrocki, Poprawa, 2006; Dudzisz i in., 2022) i datowań metodą U-Pb SHRIMP (np. Oberc-Dziedzisz i in., 2003; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022).

nów był reprezentowany przez aulakogen Orsza-Wołyń (nazywany także aulakogenem wołyńsko-centralno-rosyjskim; Elming i in., 2007 i literatura tam cytowana) i stanowił zarzuconą, nieaktywną część systemu ryftowego (Pożaryski, Kotański, 1979; Poprawa, Paczeńska, 2002). Przebiegał ukośnie z NE na SW do zachodniej krawędzi Bałtyki i stanowił jeden z elementów złożonego systemu basenów ryftowych usytuowanych w centralnej części kratonu wschodnioeuropejskiego od jego krawędzi wschodniej do zachodniej (fig. 4). Basen lubelsko-podlaski w późnym ediakarze był położony w strefie krzyżowania się dwóch wyżej wspomnianych basenów ryftowych na złączu potrójnym, w miejscu elewacji pióropusza płaszcza Ziemi (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa i in., 2020 i literatura tam cytowana) (fig. 4). Zachodnia część ediakarskiego kompleksu osadowo-wulkanicznego basenu lubelsko-podlaskiego jest pograżona na dużej głębokości, przekraczającej współczesne, techniczne możliwości nawiercenia tych utworów. Wyniki głębokich sondowań sejsmicznych udokumentowały istnienie przy zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego wielkiego półrowu o możliwej genezie ryftowej, wypełnionego utworami osadowo-wulkanicznymi o miąższości przekraczającej 5 km (Krzywiec i in., 2018). Podobne półrowy ekstensyjne zostały zidentyfikowane na podstawie danych sejsmiki refleksyjnej w obrębie zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, na obszarze duńskiego szelfu basenu bałtyckiego (Lassen i in., 2001). Inną, przeciwną do ryftowej koncepcję rozwoju zachodniej krawędzi paleokontynentu Bałtyki przedstawili: Żelaźniewicz i in. (1997) oraz Malinowski i in. (2005). Bazując na danych geofizycznych i geologicznych otrzymanych z badań dotkniętego orogenezą kadomską terranu brunowistulikum i bloku małopolskiego, przyjęli dla zachodniej krawędzi Bałtyki późneoproterozoiczną konwergencję i kolizję.

W północnej części Bałtyki, późneoproterozoiczne, datowane na ok. 653 mln lat (Sturt i in., 1975) założenia ryftowe ma basen sedimentacyjny w rejonie Tanafjorden–Varangerfjorden na półwyspie Varanger (NE Norwegia). Ze zdarzeniami ryftowymi podobnego wieku są związane baseny: obniżenia Ładogi, aulakogenu timańskiego, obniżenia Morza Białego, północnych wybrzeży półwyspu Kola oraz półwyspów Srednij i Rybackij wspomnianego wcześniej ryftu z aulakogenem Orsza-Wołyń w NW Rosji (Vidal, Moczydłowska, 1995 i literatura tam cytowana; Pease i in., 2008). Ediakarski basen aulakogenu Orsza-Wołyń był założony na dawnych strukturach ryftowych, datowanych na 1,6–0,8 mld lat (Bogdanova i in., 2008 i literatura tam cytowana).

Na zachodniej krawędzi Bałtyki, w rycie Teisseyre'a-Tornquista o orientacji NE–SW oraz w regionie krzyżowania się wymienionego wcześniej ryftu i aulakogenu Orsza-Wołyń rozwinął się bałtycki i lubelsko-podlaski basen sedimentacyjny, wypełniony osadami, które były produktami intensywnych procesów tektono-sedymen-tacyjnych.

### 1.1.1. Basen bałtycki

Na północy strefy ryftowej Teisseyre'a-Tornquista rozwinął się w ediakarze basen bałtycki, w którym były deponowane kontynentalne utwory formacji żarnowieckiej. Charakter depozycji wskazuje na jej silne uzależnienie od ryftowych procesów tektonicznych zachodzących w basenie i jego rozwój na złączu potrójnym. Dwa z aktywnych ramion złącza potrójnego były zorientowane odpowiednio na WNW–ESE i NW–SE, tj. równoległe do zachodniej krawędzi Bałtyki. Po zlodowaceniu gaskiers, ok. 580 mln lat temu, oba wspomniane wcześniej ramiona ryftu przekształciły się w ryft śródoceaniczny i doszło w ich strefie do uformowania się skorupy oceanicznej oceanu Japetus. Trzecie ramię trójzłącza wnikało w głąb Bałtyki w kierunku SW–NE, stając się wewnątrzkontynentalnym, nieaktywnym ramieniem ryftu (Jaworowski, Sikorska, 2003). Główny uskoc graniczny, ograniczający wielki półrow bał-

tycki, znajdował się na SE od zachodniej krawędzi Bałtyki i rozciągał się równoległe do ryftu Teisseyre'a-Tornquista (Jaworowski, Sikorska, 2003). System ryftowy w basenie bałtyckim był asymetryczny, gdyż rozwinął się między główną masą lądową kontynentu i peryferyczną, wyniesioną jego częścią, zwaną zębem kontynentalnym *sensu* Lister i in. (1986). Fragment skorupy kontynentalnej (zęba kontynentalnego) Rodinii prawdopodobnie znajduje się współcześnie na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista i jest pograżony w podłożu paleozoicznej platformy europejskiej (Jaworowski, Sikorska, 2003).

### 1.1.2. Basen lubelsko-podlaski

W SE strefie ryftu rozwiniętego wzdłuż zachodniej krawędzi Bałtyki na jego skrzyżowaniu z aulakogenem Orsza-Wołyń rozwinął się ryftowy basen lubelsko-podlaski z wyraźnie zaznaczającym się komponentem wulkanogenicznym (fig. 5), związanym z istnieniem i oddziaływaniem pióropusza płaszcza Ziemi na złączu potrójnym (fig. 4) (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022).

Zróznicowane rozmieszczenie depocentrow w basenie lubelsko-podlaskim oraz zmiany facjalnego wykształcenia tych depocentrow w czasie pozwoliły na wyróżnienie pięciu etapów fazy synryftowej tektoniczno-sedymen-tacyjnego rozwoju basenu (Paczeńska, 2006). Odpowiadają one stadiom tektoniczno-sedymen-tacyjnej ewolucji wypełnienia basenów ryftowych, zaproponowanym przez Gawthorpa, Leedera (2000) oraz Ledesma-Vazquezę i Johnsona (2001). W przedryftowym, początkowym stadium rozwoju basenu ryftowego, w obrębie półrowów w zrzuconych skrzydłach uskoków, powstały dwa niewielkie, hydrologicznie zamknięte depocentra, zlokalizowane w NE i centralnej części basenu (fig. 6A). Ich geneza jest wiązana z inicjalną, słabo oddziaływującą ekstensją w początkowych fazach ryftowania (Paczeńska, 2006). Depocentrum Terespol–Kaplonosy charakteryzuje się dominacją depozycji w piaskodennych rzekach roztokowych, tworzących drenaż osiowy dolin ryftowych. W depocentrum Rajsk–Skupowo rozwinął się drenaż poprzeczny na stożkach aluwialnych rozbudowujących się u podnóża skarp uskokowych. Utwory wypełniające oba depocentra zalegają z niezgodnością kątową na paleo–mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym. W etapie synryftowego wypełnienia basenu ryftowego, w miarę rozwoju procesów spredingu, postępowo propagacja uskoków ograniczających półrowy (Paczeńska, 2006), co ułatwiło rozwiniecie się w basenie pokryw bazaltów trapowych poprzez udrożnienie dróg migracji magmy ku powierzchni i powstanie szeroko rozprzestrzenionej prowincji wulkanicznej, nazywanej wołyńską prowincją wulkaniczną. W kolejnym etapie ewolucji tektonicznej basenu, powstanie seryjnie ułożonych półrowów z depocentrami rozwijającymi się w ich skrzydłach zrzuconych doprowadziło do zwiększenia subsydencji regionalnej w SE części basenu lubelsko-podlaskiego. Skutkowało to zakończeniem aktywności ryftowej w rejonie północnym i NE części podlaskiej basenu lubelsko-podlaskiego i zanikiem depocentrum Iwanki Rohozy–Kryże na przełomie ediakaru i kambru. Jednocześnie, w związku z otwarciem hydrologicznym depocentrow, w kierunku SE rozpoczęła się ekspansja depocentrow Białopole–Terebin i Kaplonosy–Terebin, wypełnionych klastycznymi utworami aluwialnymi w części podlaskiej basenu i estuariowymi osadami w SE części lubelskiej (fig. 6B). Utwory wypełniające te depocentra zalegają z poryftową niezgodnością erozyjną na utworach synryftowych, reprezentowanych przez utwory wulkanogeniczne, wylewne oraz piro- i epiwulkanoklastyczne, wypełniające depocentrum Biała Podlaska–Terebin. Geneza wspomnianych wyżej klastycznych utworów wypełniających kolejne depocentra jest wiązana z poryftową fazą rozwoju basenu, a następnie z rozwojem pasywnego brzegu na zachodniej krawędzi Bałtyki. Ekspansja wypełnionych utworami estuariowymi depocentrow Kaplonosy–Terebin i Białopole–Terebin została wywołana rozwojem drenażu osiowego rzek roztokowych w niwelowanych morfologicznie dawnych dolinach synryftowych zasypywanych nanoszonym przez rzeki materiałem detrytycznym. Ostatnim, bardzo słabym przejawem ryftowej aktywności w basenie lubelsko-podlaskim było powstanie niewielkiego depocentrum Radzyń–Parczew w północnym rejonie lubelskiej strefy basenu, od końca ediakaru do początków kambru (Paczeńska, 2006; fig. 6C).

## 1.2. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Paczeńska

W tonie, w wyniku procesu rozpadu superkontynentu Rodinii i jego rekonfiguracji w sukcesorski kontynent Pannocja, powstało kilka mniejszych płyt kontynentalnych, wśród nich paleokontynenty Laurencja, Gondwana i Bałtyka (np. Bogdanova i in., 2008). Proces oddzielania się Bałtyki od Laurencji rozpoczął się ok. 580–550 mln temu, w momencie rozpoczęcia procesu spredingu i formowania się północnej części oceanu Japetus. Bałtyka oddzieliła się od

kontynentu Laurencji wzdłuż neoproterozoicznego ryftu, rozciągającego się przy zachodniej krawędzi Bałtyki wzdłuż przyszłej strefy Teisseyre'a-Tornquista o kierunku NW–SE. W późnym ediakarze, ok. 555 mln lat temu, na aktywnej tektonicznie, zachodniej krawędzi Bałtyki w jej bezpośrednim sąsiedztwie był zlokalizowany zespół terranów Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006; fig. 9A). Stanowiły go znacznie mniejsze od Bałtyki bloki litosferyczne, reprezentowane przez terrany: brunowistulikum, dobrudzański, mezyjski i małopolski. Na przełomie ediakaru i kambru w wyniku procesów ryftowych od Gondwany oddzieliła się południowa część Bałtyki, powodując uformowanie się między Bałtyką a Gondwaną wąskiego oceanu Ran (Nawrocki i in., 2004a; Nawrocki, Poprawa, 2006; fig. 8B). Według Dudzisz i in. (2022) zdefiniowanie położenia paleogeograficznego Bałtyki w ediakarze jest niemożliwe ze względu na dużą zmienność pola magnetycznego Ziemi w tym przedziale czasowym.

## 1.3. LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA

Jolanta Paczeńska

Profil ediakaru na obszarze basenu lubelsko-podlaskiego cechuje wyraźna regionalizacja i trójdzielność wykształcenia litologicznego, odzwierciedlająca kolejne etapy jego historii geologicznej (fig. 7). Niższą część ediakaru budują grubokruczowe skały klastyczne – zlepieńce i gruboziarniste piaskowce (fig. 8), charakterystycznie zabarwione na czerwono-brązowo. Środkową część sukcesji stanowi miąższy kompleks skał wulkanogenicznych – wylewnych, piroklastycznych i epiwulkanoklastycznych (fig. 8, 9). Ponad nim zalegają utwory klastyczne, reprezentowane przez piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste oraz – rzadziej – zlepieńce oraz ilowce i mułowce (fig. 8, 9). W SE części basenu lubelsko-podlaskiego występują drobnołaminowane heterolity ilowcowo-mułowcowo-piaskowcowe (fig. 9). Charakterystykę jednostek litostratygraficznych basenu lubelsko-podlaskiego podano w tabeli 1.

Spektrum litologiczne basenu bałtyckiego jest uboższe, z gruboziarnistymi, rzadziej drobnoziarnistymi piaskowcami oraz zlepieńcami, sporadycznie mułowcami i ilowcami. W basenie bałtyckim ediakarski wiek przypisuje się dolnej części formacji żarnowieckiej, zbudowanej z utworów gruboziarnistych, głównie piaskowców, w mniejszym stopniu zlepieńców polimiktycznych (tab. 1).

## 1.4. SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W SUKCESJI EDIAKARSKO-KAMBRYJSKIEJ

Jolanta Paczeńska

W sukcesji ediakarsko-kambryjskiej basenu bałtyckiego wyróżniono dwie sekwencje depozycyjne II rzędu (Jaworowski, 2000, 2011). Pierwsza z nich obejmuje nierozdzielone chronostratygraficznie utwory od ediakaru do najniższej części miaolingiu. W jej dolnej części występują utwory kontynentalne (formacja żarnowiecka), zdeponowane w czasie trwania pierwszego ciągu systemów depozycyjnych niskiego stanu WPM (fig. 10).

Profil ediakarsko-kambryjski lubelsko-podlaskiego basenu sedimentacyjnego cechuje obecność dwóch sekwencji depozycyjnych II rzędu (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b; Paczeńska, 2010). W kolejności stratygraficznej silikoklastyczna sekwencja A niezgodnie kątową zalega na prekambryjskim podłożu krystalicznym, a jej górna granica jest równoznaczna z dolną granicą kolejnej sekwencji B. Obie sekwencje rozdziela przedryftowa niezgodność kątową. Sekwencja depozycyjna B obejmuje utwory górnego ediakaru i kambru (do dolnego miaolingiu). Sekwencja depozycyjna B zawiera w najniższej części ciąg LST, który obejmuje podwulkaniczny kompleks grubokruczowych skał klastycznych, kompleks skał wulkanogenicznych oraz dwa ciągi TST, z których niższy (TST I) występuje w górnym ediakarze (fig. 11), górny (TST II) w oddziale 2 kambru, a także dwa ciągi HST (w kambrze). Rozwój TST I był związany z regionalnymi procesami tektonicznymi i wzrostem dostaw materiału klastycznego do basenu. Powiększenie przestrzeni akomodacyjnej w basenie spowodowało szybki wzrost względnego poziomu morza i gwałtowną transgresję.

## 1.5. CHEMOSTRATYGRAFIA

Jolanta Paczeńska

Bardzo dobry stan zachowania materii organicznej w klastycznych utworach interwału granicznego między ediakarem a kambrem na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (profile otworów wiertniczych Białopole IG 1 i Łopiennik IG 1)

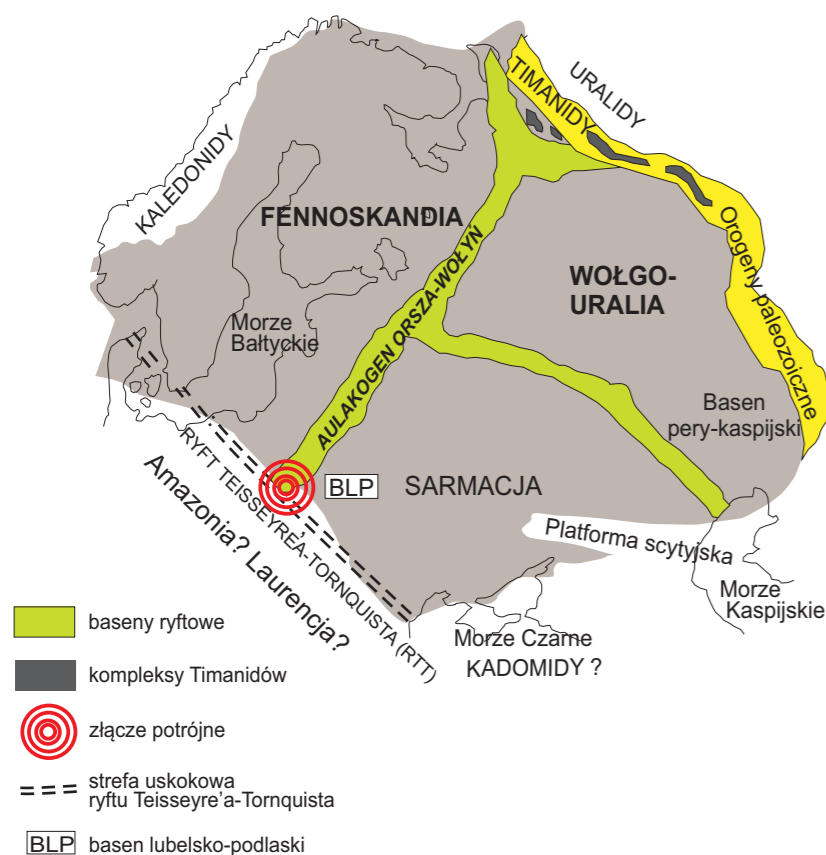
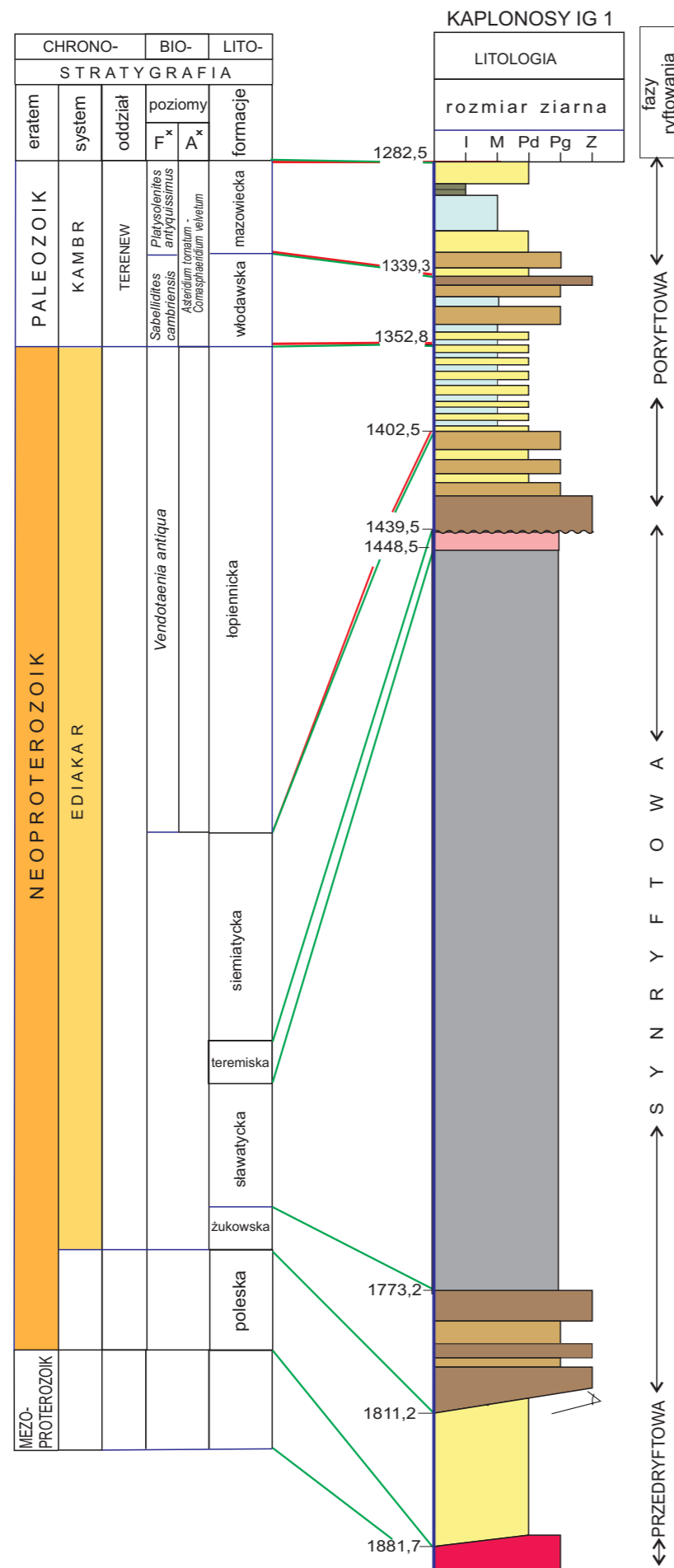


FIG. 4. Późnopaleoproterozoiczne i neoproterozoiczne bloki tektoniczne, budujące Bałtykę, z rozwiniętym wzdłuż jej zachodniej krawędzi ryftem oraz ukośnie do niego przebiegającym aulakogenem Orsza-Wołyń. W miejscu ich skrzyżowania rozwinęło się złącze potrójne i lubelsko-podlaski basen sedimentacyjny (wg Bogdanovej i in., 2008; Poprawy, Paczeńskiej, 2002; Poprawy i in., 2020, zaktualizowano i zmieniono)

1  
Polska część  
platformy  
wschodnio-  
europejskiej



- STRATYGRAFIA**
- F<sup>x</sup> poziomy faunistyczne
  - A<sup>x</sup> poziomy akritarchowe
  - korelacja biostratygraficzna
  - korelacja litostratygraficzna
  - ~ niezgodność erozyjna
  - ↗ niezgodność kąтова
- LITOLOGIA**
- Pd piaskowce drobnoziarniste
  - Pg piaskowce gruboziarniste
  - Z zlepieńce
  - M mułowce
  - I ilowce
  - skaly wulkanogeniczne
  - zlepieńce epiwulkanoklastyczne
  - podłoże krystaliczne

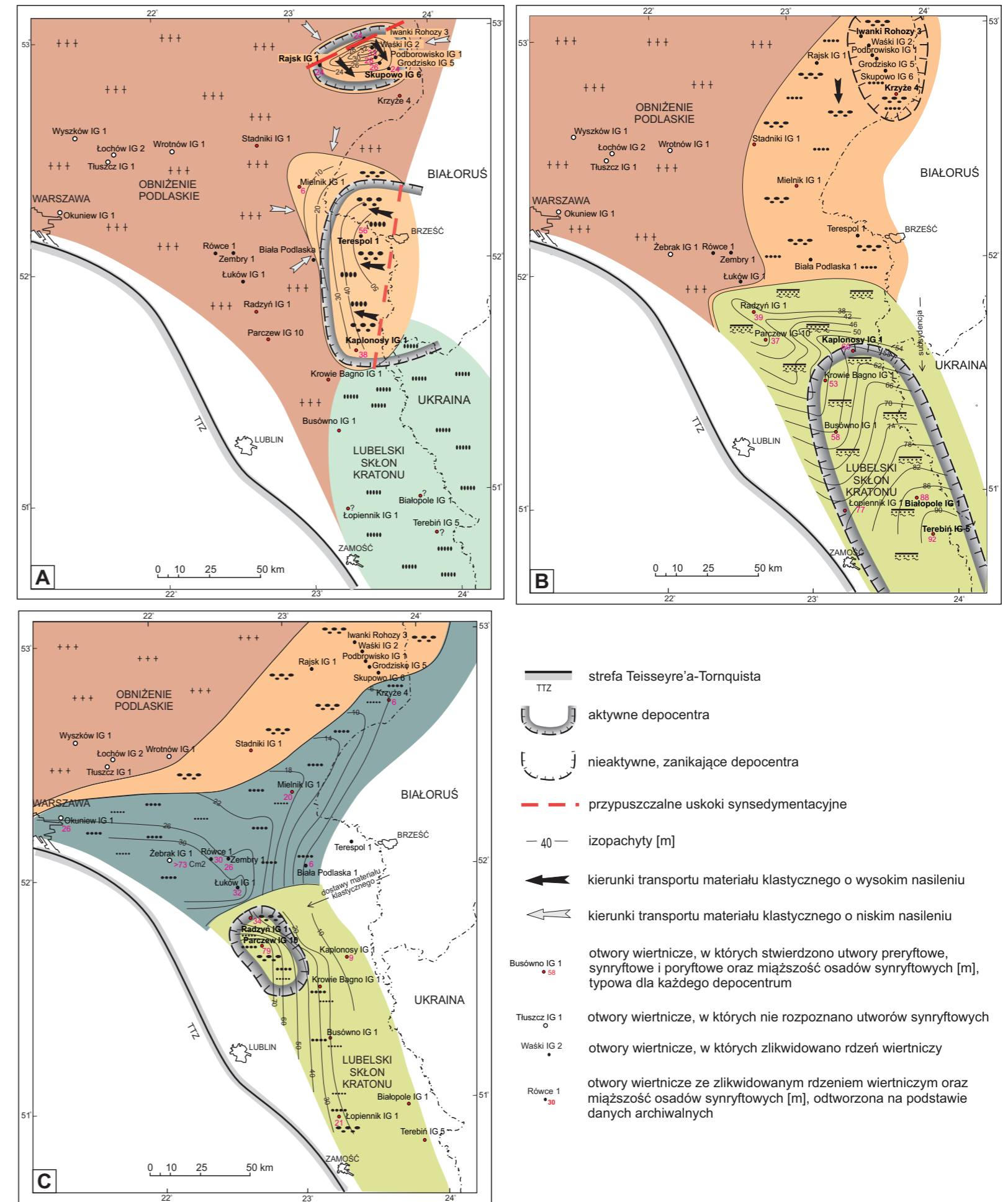


FIG. 5. Profil litologiczno-stratygraficzny sukcesji ediakaru i terenu w otworze wiertniczym Kaplonosy IG 1, zawierający kompleks wulkaniczny oraz fazy późnoediakarskiego ryftowania w lubelsko-podlaskim basenie sedimentacyjnym (wg Pacześnej, 2006, zmieniono)

FIG. 6. Mapy facjalno-miąższościowe z rozmieszczeniem ediakarskich depocentrow w basenie lubelsko-podlaskim: A – dla inicjalnego stadium fazy synryftowej z dwoma izolowanymi depocentrami Rajsk-Skupowo oraz Terespol-Kaplonosy; B – dla przelomu fazy synryftowej i poryftowej z ekspansją depocentrum Kaplonosy-Terebin, wypełnionego utworami estuariowymi; C – dla fazy poryftowej ze schyłkowym depocentrum Radzyń-Parczew (wg Pacześnej, 2006)



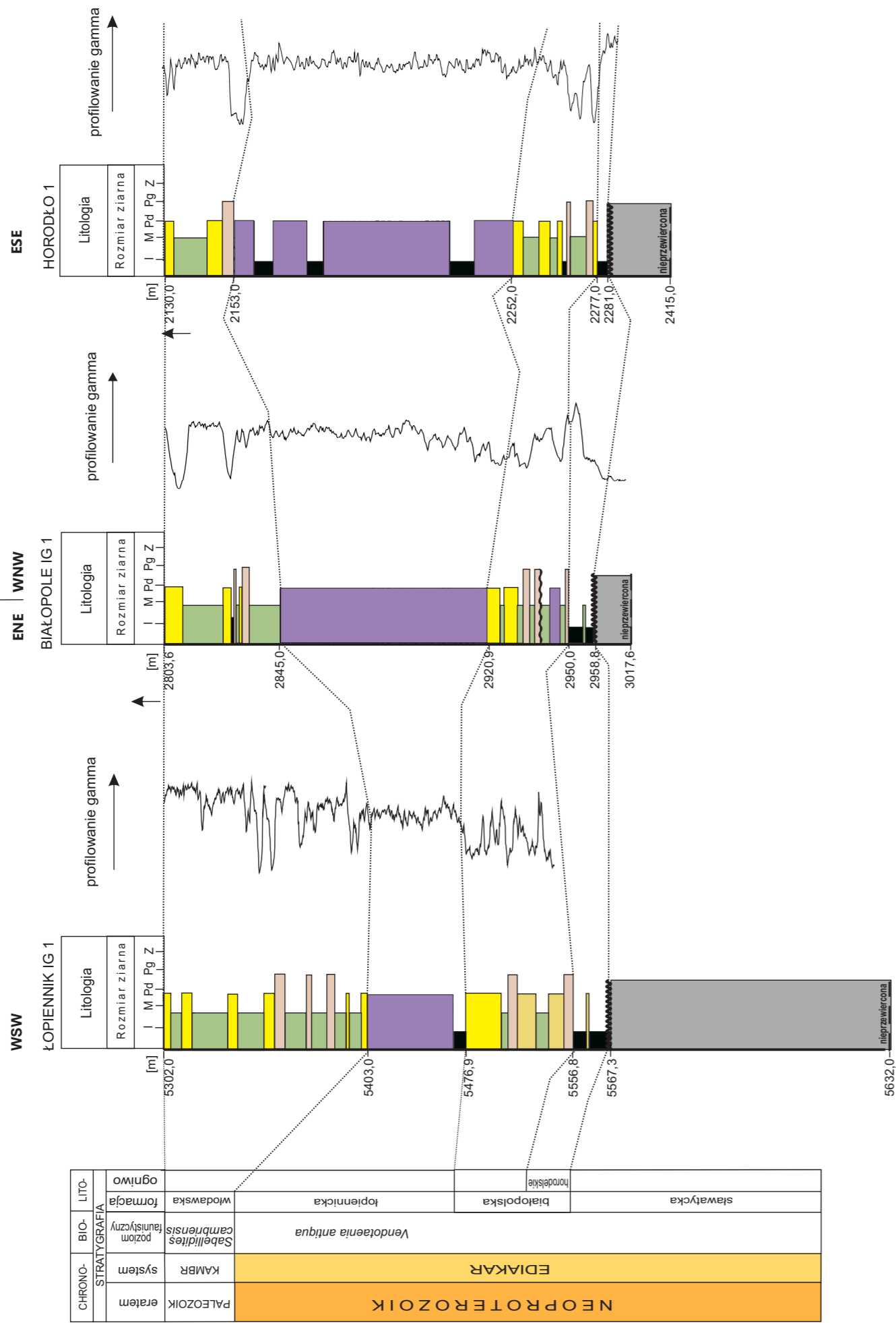


FIG. 9. Korelacja jednostek litostratygicznych edikaru w SE części basenu lubelsko-podlaskiego (wg Pacześnej, 2014, zaktualizowano i zmieniiono; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b); objaśnienia jak na figurze 8

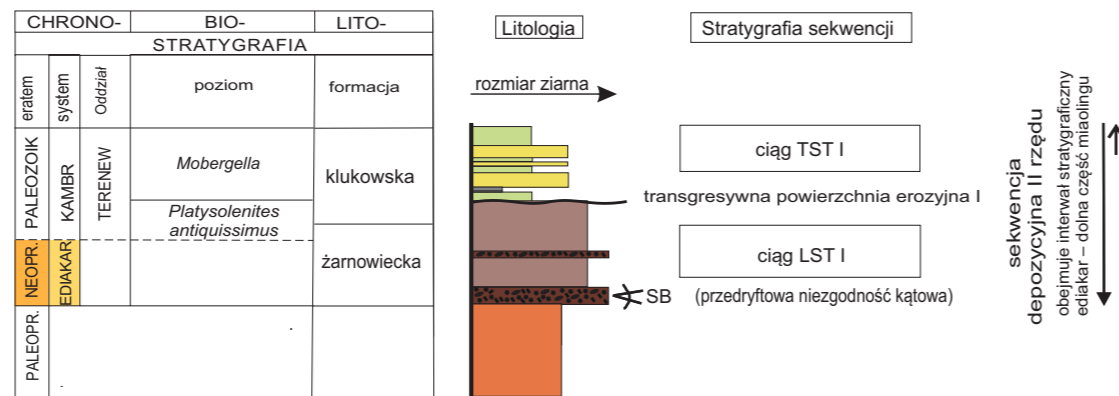
TAB. 1. Jednostki litostratygiczne edikaru w basenie lubelsko-podlaskim

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Typowy obszar	Litolgia / facie i dalszy podział	Uwagi
Formacja Żukowska	20,0–58,0	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, obniżenie podlaskie, wyżsina prowincja wulkaniczna	badania litostratygiczne: Znosko (1965); seria Żukowska – Aren (1978a, b; Aren i in., 1979); nieformalny termin seria Żukowska – Aren (1982); procedura formalizacyjna: Pacześna (2014); petrograficzne: Juszkowska (1971); tektonodopozycyjne: Poprawa, Pacześna (2002), Pacześna (2005a, b); stratygraficzno-sekwencyjne: Poprawa, Pacześna (2005a, b); sedimentologiczne: Pacześna (2010)	profil otworu wiertniczego Kąkolony IG 1; głęb. 1775,2–1811,1 m (wg próbek rdzeniowych); wg pomiarów geofizycznych: 1775,2–1814,2 m	SE i E część regionu lubelskiego oraz NE i E część regionu podlaskiego	centralna część lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego – zlepienie polimiktyczne, SE część wspomnianego basenu – zlepienie monomiktyczne, zbudowane z klasów skał podłoża krystalicznego, piaskowce gruboziarniste o zabarwieniu brunatnym, podłoża występują trinitatne mulowce. Depozycja łąkowa, w korytach zwirowanych rzek rozkolkowych	-
Formacja Sławatycka	19,0–317,2	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, obniżenie podlaskie, wyżsina prowincja wulkaniczna	badania litologiczno-stratygraficzne: Znosko (1965); seria Sławatycka – Lendzion (1962, 1968); petrograficzno-geochemiczne: Juszkowska (1971); Szczepanowski (1974); Bakun-Czubarow i in. (2000); Kzemińska (2005); stratygraficzne: Aren (1978a, b; Aren i in., 1979); Vidal, Moczyłowska (1995); tektonodopozycyjne: Poprawa, Pacześna (2002), Pacześna (2005); stratygraficzno-sekwencyjne: Poprawa, Pacześna (2005a, b); litostratygiczne – procedura formalizacyjna: Pacześna (2014); geochronologiczne: Compston i in. (1995); Poprawa i in. (2020); Kzemińska i in. (2022)	profil otworu wiertniczego Kąkolony IG 1; głęb. 1450,0–1733,2 m (wg próbek rdzeniowych); wg pomiarów geofizycznych: 1450,0–1775,2 m	SE i E część regionu lubelskiego oraz NE i E część regionu podlaskiego	skaly wylewne – bazalty, sporadycznie melafiry (fig. 13B) i porfiry, skaly protoklastyczne – szarokielasne tufy lapilowe, grubopopielowe i drobpopielowe (fig. 13C, D); skaly epiwulkanoklastyczne – brekcje bazaltowe (fig. 13A), zlepienie tufowe, gruboziarniste piaskowce tufowe; bazalty reprezentują wewnątrzplowce, kontynentalne srodowisko erupcji lak. Utwory proklastyczne zostały zdeponowane w wyniku erupcji typu fal protoklastycznych oraz erupcji typu opad. Utwory epiwulkanoklastyczne to osady rzek i strumieni rozkolkowych	dobrowania izotopowe metodą U-Pb na cyrkonach, w kolejności stratygraficznej: 580 ± 10 mln lat, 564 mln lat, 562 mln lat, 564 mln lat, 547 ± 6 mln lat
Formacja Teremska	9,5–10,6	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, wyżsina prowincja wulkaniczna	fornacja wykreowana i sformalizowana przez Pacześną (2014); badania petrograficzne: Juszkowska (1971); tektonodopozycyjne: Pacześna (2006); sedimentologiczne: Pacześna (2014); geochronologiczne: Poprawa i in. (2020); Kzemińska i in. (2022); geochemiczne (Stodół i in., 2023)	wiertniczego Krzyże 4; głęb. 805,1–814,6 m (wg próbek rdzeniowych)	występuje lokalnie w NE części regionu podlaskiego i E części regionu lubelskiego	polimiktyczne, gruboklastyczne zlepienie o zwartym szkielecie ziarnowym, składające się z dobrze oboczonych i wydłużonych lub owalnych klasów skał podłoża krystalicznego, bazaltów (fig. 13E) tufów ikwających w spoiwie żelazisto-łusowym. W profilu Kąkolony IG 1 w obrębie warstwy zlepienoc występują warstwy drobpopielowych i lapilowych tufów, łajnowy i dyskioidalny kształt dobrze oboczonych (fig. 13F) klasów w zlepienach, wskazuje na transport i depozycję w korytach rzek rozkolkowych, zasłanych w materiał skał wulkanicznych, pochodzących z obszaru wulkanicznej prowincji wólyńsko-śląskiej. Tufy w formacji lenejskiej są związane z erupcją proklastyczną w końcowej fazie późnolubelskiej działalności wulkanicznej na paleokontynencie Białki (Pacześna, 2014; Poprawa i in., 2020; Kzemińska i in., 2022), linia interpretacji genezy zlepienoc formacji lenejskiej podał Stodół i in. (2023), definiując je jako paleogłębie	-
Formacja Siemiętka	21,0–111,0	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, obniżenie podlaskie	formacja sformalizowana przez Pacześną (2014); badania litologiczno-stratygraficzne: seria kruszyńska – Lendzion (1963, 1970); Aren i in., 1979; paleontologiczne i biostratygraficzne: Moczyłowska (1991); chemostatygraficzne: Strauss i in. (1997); sedimentologiczne: Pacześna (2006, 2010)	profil otworu wiertniczego Kąkolony IG 1; głęb. 1400,0–1445,4 m (wg próbek rdzeniowych); wg pomiarów geofizycznych: 1401,4–446,4 m	SE i E część regionu lubelskiego oraz NE i E część regionu podlaskiego	NE część lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego (rejon Białowięzy) – bardzo gruboziarniste, piłe i brunatne piaskowce, podziębnie zlepienie polimiktyczne (fig. 17A), osadzone na szóbach aluwialnych; centralna część basenu – dominacja średnio- i drobnoziarnistych piaskowców (fig. 17B) oraz rejon skrajnie południowego występowania formacji – piaskowce drobnoziarniste z dużym udziałem mulowoc, stanowiące produkt sedymentacji w korytach rzek anastomozujących (fig. 17C, D); E część basenu w regionie lubelskim – piaskowce osady rzeki i stumieni rozkolkowych (Pacześna, 2010)	-
Formacja Białopolska	29,0–90,4	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego	formacja sformalizowana przez Pacześną (2014); ogniwu horodelskie wykreowane i sformalizowane przez Pacześną (2014); Litostatygraficzne: Lendzion (1960, 1963); Aren (1978a, b; 1982, 1984; 1986, 1989); paleontologiczne i biostratygraficzne: Moczyłowska (1991); Vidal, Moczyłowska (1995); stratygraficzno-sekwencyjne: Poprawa, Pacześna (2005a, b); chemostatygraficzne: Strauss i in., 1997; sedimentologiczne: Pacześna (2006, 2010)	profil otworu wiertniczego Białopole IG 1; formacja białopolska – głęb. 2920,5–2958,8 m (wg pomiarów geofizycznych); 2918,0–2960,0 m; ogniw horodelskie – głęb. 2950,0–2958,8 m (wg próbek rdzeniowych)	występuje tylko w SE części regionu lubelskiego	jaeno- i ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste oraz mulowce i ilowce, w warstwach piaskowoc wyraźne powierzchnie erozyjne w spągu oraz liczne klasy ilowoc, które wraz z niskokielasnym, limodanym warstwianiem przekątnym, przekątna laminażją ripielankowa, laminażją smużystą, fałsają i soczewkowatą oraz diagramami mulowymi i wskazują, że osady formacji były zdeponowane w kanałach pływocowych, będących zapisem pływocowych cykl szczytów-kwadrantowych (fig. 18A–E); rymity pływocowe były zdeponowane na pływocowych ówmiach mieszanych, piaskowoczystych i rzadziej mulowoczych (Pacześna, 2010a)	występowanie aktyarct: <i>Leiosphaeridia</i> sp., sinice <i>Vendotaenia antiqua</i> Gnilowskaya. Poziom <i>Vendotaenia</i> (Lendzion, 1983a,b); poziom <i>Subalidites-Vendotaenia</i> (Moczyłowska, 1991); poziom <i>Vendotaenia antiqua</i> (Ebbestad i in., 2021)
Formacja Ipienińska	20,8–100,0	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego	badania litostratygiczne: seria lubelska: Lendzion (1963, 1970); Aren (1978a, b; 1982; Aren i in., 1979); Pacześna (2014) wprowadziła nową nazwę – formacja Ipienińska i przeprowadziła procedurę formalizacji; paleontologiczne i biostratygraficzne: Pacześna (1985, 1986, 1989); Moczyłowska (1991); Vidal, Moczyłowska (1995); ichnologiczne: Pacześna (1996); sedymentologiczne: Pacześna (2006, 2010); tektonodopozycyjne: Poprawa, Pacześna (2002); Pacześna (2005); stratygraficzno-sekwencyjne: Pacześna (2005a, b); chemostatygraficzne: Strauss i in. (1997)	profil otworu wiertniczego Lopiennik IG 1; głęb. 5403,0–5476,9 m (wg próbek rdzeniowych); wg pomiarów geofizycznych: 5405,5–5479,0 m	występuje w centralnej i SE części regionu lubelskiego	bardzo drobnoziarniste i średnioziarniste, rzadziej drobnoziarniste, kwarcowe, częste zlepienie polimiktyczne, rzadkie, cienkie warstwy mulowoc i ilowoc; utwory formacji zamocowanej były zdeponowane w srodowiskach kontynentalnych, na szóbach aluwialnych i omiach atluwialnych (Jaworowski, 1979, 1997; Jaworowski, Skorska, 2003)	występowanie aktyarct: <i>Leiosphaeridia</i> sp., sinice <i>Vendotaenia antiqua</i> Gnilowskaya (fig. 12A, B); skamenabiści śladowe: <i>Pleuroiles moritarius</i> Richter, <i>Torwanegia rosea</i> Webby, <i>Helminthopsis irregularis</i> (Schäffner), <i>Palaeopascichnus delicatus</i> Palli, <i>Gordia</i> sp., <i>Cochlichnus</i> sp. Poziom <i>Vendotaenia</i> (Lendzion, 1983a, b); poziom <i>Subalidites-Vendotaenia</i> (Moczyłowska, 1991); poziom <i>Vendotaenia antiqua</i> (Ebbestad i in., 2021)
Formacja Żarnowiecka	150,0	południowa Polska, obniżenie bałtyckie na leżące w polskiej części Morza Bałtyckiego	badania litologiczne i sedymentologiczne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Jaworowski, Skorska (2003); litostratygiczne: opisana pod nazwą formacja smoludzka przez Bednarczyka, Tumań-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b; Lendzion w Mers i in., 1980); stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); petrograficzne: Skorska (1988, 1998, 2000a)	profil otworu wiertniczego czepo Żarnowiec IG 1; głęb. 3201,1–3236,5 m (Lendzion w Mers i in., 1980)	N Polska, Pobrżeże Kaszubskie	piaskowce gruboziarniste i średnioziarniste, rzadziej drobnoziarniste, kwarcowe, częste zlepienie polimiktyczne, rzadkie, cienkie warstwy mulowoc i ilowoc; utwory formacji zamocowanej były zdeponowane w srodowiskach kontynentalnych, na szóbach aluwialnych i omiach atluwialnych (Jaworowski, 1979, 1997; Jaworowski, Skorska, 2003)	Chronostratygrafia: edikar – kamb. terenew (kamb. dolny); ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych utwory formacji zamocowanej pozostają nierozdzielone chronostratygraficznie (fig. 10) od zalegającej wyżej formacji kukulowskiej umownie zaklanczone do terenew (dólego kambu) (Jaworowski, 2011); góma część formacji zamocowanej reprezentowanej przez utwory przejściowe, łągowo-morskie, przechodzi w sposób ciągły w następną formację łągowo-morską, która osadziła się w srodowisku morskim, na co wskazują ónowe norki mieszankie <i>Monocerasium</i> sp., <i>Stalifolus leneis</i> , <i>Diplocerasium parallelum</i> morskich filtratorów

Edikar – geochronologia wg: <sup>[1]</sup> Compston i in. (1995); <sup>[2]</sup> Poprawa i in. (2020); <sup>[3]</sup> Kzemińska i in. (2022)

1  
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

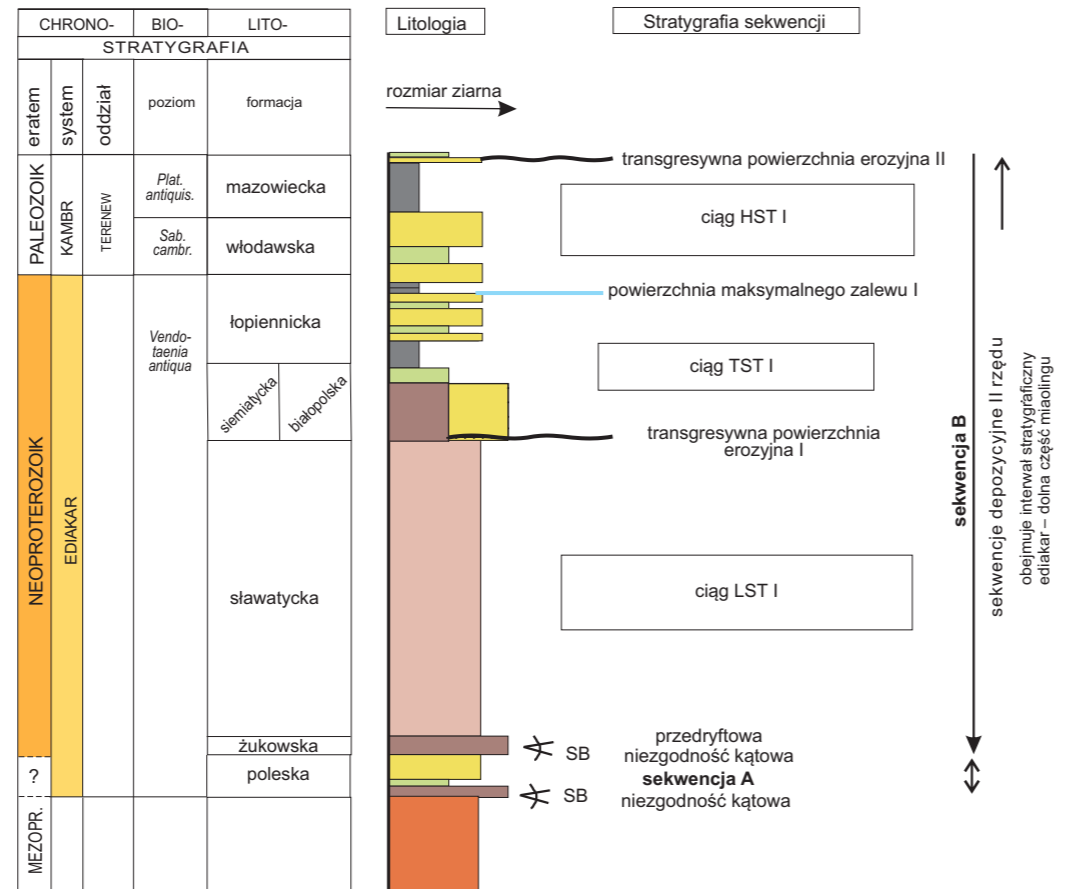
**FIG. 10.** Stratygrafia sekwencji dla ediakarskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie bałtyckim (sekwencje depozycyjne wg Jaworowskiego, Sikorskiej, 2003; Jaworowskiego, 2011; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b); NEOPR. – neoproterozoik; PALEOPR. – paleoproterozoik;



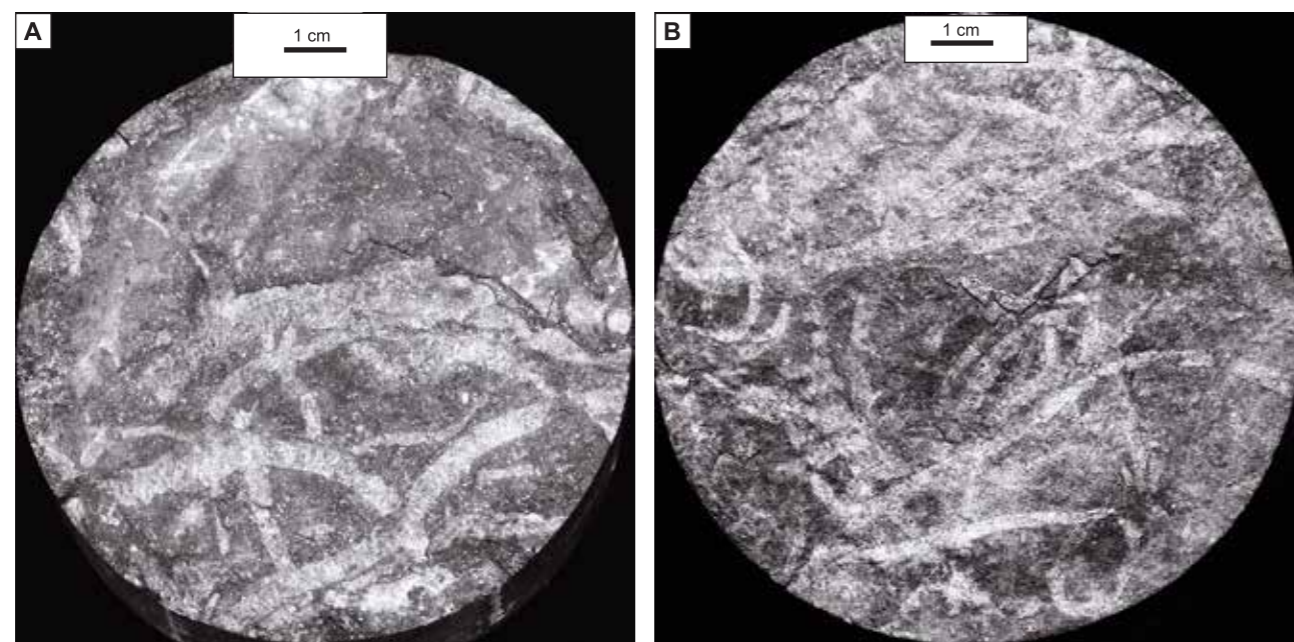
Legenda do figur 10 i 11

- arkozy
- piaskowce drobnoziarniste
- mulowce
- iłowce
- skały wulkanogeniczne
- podłoże krystaliczne
- zlepieńce

**FIG. 11.** Stratygrafia sekwencji dla ediakarskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie lubelsko-podlaskim (wg Paczeńskiej, Poprawy, 2005; Paczeńskiej, 2010; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b); MEZOPR. – mezoproterozoik; Sab. camb. – *Sabellidites cambriensis*; Plat. antiquis. – *Platysolenites antiquis*



**FIG. 12.** Charakterystyczne, masowe nagromadzenia plech sinic *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya w czarnych iłowcach estuarium lubelskiego w basenie lubelsko-podlaskim, górny ediakar, formacja białopolska, ogniwo horodelskie, otwór Łopiennik IG 1:  
A – *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya, głęb. 5558,8 m;  
B – *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya, głęb. 5551,6 m



Czubarow, 2002; Emetz i in., 2004; Krzemińska, 2005; Shumlyansky i in., 2007; Shumlyansky, 2012). Magmatyzm ryftowy zapisał się w postaci licznych pokryw bazaltowych i pikrytowych (maficznych, bogatych w magnez) oraz poziomów piroklastycznych, tefr, tufów (głównie proksymalnych) oraz aglomeratów tufowo-lawowych (Juskowiakowa, 1971; Poprawa i in., 2020) (fig. 13). Skały te są notowane wzdłuż SW brzegu kratonu wschodnio-europejskiego oraz w niestabilnej strefie granicznej pomiędzy Fenoskandią a Sarmacją, w obrębie zamarłego ryftu (aulakogenu Orsza-Wołyń), który przebiega ukośnie do zachodniej krawędzi kratonu. Strefa aktywna wulkanicznie objęła basen lubelsko-podlaski we wschodniej Polsce, a także SE Białoruś, NW Ukrainę (Wołyń) do północnej Mołdawii, łącznie tworząc wołyńską prowincję pokryw bazaltowych, nazywaną również wołyńską prowincją wulkaniczną, która ze względu na duży obszar oraz względnie krótki interwał aktywności wulkanicznej jest zaliczana do kategorii dużych prowincji magmowych (Shumlyansky i in., 2007, 2016; Nosova i in., 2008).

W basenie lubelsko-podlaskim skały wulkanogeniczne są dostępne jedynie w otworach wiertniczych. Występują one na głęb. ok. 410 m – w rejonie otworów Kruszyniany 1–6, 880 m – w otworze Krzyże 4, natomiast w południowej części basenu pojawiają się na głęb. ok. 3017 m – w otworze Białopole IG 1 oraz 5630 m – w otworze Łopiennik IG 1. Na Ukrainie i Białorusi głębokość zalegania skał wulkanogenicznych jest mniejsza. Pokrywy lawowe są też obecne w naturalnych odsłonięciach na obszarze Ukrainy, na Wołyniu, np. w Janowej Dolinie (Bakun-Czubarow i in., 2002). W skałach całej prowincji miąższość utworów wulkanogenicznych jest zmienna i wynosi od 70 m na północy do 350 m lub więcej na południu, na obszarze Ukrainy. W rejonie Wołyń–Dniestr miąższość wulkanitów dochodzi do 500 m (Shumlyansky i in., 2016). W Polsce w wulkanogenicznej formacji sławatyckiej w basenie lubelsko-podlaskim, oprócz skał wylewnych w postaci pokryw bazaltowych, wyróżniono piroklastyki: tufy, tufity (fig. 14, 15) oraz skały epiwulkanoklastyczne z przewarstwieniami tufów, zawierające okruchy zniszczonych już bazaltów (Juskowiakowa, 1971).

Czas aktywności wulkanicznej został wyznaczony głównie na podstawie datowania izotopowego metodą U-Pb na cyrkonach. Wyniki (tab. 2) obejmują próbki tufów z obszaru Polski (Compston i in., 1995; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022), bazaltów i tufów Białorusi oraz bazaltów, tufów i bentonitów Ukrainy i Mołdawii (Shumlyansky i in., 2007, 2016; Kuzmienkova i in., 2011; Paszkowski i in., 2019; Środoń i in., 2023). Datowane wulkanity pochodzą z różnych miejsc w obrębie basenu i różnych odcinków sukcesji wulkanogenicznej. Rejonem o największej miąższości (350 m) i frekwencji potoków lawowych, łącznie z pokrywą lawy pikrytovej w spągu i warstwami proksymalnych piroklastyków, wydają się być okolice Kaplonosów (otwór wiertniczy Kaplonosy IG 1). Największe i najbardziej kompletne nagromadzenie skał wulkanogenicznych wskazuje, że w pobliżu tego wiercenia było rozwinięte jedno z ediakarskich centrów wulkanicznych.

Do badań wieku bezwzględnego wybrano warstwy tufu (w większości nieredeponowane), które reprezentują stratygraficznie odpowiednio najniższy i najwyższy pakiet piroklastyków (Krzemińska i in., 2022). Wiek depozycji oznaczony na podstawie najmłodszych ziaren cyrkonu został określony w pięciu próbkach z interwału głęb. 1450–1720 m w otworze wiertniczym Kaplonosy IG 1 oraz w próbkach z trzech innych otworów, zlokalizowanych na północ od otworu Kaplonosy IG 1 (tab. 2). Wiek fazy początkowej oszacowano na podstawie najstarszej populacji antekryształów, które pozostały jako relikty z początku aktywności magmowej. Wiek fazy końcowej jest rejestrowany w każdej próbce tufu przez najmłodsze kryształy cyrkonu piroklastycznego, które wykrystalizowały bezpośrednio z magmy tuż przed erupcją.

Pierwsze wylewy law w zachodniej części prowincji miały miejsce prawdopodobnie ok. 580 ± 10 mln lat temu (Krzemińska i in., 2022), natomiast końcowe epizody efuzyjne datowano na 547 ± 6 mln lat. W ten sposób ramy czasowe wulkanizmu formacji sławatyckiej obejmują ok. 33 mln lat.

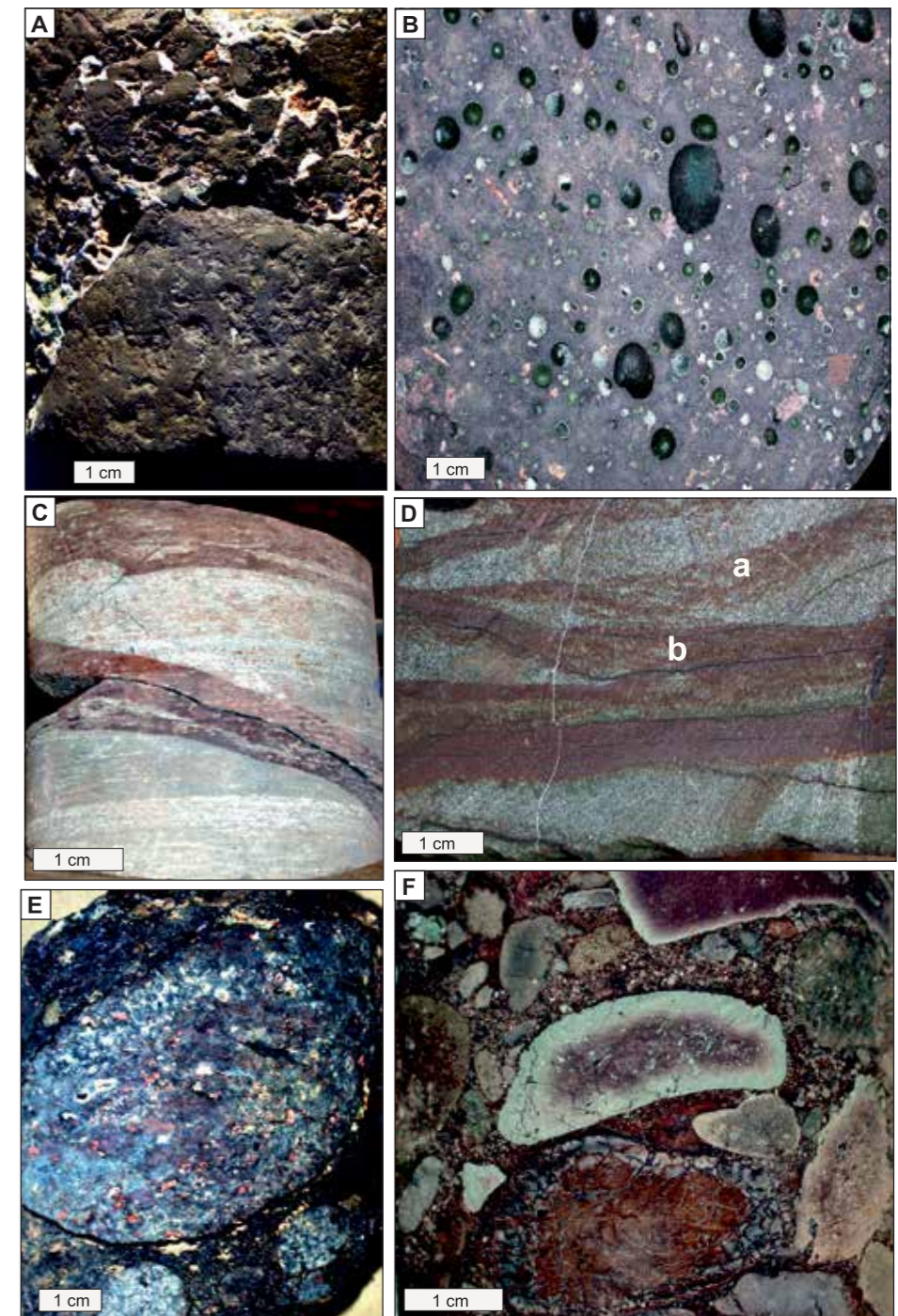
W Kaplonosach IG 1 wiek warstw tufu z kolejnych głębokości (tab. 2), w interwale o łącznej miąższości 270 m, wskazuje na czas kolejnych erupcji między 562 (głęb. 1587,6 m) a 550 mln lat temu (głęb. 1455 m). Wyjątkiem jest tu ostatnia próbka (głębokość powyżej 1450 m), pobrana z epiwulkanoklastycznych, polimiktycznych zlepieńców formacji teremiskiej, stanowiących utwory rzek roztokowych (Paczeńska, 2014) lub paleogleby (Środoń i in., 2023). Materiał do badań wieku nie pochodził zatem bezpośrednio z tufu (*in situ*), lecz ze zlepieńca o mieszanym materiale (otoczki tufowo-lawowe) o spoiwie tufowo-epiwulkanoklastycznym. Jest bardzo prawdopodobne, że w takim wypadku wiek najmłodszych ziaren raczej odzwierciedla najliczniejszą lokalnie populację cyrkonów piroklastycznych, czyli geologicznie czas najbardziej intensywnej aktywności efuzywnej. Właśnie te najliczniejsze cyrkonu o wieku

569–560 mln lat są obecne w tufach dystalnych i stanowią dominującą grupę wśród materiału piroklastycznego na Białorusi (Środoń i in., 2023).

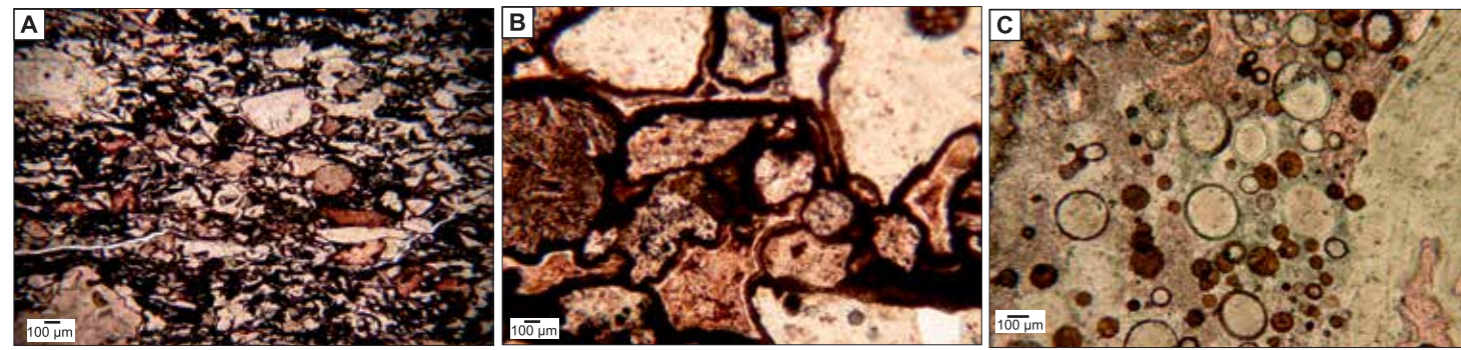
Badania wieku poziomów tufowych w profilu o mniejszej miąższości (profil Krzyże 4) rejestrują depozycję zaledwie 14,4 m w ciągu 12 mln lat, pomiędzy 564 a 556 mln lat temu (Poprawa i in., 2020), mieszcząc się w ramach czasowych określonych na podstawie profilu Kaplonosy IG 1.

Kompilacja danych geochemicznych pierwiastków śladowych z tufów i law obszaru Polski, Białorusi i Ukrainy (Krzemińska i in., 2022) ujawniła stopniową ewolucję magm w całej wołyńskiej prowincji wulkanicznej. Skały zachowują jednak ogólną charakterystykę typową dla kontynentalnych pokryw bazaltowych. Występują

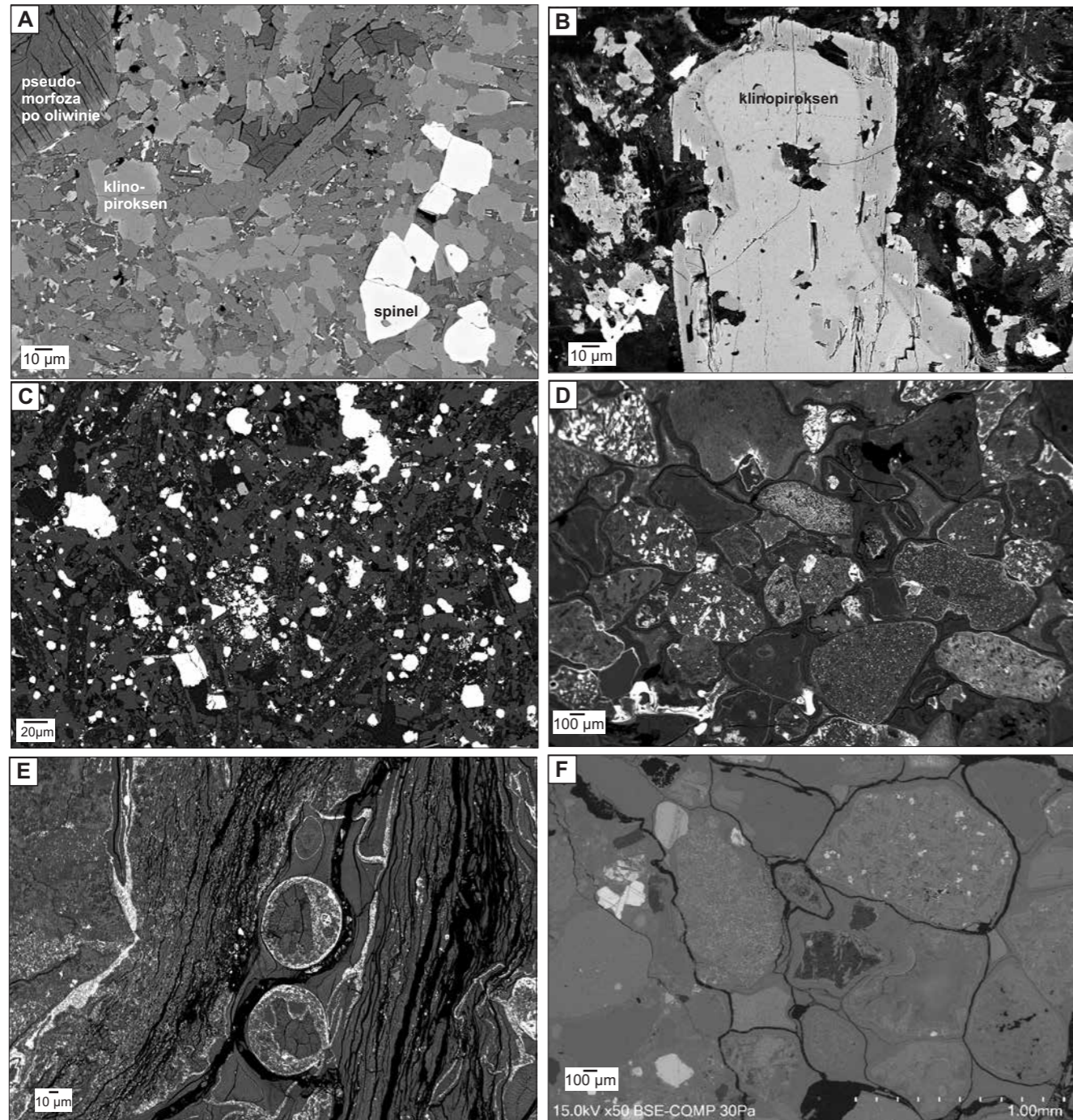
1  
Polska część platformy wschodnio-europejskiej



**FIG. 13.** Przykłady ediakarskich wulkanicznych skał wylewnych (A, B), piroklastycznych (C, D) i epiwulkanoklastycznych (E, F) z polskiej części wołyńskiej prowincji wulkanicznej:  
A – brekcja bazaltowa spójona kalcylem, powierzchnia boczna rdzenia, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1530,0 m;  
B – melafir, powierzchnia pozioma rdzenia, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1667,8 m;  
C – wielkoskalowe warstwowanie przekątne w tufie drobnoziarnistym, powierzchnia boczna rdzenia, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1618,4 m;  
D – przekątna laminacja riplemarkowa (a) i laminacja soczewkowa (b) w tufie drobnoziarnistym, przekrój pionowy rdzenia, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1625,4 m;  
E – zlepieniec polimiktyczny z dużymi otoczkami skał wylewnych, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1454,9 m;  
F – zlepieniec polimiktyczny, boczna powierzchnia rdzenia, otwór Krzyże 4, głęb. 813,5 m



**FIG. 14.** Typy osadów wulkanoklastycznych (nieredeponowanych) z górnego ediakaru (570–547 mln lat temu) basenu lubelsko-podlaskiego (mikrografie, mikroskop optyczny, polaryzatory równoległe):  
**A** – tuf średniopopielowy, vitro-litoklastyczny, widoczne przemiany szkliva prowadzące do powstania brązowego lub żółto-pomarańczowego palagonitu, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5570,1 m;  
**B** – tuf grubopopielowy, litoklastyczny, słabo wysortowany, z ostrokrawędzistymi litoklastami, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1660 m;  
**C** – tuf bogaty w pęcherzyki gazowe (pumeks), częściowo zrekrystalizowane i wypełnione (promieniście) włóknistym i masywnym zeolitem, otwór Krzyże IG 4, głęb. 868 m



**FIG. 15.** Przykłady zróżnicowania i ewolucji górniediakarskich skał wulkanogenicznych (formacja sławatycka) o cechach geochemicznych kontynentalnych bazaltów typu CFB: A–C – pokrywy lawowe; D–E – tufy proksymalne oraz F – spoiwo ze zlepnięcia tufowo-epiklastycznego (formacja teremiska):  
**A** – fenokryształy spotykane w bazaltach: oliwiny (tu: pseudomorfozy po oliwinie) w pikrytach, w tle złożonym z klinopiroksenów z Cr, pigeonitów, plagioklazów o składzie labradoru, spineli z Cr; otwór Wisznice IG 1, głęb. 413 m;  
**B** – klinopiroksen o budowie pasowej w subalkalicznym bazalcie; otwór Mielnik IG 1, głęb. 1695 m;  
**C** – afanitowa tekstura w subalkalicznym bazalcie; otwór Krzyże IG 4, głęb. 897 m;  
**D** – średnioziarnisty tuf litoklastyczny o składzie bazaltu andezytowego; otwór Mielnik IG 1, głęb. 1625 m;  
**E** – drobnoziarnisty tuf o składzie riebeckitu z ostatniej warstwy z profilu otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1450 m (próbka datowana na wiek 546 ± 5 mln lat);  
**F** – spoiwo typowe dla zlepnięć formacji teremiskiej z widocznym redeponowanym materiałem piroklastycznym i epiklastycznym; otwór Zabłudów IG 1, głęb. 746 m. Mikrografie, mikroskop elektronowy, BSE

**TAB. 2.** Zestawienie danych geochronologicznych obejmujące polską, białoruską i ukraińską część wołyńskiej prowincji wulkanicznej

Lp.	Lokalizacja próbki	Głębokość [m]	Nazwa i typ skały wg Winchestera, Floyd (1977)	Faza wulkanizmu	Wiek U-Pb [mln lat]	Oddychlenie standardowe wężone (MSWD)	Liczba autokryształów
<b>Basen lubelsko-podlaski (Polska)</b>							
1	Kaplonosy IG 1 [4]	>1450,0	gleba	–	569,9 ± 0,2	0,21	4/13
2	Kaplonosy IG 1 [1]	1450,0	riolit	finalna	546 ± 5	0,114	7/47
3	Kaplonosy IG 1 [1]	1455,0	riolit	finalna	550 ± 5	0,87	8/47
4	Kaplonosy IG 1 [2]	1455,5	–	finalna	551 ± 4	0,77	22
5	Kaplonosy IG 1 [2]	1558,0	subalkaliczny bazalt	główna	553 ± 15	0,5	9/27
6	Kaplonosy IG 1 [2]	1587,6	subalkaliczny bazalt	główna	562 ± 11	4,2	5
7	Kaplonosy IG 1 [1]	1720,0	andezyt	inicjalna	570 ± 6	1,3	6/15
8	Krzyże IG 4 [2]	868,6	subalkaliczny bazalt	główna	556 ± 17	0,007	7/12
9	Krzyże IG 4 [2]	869,6	subalkaliczny bazalt	główna	561 ± 5	0,079	9/24
10	Krzyże IG 4 [2]	879,3	andezyt	główna	563 ± 7	0,15	5/19
11	Krzyże IG 4 [2]	881,8	subalkaliczny bazalt	główna	567 ± 19	1,7	6/45
12	Krzyże IG 4 [2]	883,0	subalkaliczny bazalt	główna	567 ± 5	0,098	12/19
13	Mielnik IG 1 [2]	1664,8	andezyt/bazalt	główna	563 ± 11	–	9/39
14	Wisznice IG 1 [2]	<402,0	–	główna	556 ± 11	4,3	6/8
<b>Białoruś</b>							
			nazwy skał zgodnie z cytowaniem				
15	Kob-34A- Kobryn [7]	517	tufit	warstwy górne	545 ± 4	3,7	3
16	Kob-34B- Kobryn [7]		tufit/arkoza	warstwy górne	550 ± 4	0,045	5
17	Kob-27A- Kobryn [7]	598	tufit	warstwy górne	560 ± 5	2,3	3
18	Kob-32A- Kobryn [7]	598	arkoza/waka	warstwy górne	567 ± 4	0,102	3
19	Kob-26 [4]	ok. 630	tuf	dolna	569,36 ± 0,29	0,05	3
20	Kob-25 [4]	ok. 660	tuf	dolna	569,4 ± 0,12	1,35	8
21	Kob-10 [4]	747	piaskowiec	dolna	569 ± 4	0,72	3
22	Pińsk 45A [4]		piaskowiec	dolna	579 ± 4	0,18	4
23	Pińsk 46A [4]		piaskowiec	dolna	579 ± 4	2,2	3
<b>Ukraina</b>							
			nazwy skał zgodnie z cytowaniem				
27	Ratne [2]		toleit	górna	549 ± 29	0,68	4/8
28	Ratne [2]		riodacyt	górna	554 ± 16	1,49	4/8
29	4529-3 [4]		gleba		566,74 ± 0,12	2,24	9
30	Tashky-20 [4]		tuf		569,6 ± 0,05	2,06	8
31	Dam-18LA [4]		bentonit		556,27 ± 0,13	1,26	4
32	Dam-11 [4]		mulowiec		557,12 ± 0,41	2,62	2
33	Dam-25 [4]		bentonit		555,98 ± 0,15	1	5
34	Struha-5A/6A [4]		bentonit		556,62 ± 0,26	1,82	3
35	Moh-1 [4]		bentonit		555,13 ± 0,31	2,56	3
<b>Moldawia</b>							
36	Otaci-1 [4]		bentonit		554,5 ± 0,26	0,82	3

Dane U-Pb z basenu lubelsko-podlaskiego: [1] Krzemińska i in. (2022); [2] Compston i in. (1995); [3] Poprawa i in. (2020); dane U-Pb z Białorusi, Ukrainy i Moldawii: [4] Środoń i in. (2023); [5] Shumlyansky i in. (2007); [6] Shumlyansky i in. (2016); [7] Paszkowski i in. (2019); [8] Kuzmienkova i in. (2011)

tu trzy możliwe do zidentyfikowania fazy magmatyzmu: początkowa, główna i końcowa (Krzemińska i in., 2022).

Początkowa faza była związana z wylewem bogatych w magnez law pikrytowych o małej objętości, po której pojawiła się erupcja tufu, z depozycją ok. 580 mln lat temu. Najstarsze pokrywy lawowe mają wyjątkowo niskie stężenie Zr i TiO<sub>2</sub> oraz podwyższoną zawartość Cr i Ni, ale geochemicznie odzwierciedlają raczej zmodyfikowane interakcje między górną skorupą a płaszczem litosferycznym (Krzemińska i in., 2022). Faza główna (ok. 567–551 mln lat temu) była najbardziej rozpowszechnionym, obfitym i dynamicznym przejawem działalności wulkanicznej. Ta faza rejestruje obecność licznych pokryw law i warstw tufu. Cechy geochemiczne świadczą o obecności subalkalicznych bazaltów do andezytu, z podwyższoną zawartością pierwiastków śladowych. Erupcje fazy końcowej (ok. 547 mln lat temu), reprezentowane przez najwyższą w profilu warstwę tufu zalegającą powyżej tufów datowanych uprzednio przez Compstona i in. (1995), były najmniej rozprzerstrzenione. Fakt ten wskazuje na stopniowe wyczerpywanie się zasobów magmy w komorach magmowych i wygasanie aktywności wulkanicznej w polskiej części wołyńskiej prowincji wulkanicznej.

Podobnie badania ewolucji aktywności wulkanicznej w części wschodniej wołyńskiej prowincji wulkanicznej, tj. na Białorusi, w Ukrainie i Moldawii, potwierdzają, że ta aktywność miała dwa etapy (Środoń i in., 2023). Pierwsza faza magmatyzmu maficznego i felzytowego charakteryzowała się erupcjami licznych potoków lawy bazaltowej i trwała od ok. 580 do 567 mln lat temu; druga faza piroklastycznego,

felzytowego magmatyzmu, bez law, trwała od 567 do ok. 545 mln temu.

Geochemicznie magma wykazuje kontaminację, w tym wzbogacenie w krzemionkę oraz cyrkon. Powszechna kontaminacja magm, w tym pikrytowych, została wykazana (Shumlyansky i in., 2018) na podstawie składu izotopowego tlenu w pikrytach z profilu utworów wulkanogenicznych z otworu Kaplonosy IG 1. Uzyskano wartości δ<sup>18</sup>O (7,6–7,8‰), tj. o ok. 2–2,5‰ wyższe niż spodziewano się w magmach pochodzących z płaszczka.

Tufy zwykle wykazują zbliżony trend zawartości pierwiastków śladowych do próbek lawy, potwierdzając ich pokrewieństwo genetyczne. Główne czynniki wpływające na ostateczną charakterystykę geochemiczną zidentyfikowane przez projekcję Th/Nb-Ti/Yb (Pearce i in., 2021) dokumentują dużą dyspersję składu magm.

W pokrywach lawowych i warstwach tufów jest widoczny wpływ kontaminacji materiałem skorupowym i przemiany hydrotermalne, w tym wczesnohydrotermalna mineralizacja miedziowa (miedź rodzima), występująca na Ukrainie oraz w profilu Kaplonosy IG 1 (Juskowiakowa, 1971; Emetz i in., 2004). Późniejszy etap przemian hydrotermalnych przebiegał już w paleozoiku. Zidentyfikowano dwa nakładające się na siebie procesy zmian: ediakarską przemianę hydrotermalną, wywołaną przez cyrkulację podgrzanych wód meteorycznych i ich cyrkulację w stygnących bazaltach, oraz niskotemperaturowe przemiany potasowe przebiegające w zbliżonym czasie do aktywności kaledonńskiej lub waryscyjskiej (Środoń i in., 2019).

## 1.8. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Paczeńska

### 1.8.1. Basen bałtycki

Spektrum sedymentacyjne basenu tworzą osady stożków aluwialnych powstałe zarówno w ich proksymalnych, jak i dystalnych częściach oraz na aluwialnych równiach roztokowych i zalewowo-warstwowych, zaliczone do formacji żarnowieckiej. Utwory formacji powstały w środowiskach lądowych, w klimacie półsuchym, z okresowymi nawalnymi opadami. Były deponowane w warunkach intensywnych, synsedymencyjnych ruchów wynoszących obszary alimentacyjne, z których materiał okruchowy był znoszony na stożki aluwialne i równie roztokowe, usytuowane na przedpolu aktywnych, silnie erodowanych skarp uskokowych na obszarze wielkiego półrowu, stanowiącego północny fragment ryftu Teisseyre'a-Tornquista.

Skład mineralny materiału klastycznego i jego analiza chemiczna wskazują na kratoniczne źródła materiału klastycznego, pochodzącego z pasywnego brzegu kontynentu (Sikorska, 2000). Obszary alimentacyjne znajdowały się na zachód od basenu, na zewnątrz od współcześnie rozumianej zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, lub na wschód od basenu, w strefach marginalnych. Innym obszarem, zasilającym półrow bałtycki w materiał klastyczny, był – wynoszony i silnie erodowany, zlokalizowany na północ od rowu – rejon tarczy bałtyckiej.

Wzdłuż zachodniego ramienia ryftu, spoza kratonicznych obszarów ryftowych, materiał klastyczny był dostarczany do rozbudowujących się tam stożków aluwialnych. Na wschodzie, u podnóża przeciwnych skarp uskokowych, powstały stożki: ciechanowski, olsztyński i bałtycki (fig. 16). Wzdłuż północnych krawędzi uskokowych, z materiału znoszonego przez rzeki i strumienie roztokowe, były deponowane aluwialne stożki, obecnie stwierdzone wierceniami pod dnem Bałtyku (Jaworowski, Sikorska, 2003, 2010; fig. 16).

### 1.8.2. Basen lubelsko-podlaski

Po zakończeniu aktywności wulkanicznej w basenie lubelsko-podlaskim, w wyniku otwarcia hydrologicznego depocentrow, rozprzestrzenił się osiowy drenaż piaskodennych rzek i strumieni roztokowych (Paczeńska, 2006). Trwał on w północnych i NE rejonach podlaskiej części basenu aż do początków wczesnego kambru. W tym samym czasie, na południe i SE od rejonów objętych aluwialnym systemem depozycyjnym, w wyniku postępującej z południa i SE transgresji morskiej zaczął się rozwijać estuariowy system depozycyjny, który również trwał w tym rejonie do początków kambru. Opisany wyżej rozwój sedymentacji w późnoediakarskim

lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym skutkowało powstaniem przestrzennie zregionalizowanej, obocznej, lateralnej zmienności facji (Paczeńska, 2010).

Do grupy proksymalnych, najbardziej gruboziarnistych (z dominacją zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych) profili położonych w pobliżu obszarów alimentacyjnych należą profile otworów: Krzyże IG 4, Kapłonosy IG 1 oraz Parczew IG 1 (fig. 17A–B). Zlewnię roztok, płynących w rejonie wyżej wymienionych profili, zasilają intensywnie wietrzejące wyniesione obszary paleoproterozoicznych i mezo-proterozoicznych skał magmowych i metamorficznych. W przypadku otworu Krzyże IG 4 było to wyniesienie mazursko-białoruskie, otworu Parczew IG 10 – wyniesienie Parczewa, a otworu Kapłonosy IG 1 – wyniesienie Kapłonosów. Dla profili fluwialnych wymienionych wyżej rejonów jest charakterystyczna obecność zarówno jednopiętrowych koryt, jak i zwiększona częstotliwość występowania wielopiętrowych koryt roztokowych. Dystalne koryta roztokowe zostały stwierdzone w profilach otworów: Busówno IG 1, Niwa 1 i Święcica 1. Cechuje je wyraźna przewaga piaskowcowych facji drobnoziarnistych, obecność jednopiętrowych koryt roztokowych i relatywnie dobrze wykształcone równie zalewowe. Pośrednią pozycję pod względem obecności facji grubo- i drobnoziarnistych zajmują profile otworów Mielnik IG 1 i Radzyń IG 1. Typowe są dla nich zbliżone proporcje udziału facji grubo- i drobnoziarnistych oraz silnie rozwinięte równie zalewowe. Relatywnie niewielka miąższość osadów równi zalewowych w stosunku do miąższości osadów koryt we wszystkich trzech rejonach wskazują na ich wąski zakres rozprzestrzenienia w systemie roztokowym. Większość sekwencji równi zalewowych reprezentuje równie proksymalne, położone w pobliżu koryta głównego lub koryt bocznych; obecność dystalnych równi zalewowych stwierdzono jedynie we wschodnich rejonach basenu, w profilu otworu Mielnik IG 1. W końcowych stadiach ewolucji basenu aluwialnego wyrównanie topografii ryftowej i wzrost tempa subsydencji w SE części basenu spowodowały rozwój systemu rzek anastomozujących. Profile facjalne, obrazujące depozycję rzek anastomozujących, charakteryzuje przewaga depozycji piaskowców drobnoziarnistych (fig. 17C, D) w korytach rzek oraz obecność jednopiętrowych koryt rzecznych. Inną cechą są bardzo dobrze rozwinięte równie zalewowe z rozległą siecią koryt krewasowych. Rieczne koryta anastomozujące cechuje pionowa akrecja facji piaskowców drobnoziarnistych z bardzo wysoką frekwencją niskokątowych warstwowań przekątnych. Zmiana reżimu hydrologicznego rzek roztokowych z efemerycznego przepływu na przepływ ciągły oraz rozwój równi zalewowych rzek anastomozujących z dobrze rozwiniętą siecią koryt krewasowych wskazują na zmianę klimatu z suchego, pustynnego na bardziej ciepły i wilgotny (Paczeńska, 2010).

Górnoediakarska sukcesja silikoklastyczna basenu lubelsko-podlaskiego jest zapisem transgresywnego etapu ewolucji estuarium (Paczeńska, 2010). W wyniku stopniowego wzrostu względnego poziomu morza, stymulowanego lokalnymi czynnikami tektonicznymi i postępującej w jego wyniku transgresji morskiej (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b), estuarium zaczęło wypełniać się utworami o dwój-

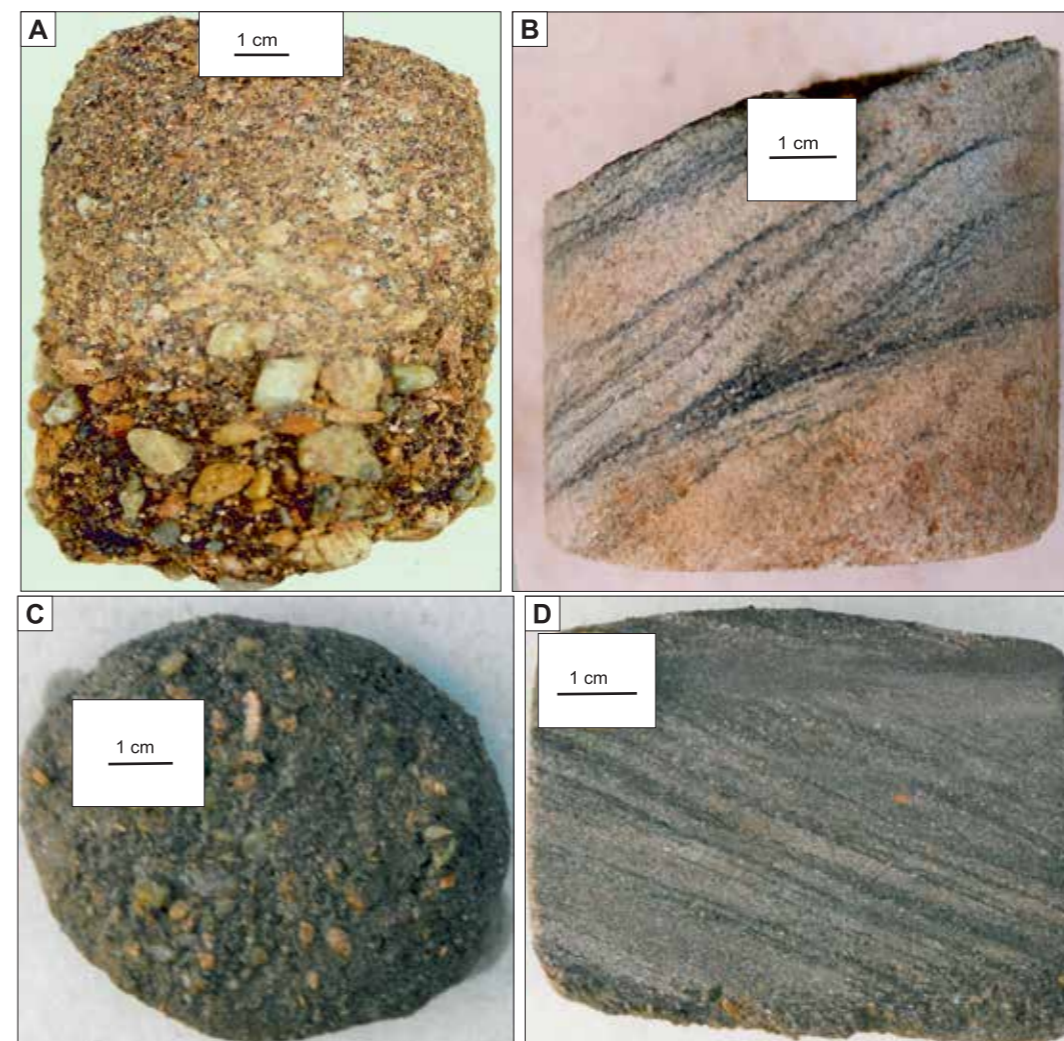


FIG. 17. Górnoediakarskie, fluwialne osady korytowe rzek roztokowych (A, B) i anastomozujących (C, D): A – polimiktyczny zlepieniec w spagu próbki rdzeniowej przechodzący ku górze w bardzo gruboziarnisty piaskowiec arkozowy, otwór Krzyże IG 4, głęb. 762 m; B – warstwowanie przekątne dużej skały w piaskowcu drobnoziarnistym, otwór Kapłonosy IG 1, głęb. 1412 m; C – zlepieniec polimiktyczny z dużymi klastami kwarcu i skaleni, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1592 m; D – piaskowiec drobnoziarnisty niskokątowo przekątnie warstwowany z klastami kwarcu i skaleni w spagu próbki rdzeniowej, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1600 m (wg Paczeńskiej, 2010)

kim pochodzeniu. Z północy był do niego dostarczany rzekami materiał lądowy, w południowej części estuarium dominowała dostawa materiału transportowanego przez pływy morskie. W basenie estuarium lubelskiego wyraźnie rysuje się trójstrefowość w przestrzennym zapisie lateralnego rozmieszczenia facji. Są to strefy górnej, środkowej i dolnej estuarium (Paczeńska, 2010a). Strefa górnej estuarium była zlokalizowana w północnej części basenu (rejon otworów: Radzyń IG 1, Parczew IG 10, Podędwórze IG 2 i Kapłonosy IG 1). Bezpośrednio nad sukcesją aluwialną występuje tam kilkunastometrowy pakiet osadów, w którym sukcesja asocjacji facjalnych wskazuje na przenikanie się koryt roztokowych i kanałów pływowych oraz obecność słabo wykształconych osadów równi mieszanych. Frekwencja wskaźników pływowych jest na równiach mieszanych bardzo niska. Są one reprezentowane przez bardzo cienkie diapiry mułowe i słabo rozprzestrzenione cykliczne rytmy pływowe, wskazujące na źle zaznaczającą się obecność wiązek pływowych. Sieć rozwiniętych w tej strefie kanałów pływowych miała najprawdopodobniej plan roztokowy. Odzworowywał on charakter sieci rzecznej, zasilającej północną część basenu w materiał klastyczny, świadcząc o strefie jeszcze silnie oddziaływujących wpływów rzecznych i znacznie słabiej zaznaczających się wpływów morskich.

W rejonie północnym basenu lubelsko-podlaskiego, w pobliżu otworów Busówno IG 1, Niwa 1 i Święcica 1, wyróżnia się wyraźnie strefa dominacji osadów o najdrobniejszej frakcji. Inną, specyficzną cechą jest tutaj znaczący wzrost frekwencji wskaźników pływowych ku SE; szczególnie wzrost ten dotyczy diapirów mułowych. Zdominowanie sukcesji pływowej przez osady równi mieszanych z doskonale wykształconymi cyklicznymi rytmy pływowymi (fig. 18A, C, E) świadczy o w pełni wykształconym, pływowym charakterze sukcesji. W profilu równi mieszanej występują bardzo charakterystyczne skamieniałości śladowe o nieskomplikowanej morfologii i niewielkich rozmiarach, zwłaszcza średnicy kanałów (fig. 18B, D). W SE części basenu (rejon profilu Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Horodło 1 i Białopole IG 1) występują miąższe pakiety równi piaszczystych z zapisem sedymentologicznym reżimu górnego przepływu. Wskazuje on na lokalizację w tej strefie basenu maksimum pływowego, tj. strefy największych prędkości prądów pływowych, osiąganą na równiach piaszczystych w pobliżu ujścia estuarium. Obecność wymienionych specyficznych stref depozycji pływowej definiuje obszar basenu,

rozciągający się między linią profili Busówno IG 1, Niwa 1 i Święcica 1 a linią profilu Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Horodło 1 i Białopole IG 1 jako strefę środkowego estuarium. W SE części basenu, w strefie dolnego estuarium, występują elementy depozycyjne strefy niżepływowej, do których należy doskonale wykształcony kompleks amalgamowanych kanałów niżepływowych oraz słabo rozwinięte pływowe grzbiety piaszczyste z zapisem bimodalnego warstwowania przekątnego. Strefa dolnego estuarium pozostawała w całości w zasięgu silnych wpływów morskich.

Paleogeografia. System aluwialny w północnej i NE strefie basenu lubelsko-podlaskiego rozwijał się w czasie późnych etapów fazy synryftowej w rowach i półrowach tektonicznych w kolejno rozwijających się depocentrach sedymentacyjnych (Paczeńska, 2006). Depozycja odbywała się u podnóża skarp uskokowych na stożkach aluwialnych w zanikających stopniowo – w miarę wygasania procesów ryftowych – depocentrach. Dwuczłonowy aluwialny system depozycyjny występuje w dolnej części profili, bezpośrednio nad skałami wulkanogenicznymi we wschodniej i SE strefie basenu lub bezpośrednio na prekambryjskim podłożu krystalicznym w jego części zachodniej. Jego niższy człon stanowią bardzo gruboziarniste, źle obtoczone i niewysegregowane osady stożków aluwialnych. Osady stożków stanowiły element depozycyjny drenażu poprzecznego dolin ryftowych. Depozycja stożków była ograniczona do pojedynczych dolin ryftowych. Rejonem depozycji stożków aluwialnych były również rejon zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie nachylonych zboczy wyniesień podłoża krystalicznego w okolicach profilu otworów Parczew IG 10 i Kapłonosy IG 1. W końcowych etapach fazy synryftowej w basenie aluwialnym, w wyniku wyrównania topografii basenu ryftowego, otwarcia hydrologicznego depocentrow oraz wzrostu tempa subsydencji regionalnej w części SE basenu, nastąpiła ekspansja osiowego drenażu rzek i strumieni roztokowych. Spływały one zgodnie z przebiegiem podłużnej osi basenu, z północy na południe. Osady roztokowe stanowiły wyższy człon aluwialnego systemu depozycyjnego. Paleogeograficzny obraz końcowych stadiów trwania basenu aluwialnego był facjalnie zuniifikowany. Na zachodzie i północy rozbudowywały się dystalne części rozległych stożków aluwialnych, które były obszarami źródłowymi dla dużych rzek roztokowych, spływających poprzecznie do osi basenu sedymentacyjnego. Pod koniec depozycji aluwialnej

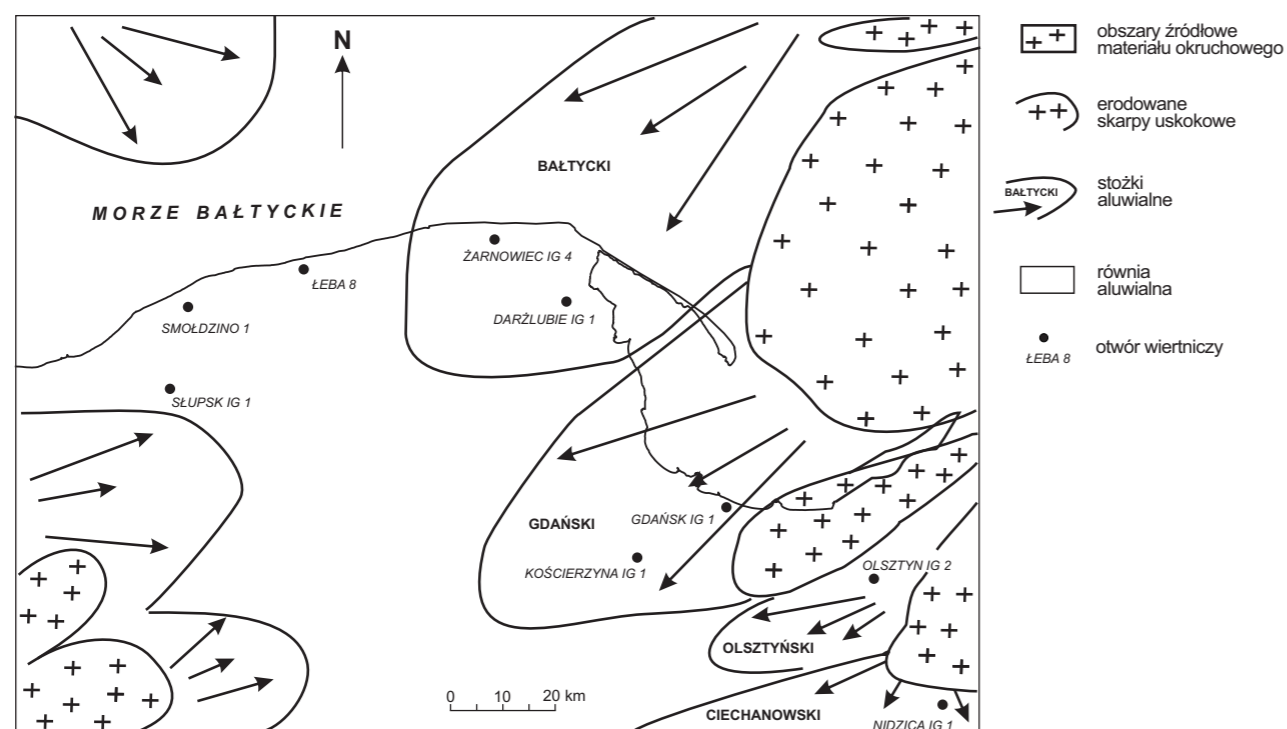
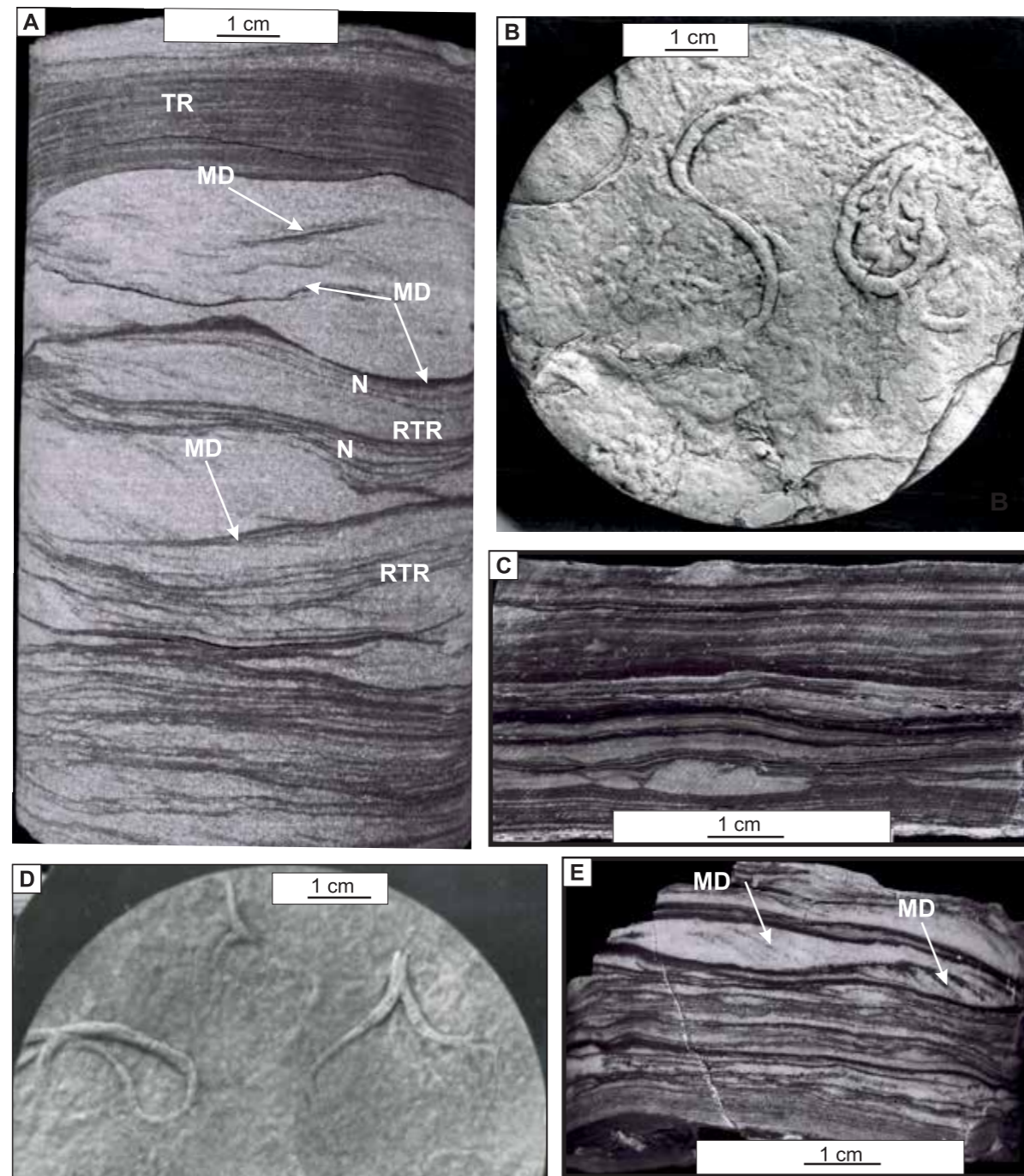


FIG. 16. Szkic paleogeograficzny dla okresu depozycji ediakarsko-kambryjskiej formacji żarnowieckiej w basenie bałtyckim (wg Jaworowskiego, Sikorskiej, 2010, zmieniono)

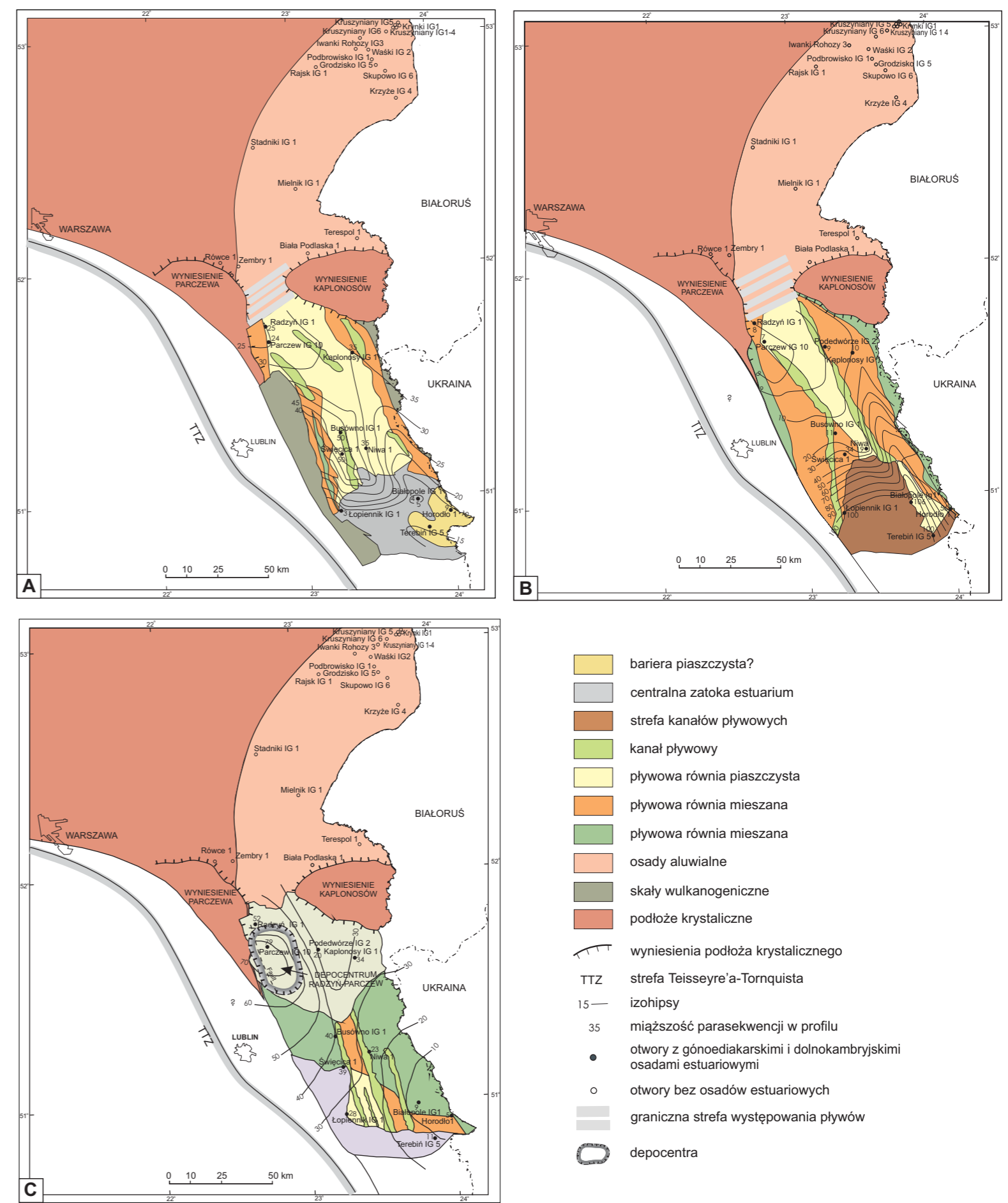
1  
Polska część  
platformy  
wschodnio-  
europejskiej



**FIG. 18.** Osady i skamieniałości śladowe pływowej równi mieszanej, górny ediakar, formacja łopiennicka:  
**A** – w górnej części próbki rdzeniowej warstwa rytmów pływowych (TR) podścielona przez przekątnie laminowane piaskowce drobnoziarniste. Zauważalne liczne diapiry mułowe (MD) oraz ripplemarkowe rytmy pływowe z licznymi, cienkimi wiązkami lamin mułowców (RTR) i (N), reprezentującymi pływowe cykle syzygijno-kwadraturowe, otwór Białopole IG 1, głęb. 2918,2 m;  
**B** – skamieniałość śladowa *Torowangea rosei* Webby, wypełnienie norki osadożercy w utworach pływowej równi mieszanej, otwór Białopole IG 1, głęb. 2890,0 m;  
**C** – cykliczne, poziome rytmy pływowe, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5442, 2 m;  
**D** – skamieniałość śladowa *Planolites montanus* Richter, wypełnienia nerek osadożerców w utworach pływowej równi mieszanej, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5451,2 m;  
**E** – rytmy pływowe z warstwą piaskowca drobnoziarnistego z przekątną laminacją ripplemarkową i cienkimi diapirami mułowymi (MD). Zauważalne grube diapiry mułowe (MD) na powierzchni lamin przekątnych, reprezentujących cykle syzygijno-kwadraturowe, otwór Busówno IG 1, głęb. 3637,6 m (wg Paczeńskiej, 2010)

osiowa część basenu była wypełniona osadami równi aluwialnej, na której rozbudował się system rzek anastomozujących (Paczeńska, 2006, 2010).  
 Górnoediakarska sukcesja silikoklastyczna basenu lubelsko-podlaskiego jest zapisem transgresywnego etapu ewolucji estuarium lubelskiego. Jej przebieg jest odwzorowany pięcioma kolejnymi epizodami wzrostu względnego poziomu morza, zapisanymi w parasekwencjach, budujących transgresywny ciąg systemów depozycyjnych (Paczeńska, 2010). Parasekwencje w ediakarskim basenie lubelsko-podlaskim są ograniczone przez powierzchnie zalewu, wskazujące na pogłębienie się środowiska sedimentacji. Geneza estuarium była wynikiem stopniowego zatapiania rozległej doliny ryftowej o przebiegu NW–SE, powstałej w końcowym etapie fazy synryftowej późnoneoproterozoicznego ryftu na zachodniej krawędzi paleokontynentu Bałtyki (Paczeńska, 2006). Początki sedimentacji estuariowej mają swój zapis w parasekwencjach PS1 i PS2. W najwcześniejszych etapach rozwoju estuarium

lubelskie miało charakter mieszany, falowo-pływowy. Wskazuje na to zróżnicowanie architektury facjalnej najniższej parasekwencji PS1, z osadami centralnej zatoki w dolnym estuarium i brak osadów zatoki czoła delty w jego górnej części, przy jednoczesnej obecności w górnym estuarium osadów pływowych reprezentowanych przez równie piaszczyste i mieszane z cyklicznymi rytmami pływowymi oraz obecność w górnym estuarium strefy granicznej występowania pływów (Paczeńska, 2010: fig. 57A) (fig. 19A). W kolejnym etapie fazy transgresywnego estuarium, odpowiadającym depozycji parasekwencji PS2, nastąpił wzrost znaczenia sedimentacji pływowej. Świadczą o nim dobrze rozwinięte równie mieszane z sedimentacją cyklicznych rytmów pływowych. Maksymalizacja rozwoju równi mieszanych z doskonale wykształconymi rytmami pływowymi i wiązkami pływowymi, wykazującymi obecność pływowych cykli syzygijno-kwadraturowych, nastąpiła w czasie depozycji parasekwencji PS3. Największe w sukcesji transgresywnego rozprzestrzenienie cyklicznych rytmów pływowych, obecność pływowych powierzchni



**FIG. 19.** Mapy facjalno-miąższościowe, pokazujące fazy rozwoju późnoediakarskiego estuarium lubelskiego:  
**A** – faza początkowa estuarium obrazująca rozmieszczenie środowisk depozycji w czasie trwania parasekwencji PS1;  
**B** – faza maksymalnego rozwoju estuarium, obrazująca rozmieszczenie środowisk depozycji w czasie trwania parasekwencji PS3;  
**C** – faza końcowa rozwoju estuarium, pokazująca rozmieszczenie środowisk depozycji w czasie trwania parasekwencji PS6. W górnym estuarium zauważalna progradująca delta czołowa estuarium w kierunku południowym i SE, tj. w stronę transgredującego basenu morskiego. W dolnym estuarium zauważalny jednoczesny rozwój morskich środowisk przybrzeża (wg Paczeńskiej, 2010)

1  
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

reaktywacyjnych i zwiększającej swoją miąższość ku ujściu estuarium przyzmy pływowej, wskazuje na makropływowy charakter estuarium lubelskiego w czasie depozycji parasekwencji PS3 (fig. 19B).

W fazie maksymalnego rozwoju transgresji w trakcie depozycji parasekwencji PS4 i PS5, w estuarium nastąpił regres równi mieszanych. Wykształcenie się powierzchni maksymalnego zalewu w strobie parasekwencji PS5 oznaczało maksymalny zasięg w kierunku ładu równi mułowych i całkowite zatopienie doliny rzecznej lub równi roztokowej z rozwiniętą na niej siecią rzek roztokowych. Rozwój równi mułowych wskazuje na zakończenie transgresywnego etapu rozwoju estuarium.

Na przełomie ediakaru i kambru rozpoczął się regres estuarium lubelskiego. Jego przebieg jest zapisany w parasekwencjach PS6 i PS7. Regionalne zróżnicowanie spektrum fałalnego parasekwencji PS6 polegało na jednoczesnej obecności w górnym estuarium osadów zatoki czoła dety o relatywnie dużej miąższości i słabo

rozprzestrzenionych osadów równi pływowych w środkowym i dolnym estuarium (fig. 19C). Fakt ten wskazuje na zmianę charakteru estuarium z makropływowego w szczytowych etapach rozwoju transgresji, na falowy w początkowych stadiach jego regresu. Wystąpienie trzech powierzchni erozji przybrzeżnej oznacza kolejne epizody znacznego zwiększenia dostaw materiału klastycznego do zbiornika estuarium w stosunku do spowalniającego wzrostu względnego poziomu morza i związaną z nimi progradację linii brzegowej. Wskutek wzrostu dostaw materiału przez sieć rzek i strumieni roztokowych spływających z rejonu podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego do rejonu lubelskiego, basen estuarium uległ stopniowej destrukcji wskutek zasypiania.

We wczesnokambryjskiej dobie *Platysolenites antiquissimus* rozpoczęło się przekształcanie estuarium w otwarte wybrzeże morskie ze znaczącym udziałem falowania i być może nieznacznym udziałem pływów, które mogłyby wskazywać na mikropływowy charakter wybrzeża morskiego (Paczeńska, 2010).

2  
**Blok małopolski**

2.1. WSTĘP

Monika Jachowicz-Zdanowska

Utwory ediakaru są znane z SE części bloku małopolskiego, obejmującej terytoria Polski i zachodniej Ukrainy, leżącej w strefie transeuropejskiego szwu tektonicznego (TESZ), która to strefa biegnie wzdłuż SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Stanowi ona granicę pomiędzy prekambryjskim kratonem na wschodzie, a skonsolidowaną – w trakcie różnowiekowych procesów diastroficznych – zachodnioeuropejską platformą paleozoiczną (Mizerski, Stupka, 2005). W obszarze tym utwory prekambryjskie i paleozoiczne (od kambru po karbon), przykryte pokrywą osadów młodszych, w tym utworów Karpat fliszowych i zapadliska przedkarpacciego, zostały poznane dzięki licznym wierceniom. Rozpoznane w tym rejonie utwory prekambryjskie i paleozoiczne zostały włączone do następujących jednostek tektonicznych: na terenie Polski – bloku małopolskiego i łysogórsko-radomskiego, a na Ukrainie – masywu Leżańska, stref Kochanowa i Rawy Ruskiej (Buła, Habryn, 2011). Jednostki te są najczęściej interpretowane jako fragmenty platformy paleozoicznej Europy (Mizerski, Stupka, 2005). W innym ujęciu blok małopolski, uważany za pasywną część kratonu wschodnioeuropejskiego (Żelaźniewicz i in., 2009), jest łączony z zespołem terranów Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006; Żelaźniewicz i in., 2009). Od SW blok małopolski graniczy z blokiem górnolubelskim, od którego oddziela go strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (Buła, Habryn, 2011; fig. 20).

Prekambryjski fundament krystaliczny bloku małopolskiego nie został dotychczas rozpoznany wiernie. Z przeprowadzonych badań geofizycznych wynika, iż może on zalegać na głębokości znacznie przekraczającej 10 km (Malinowski i in., 2005). Najstarszymi zaliczanymi do ediakaru utworami rozpoznanymi na bloku małopolskim są fliszowe utwory ilasto-mułowcowo-piaszczyste z przewarstwieniami zlepieńców bądź zwirowców piaszczystych. Skąły te, o różnym zabarwieniu – od zielono-szarych, szaropopielatych po wiśniowo-brązowe, uległy silnej diagenecie lub słabym przeobrażeniom metamorficznym (anchimetamorfizm). W utworach tych upady warstwowania mierzone w rdzeniach wahają się od kilku do 90°, przy czym zaznacza się przewaga upadów stromych – powyżej 50°. W niektórych rdzeniach widoczne są przebiegi fałdów. Odcinkami uległy one fyllityzacji, co dotyczy głównie skał ilasto-mułowcowych. Skały o charakterze fliszowym rozpoznano w ponad 1000 otworach wierniczych wykonanych w obszarze od Częstochowy po Przemyśl, gdzie występują pod różnowiekowymi utworami, od ordowiku po miocen (Buła, 2000; Buła, Habryn, 2008, 2011).

2.2. BIOSTRATYGRAFIA

Monika Jachowicz-Zdanowska

Na podstawie przeprowadzonych badań palinologicznych udokumentowano późnoediararski wiek fliszowych kompleksów skalnych na bloku małopolskim. Oznaczalne zespoły mikroskamieniałości

organicznych z grupy Acritarcha zostały znalezione w kilkunastu profilach otworów wierniczych, zlokalizowanych w kilku rejonach tej jednostki tektonicznej (fig. 21) (Jachowicz-Zdanowska, 2011).

Szczegółowe analizy ilościowe i jakościowe uzyskanych zespołów pozwoliły na wyznaczenie dwóch charakterystycznych asocjacji mikroflory, występujących w ediakarze bloku małopolskiego.

Asocjacja pierwsza występuje w otworach wierniczych Okulice 2 i Cianowice 2 w rejonie Krakowa oraz Zalasowa 1, Stawiska 1 i Radlna 2 na południe od Tarnowa. Asocjacja ta charakteryzuje się dominacją nitkowatych okazów sinic przy bardzo niskim lub praktycznie braku okazów *Leiosphaeridia*; oznaczonym formom towarzyszą licznie niekiedy dość duże fragmenty bezpostaciowej substancji organicznej (fig. 22).

Asocjacja druga została stwierdzona w pozostałych analizowanych profilach. Zespół ten odznacza się wysokim udziałem drobnych okazów reprezentujących *Leiosphaeridia* (fig. 22), którym towarzyszą proste fragmenty sinic oraz pojedyncze formy Synaplo-morphitae Diver i Peat, 1979, przy czym cała palinofacja charakteryzuje się niskim udziałem materii organicznej.

Biorąc pod uwagę dużą miąższość analizowanego kompleksu skalnego, zróżnicowane zespoły mikroflory udokumentowane w obszarze bloku małopolskiego mogą reprezentować różne odcinki profilu. Ze względu na zbyt małą ilość danych nie można było na obecnym etapie badań ustalić ich następstwa w profilu pionowym (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Wszystkie dane wskazują na górnym ediakar rozpoznanych asocjacji mikroflorystycznych (fig. 23).

2.3. MAGMATYZM

Ewa Krzemińska

Jedyny radiometryczny wynik uzyskany z bloku małopolskiego (Compston i in., 1995) dotyczy warstw tufu z otworu wierniczego Książ Wielki IG 1. Dotyczy on próbek z interwału 1388–1394,5 m, reprezentującego górną część kambryjskiej formacji Książ Wielki (Moczydłowska, 1991) zdominowanej przez szarogłazy i zawierającej warstwę tufu. Uzyskany w trakcie badań izotopowych wiek najmłodszych cyrkonów wypreparowanych z tufu wskazał wiek 550 ± 3 mln lat. Czy depozycja materiału piroklastycznego i aktywność magmowa nastąpiła właśnie ok. 550 mln lat temu pod koniec ediakaru czy później (niż 550 mln lat temu), już w kambrze, zależy od tego, czy datowane ziarna były rzeczywiście kogeniczne z tufem i jako autokryształ pochodzący z ostatniej erupcji, czy były to tylko antekryształ ze starszej erupcji porwane z materiałem piroklastycznym, czy też ksenokryształ lub ziarna detrytyczne odzwierciedlające wiek starszego podłoża.

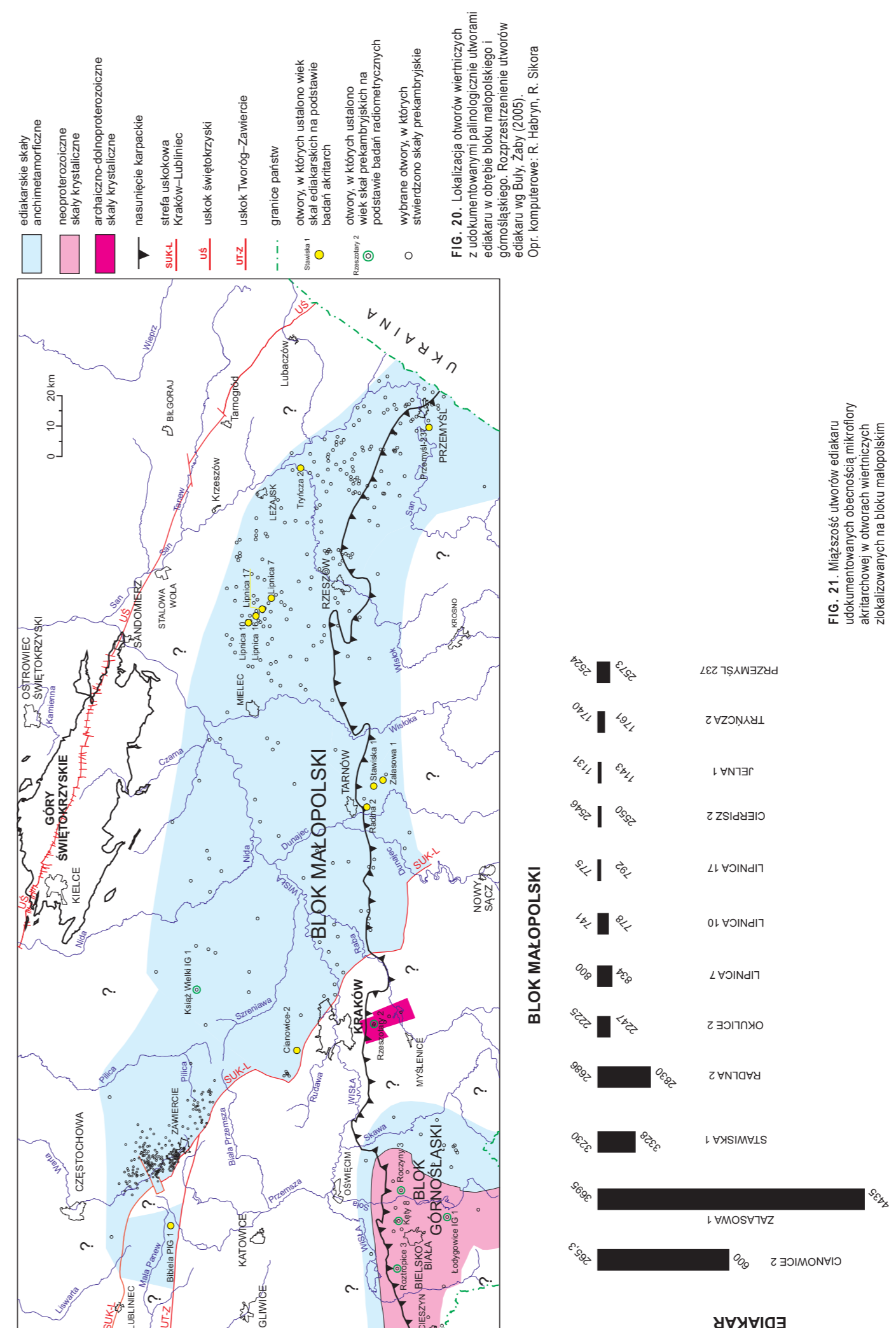


FIG. 20. Lokalizacja otworów wierniczych z udokumentowanymi palinologicznie utworami ediakaru w obrębie bloku małopolskiego i górnolubelskiego. Rozprzestrzenie utworów ediakaru wg Buły, Żaby (2005). Opr. komputerowe: R. Habryn, R. Sikora

FIG. 21. Miąższość otworów ediakaru udokumentowanych obecnością mikroflory akritarchowej w otworach wierniczych zlokalizowanych na bloku małopolskim

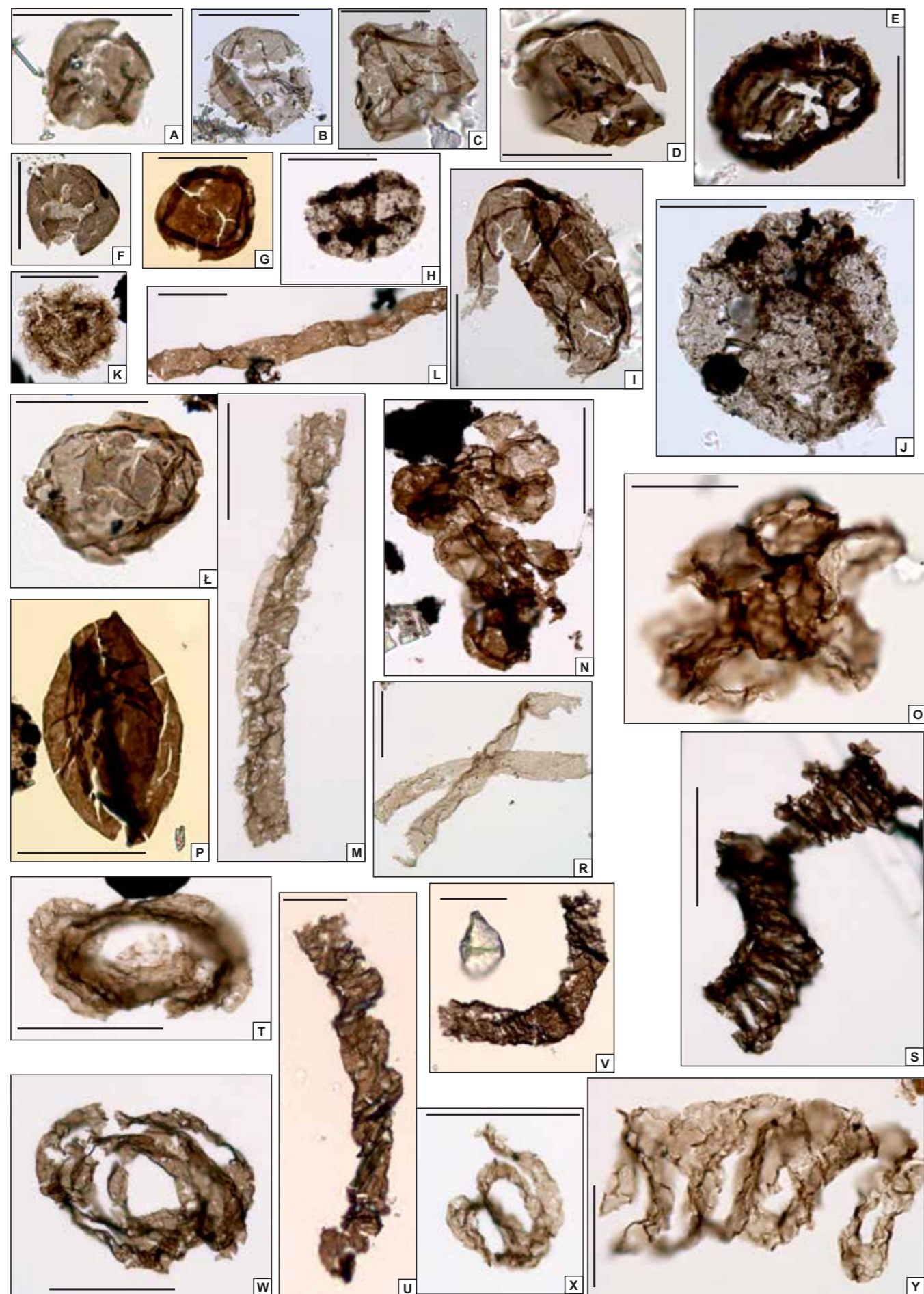


FIG. 22. Przykłady mikroskamieniałości udokumentowanych w utworach ediakaru w SE części bloku małopolskiego: A, B, F – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Jelna 1, głęb. 1138-1143 m; C-E, I, J – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Lipnica 10, głęb. 770 m; G, Ł, P – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Przemyśl 237, głęb. 2570-2573 m; H – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Okulice 2, głęb. 2242,1 m; K – *Granomarginata prima* Naumova, 1960; otwór Przemyśl 237, głęb. 2570-2573 m; L – *Siphonophycus* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; M – *Eoschizotrix* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; N – *Eoenthophysalis* sp.; otwór Okulice 2, głęb. 2242,1 m; O – *Eoenthophysalis* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; R – *Siphonophycus* sp.; otwór Cierpisz 2, głęb. 2546,5 m; S, T, W-Y – *Obruchevella* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; U, V – *Siphonophycus* sp.; otwór Bibiela PIG 1, głęb. 901 m. Skala liniowa wynosi 20 µm

Wiek [mln lat]	SYSTEM	Platforma wschodnioeuropejska Bałtyckie poziomy makroflorystyczne i makrofaunistyczne	Grey (2005)	Platforma wschodnioeuropejska (Moczyłowska, 1991)	Platforma wschodnioeuropejska (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002)	Platforma wschodnioeuropejska (Volkova, Kirjanov, 1995; Raevskaya, 2005)	Blok małopolski (Jachowicz-Zdanowska, 2011)
555	EDIAKAR	<i>Vendotaenia antiqua</i>		<i>Cyanobacteria-Leiosphaeridia</i>	<i>Teophipolia lancerata</i>	NK 1	LEMBA
		?		<i>Cyanobacteria</i>	<i>Primoflagella speciosa</i>	V2 <sup>2</sup>	
		Białomorska fauna Metazoa	ECAP		<i>Cyrcumiella mogilevica</i>	V1-V2	
			ELP				
570							
630							

FIG. 23. Zespoły mikroflory z utworów ediakaru w profilach zlokalizowanych na platformie wschodnioeuropejskiej i na bloku małopolskim (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013): ECAP – ediakarski zespół akritarch; ELP – ediakarski zespół leiosfer; LEMBA – późnoediakarskie zespoły bloku małopolskiego

## Blok górnośląski

### 3.1. WSTĘP

Monika Jachowicz-Zdanowska, Ryszard Habryn

Blok górnośląski wraz z położonym na SW blokiem Brna tworzą terran znany jako brunowistulikum (Dudek, 1980), który w literaturze określany jest również jako blok/terran brunowistulia lub brunia. Blok Brna, częściowo odsłonięty jako masyw brneński na Morawach, budują głównie granodioryty do tonalitów i diorytów kwarcowych oraz nieco starsze metabazyty, których protolit datowano metodą U-Pb na cyrkonach na 725 ± 15 mln lat (Finger i in., 2000).

Terran brunowistulikum, wg Buły i Żaby (2005), stanowi szczytny fragment skorupy litosferycznej, oddzielony od obszarów sąsiednich wyraźnymi nieciągłościami strukturalnymi, reprezentowanymi przez wieloetapowo rozwijające się strefy uskoku o ponadregionalnym znaczeniu. Jego NE granicę wyznaczają strefy uskoku Odry oraz Kraków-Lubliniec (fig. 20) (będące fragmentami znacznie większej, transkontynentalnej strefy dyslokacyjnej Hamburg-Kraków), oddzielające brunowistulikum od bloku małopolskiego. Granicę zachodnią wyznacza strefa tektoniczna morawsko-śląska, która oddziela brunowistulikum od nasuniętych na niego od zachodu kompleksów krystalicznych Sudetów Zachodnich. Od południa jednostka ta graniczy z blokiem Karpat wewnętrznych wzdłuż strefy (dyslokacji) perypienińskiej.

W fundamencie krystalicznym bloku górnośląskiego ediakar reprezentuje kompleks skał anchimetamorficznych oraz kompleks zlepieńców polimiktycznych (Moryc, Heflik, 1998; Żelaźniewicz i in., 2004; Buła, Żaba, 2005; Buła, Habryn, 2008) (fig. 24). Skały anchimetamorficzne, tj. metalowce, metamulowce i metapiaskowce z przewarstwieniami zlepieńców, silnie tektonicznie zdeformowane i sphyllizowane, rozpoznano w wąskim pasie przylegającym od północy i wschodu do wyniesienia Bielska-Białej-Andrychowa (fig. 24), utworzonego z neoproterozoicznych skał krystalicznych (Buła, Żaba, 2005 i literatura tam cytowana). Skały te o nieudokumentowanym wieku, przykryte niezmetamorfizowanymi utworami dolnokambryjskimi, są uznawane za ediakarski flisz (Cebulak, Kotas, 1982; Buła, Żaba, 2005). W NE części bloku górnośląskiego, na obszarze wyniesionej struktury Brudzowic, w otworze wiertniczym Bibiela PIG 1, występują silnie tektonicznie zaangażowane, ale bardzo lekko diagenetycznie zmienione utwory, reprezentowane

przez litofacje pyłowcowo-mułowcowo-iłowcowe. Litofacje piaskowcowe i brekcjowe stanowią niewielką część spektrum litologicznego. Innym, prawdopodobnie ediakarskim kompleksem skalnym są zlepienie polimiktyczne stwierdzone pomiędzy utworami kambru i skałami prekambryjskimi oraz pod utworami jury (Kowalczewski, 1990; Buła, Żaba, 2005). Zlepienie te Ślęczka (1982) określił jako ediakarskie (eokambryjskie) utwory molasowe związane z fazą kadomską („assyntyjską”).

### 3.2. HISTORIA TEKTONODEPOZYCYJNA

Ewa Krzemińska

Główne fazy tworzenia nowej ediakarskiej skorupy miały miejsce w trakcie kolizyjnej orogenezy kadomskiej od ok. 620 do 520 mln lat temu (Collins, Pisarevsky, 2005; Cawood, Buchan, 2007). Wokół brzegów Gondwany zaktywizowała się wówczas seria orogenów peryferyjnych określanych kolejno jako orogen *Terra Australis* (rozciąga się od NE wybrzeża Australii, na południe przez Tasmanię, Nową Zelandię i Półwysep Antarktyczny, przez kraniec południowej Afryki i Amerykę Południową), orogeny awalońsko-kadomskie i północno-indo-australijskie (Cawood, 2005; Cawood, Buchan, 2007). Orogeny te, jako rozproszone bloki kontynentalne, były w różny sposób zaangażowane w późniejsze wydarzenia geotektoniczne np. w trakcie trwania orogenezy kaledońskiej lub waryscyjskiej. Pierwotne granice każdego z orogenów peryferyjnych aktualnie pozostają słabo eksponowane i są zachowane fragmentarycznie jako relikty skorupy kadomskiej. Do tej grupy należą fragmenty podłoża Sudetów i jego przedpola oraz terran brunowistulikum z wchodzącym w jego skład blokiem górnośląskim.

### 3.3. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Paczeńska

Terran brunowistulikum to fragment wnętrza orogenu kadomskiego, zlokalizowany w obrębie pasa kadomsko-awalońskiego między północną krawędzią megakontynentu Gondwany a ówczesną południową krawędzią kontynentu Bałtyki (Nawrocki i in., 2004a,



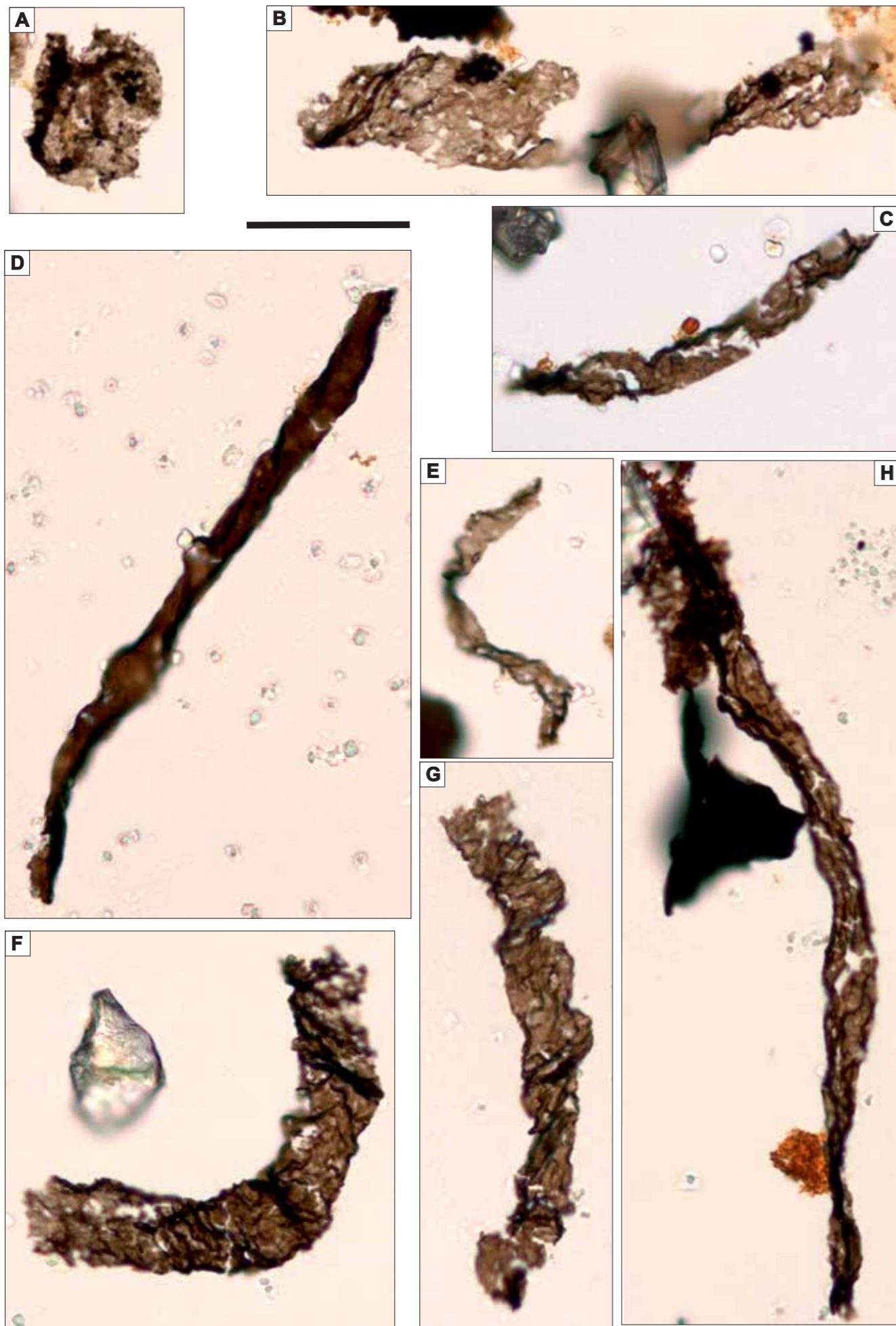


FIG. 25. Mikroflora z utworów ediakaru z otworu wiertniczego Bibiela PIG 1 (NE część bloku górnośląskiego):  
 A – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 901,0 m;  
 B, D–H – fragmenty sinic (*Cyanobacteria*), głęb. 901,0 m;  
 C – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 1585,0 m.  
 Skala liniowa wynosi 20 µm

TAB. 3. Magmatyzm ediakarski (kadmowski; 635–538,8 mln lat temu) oraz egzotyki i olistolity na obszarze południowej Polski i północnych Czech

Obszar	Próbka	Wiek U-Pb [mln lat]	Typ skały magmowej	Cytowanie
<b>Blok górnośląski (BGS)</b>				
kopuła Bielska-Białej	Łodygowice	629 ±6	granitoid	Żelaźniewicz i in. (2009)
	Roztropice	583 ±6	granodioryt	
	Kęty 8	579 ±2,7	granodioryt	
	Roczyny	558 ±4	granodioryt	
egzotyki w BGS	Istebna (ISTC)	617,5 ±5,2	ortognejs	Gawęda i in. (2019)
	Istebna J	603,7 ±3,8	ortognejs	
	Osielec (D6)	614,6 ±2,5	metagabro/dioryt	
	Osielec (OSC)	613,3 ±2,5	metabro/dioryt	
	Nowe Rybie	565,9 ±3,1	granit	
olistolity w BSG	Bugaj	580 ±6	granitoid	Burda i in. (2019)
	Andrychów	542 ±1	ortognejs	
<b>Blok małopolski</b>	Książ Wielki	*549 ±3	tuf	Compston i in. (1995)
		(578 ±5)	tuf	
<b>Blok przedludecki</b>	Strzelin	600 ±9	ortognejs	Oberc-Dziedzic i in. (2003)
	Strzelin	568 ±7	ortognejs	
	Nowolesie (S6)	602 ±7	ortognejs	Klimas i in. (2009)
	Nowolesie (S6)	587 ±4	ortognejs	
	Nowolesie	576 ±19	ortognejs (protolit)	Mazur i in. (2010)
	Maciejowice	566,9 ±9	ortognejs (protolit)	
	Wądroże Wlk.	548 ±9	metagranodioryt	
<b>Karkonosze</b>	Bitouchov	540 ±11	granodioryt	Żelaźniewicz i in. (2004)
	Zawidów	544 ±4	granodioryt	
<b>Masyw lużycki</b>	Zgorzelec	541 ±8	granodioryt	Dörr i in. (2002)
<b>Kłodzko–Złoty Stok</b>	Orle-Gołogłowy	590 ±10	plagiognejs (protolit)	Mazur i in. (2003)
<b>Sudety Wschodnie</b>	Glucholazy	578 ±5	żyła pegmatytowa	Żelaźniewicz i in. (2005)
<b>Keprnik</b>	Keprnik	570 ±6	ortognejs	Kröner i in. (2000)
<b>Desna</b>	Desna (SUD16/3)	611,9 ±5,3	skala leukokratyczna	Jastrzębski i in. (2021)
	Desna (SUD16/2)	604,7 ±6,2	skala leukokratyczna	
<b>Velké vrbeno</b>	Velké Vrbno (36/1)	606,9 ±3,6	leptyt	
	Velké Vrbno (35/1)	606 ±14	amfibolit	
	Velké Vrbno (W6/1)	579,9 ±4	leptyt	
	Velké Vrbno	568 ±9	metadacyt	
	Velké Vrbno (Os335/1)	558 ±4	metadacyt	
<b>Slavkov</b>	Velké Vrbno (Os335/2)	557 ±4	metabazalt	Jastrzębski i in. (2015)
	Filipovice	612,7 ±1	ortognejs	Kröner i in. (2000)
	Lhota	606 ±2	granodioryt	
	Ždanice	601 ±2	dioryt	Timmerman i in. (2019)
	Blansko	597 ±2	tonalit	
	Jehnice	595 ±1	granodioryt	
	Uhře	594 ±2	dioryt	
Popice	590 ±8	leukogranit		
<b>Thaya</b>	Gumping	595 ±1	granodioryt	Finger i in. (2000)
	DF-B (Derfllice)	603 ±3,2	granodioryt	Svojtka i in. (2017)
	DF-C	603 ±5,2	granodioryt	

\* wynik analiz U-Pb może reprezentować starszą populację cyrkonu (antekryształy i ksenokryształy); objaśnienia w tekście

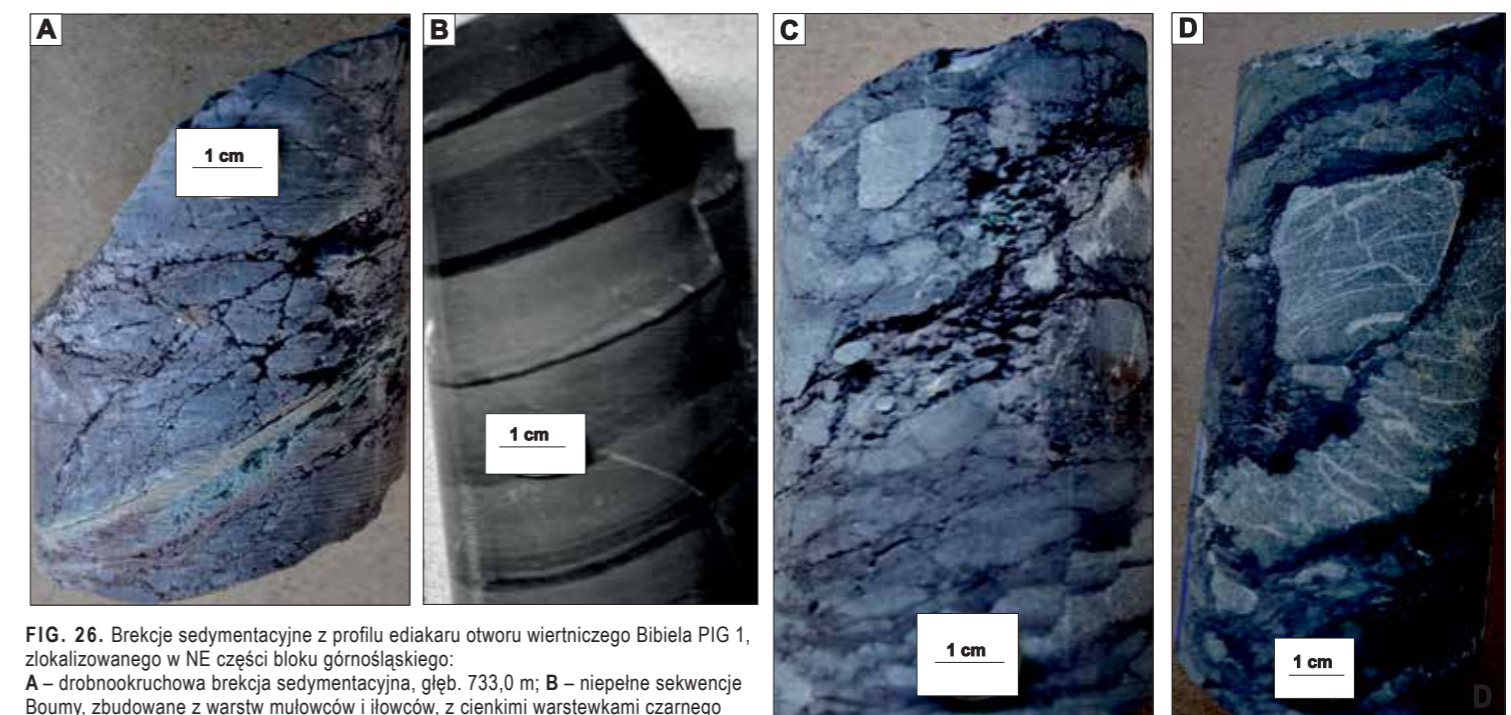


FIG. 26. Brekcje sedimentacyjne z profilu ediakaru otworu wiertniczego Bibiela PIG 1, zlokalizowanego w NE części bloku górnośląskiego:  
 A – drobnookruchowa brekcja sedimentacyjna, głęb. 733,0 m; B – niepełne sekwencje Boumy, zbudowane z warstw mułowców i ilowców, z cienkimi warstewkami czarnego ilowca w stropie, głęb. 1625,0 m; C – drobnookruchowa brekcja sedimentacyjna, głęb. 830,0 m; D – grubookruchowa brekcja sedimentacyjna, głęb. 835,0 m

## Sudety

Ewa Krzemińska

Obszar Sudetów jest wyjątkowo złożoną mozaiką strukturalną (Kryza i in., 2004), na którą składają się lokalnie zachowane fragmenty kadomskiego podłoża, różnorodnie przeobrażone paleozoiczne sukcesje i kompleksy (meta)magmowe, dopełnione przez rozległe warwyscyjskie ciała granitoidowe. Jednym z nich jest masyw kłodzko-złotostocki, znajdujący się we wschodniej części bloku sudeckiego. Stanowi on NE część europejskiego pasa warwyscyjskiego, kontynuując się do Masywu Czeskiego. Podłoże masywu jest zbudowane ze skał neoproterozoiku zaangażowanych w metamorfizm kadomski i warwyscyjski. Ediakarska sukcesja masywu obejmuje odrębne elementy tektoniczne, w tym komponenty pochodzące z kilku grup litologicznych, tj. metagabra i amfibolity, którym towarzyszą felsewe metawulkanity oraz epidotowo-amfibolitowe sukcesje osadów wulkanicznych. Cyrkony z gnejsu plagioklazowego z jednostki Orle-Gologowy, który występują w ścisłym związku z metagabrami, wskazują na wiek  $590 \pm 10$  mln lat temu (wiek przecięcia), interpretowany jako czas krystalizacji protolitu magmowego (Mazur i in., 2003). Ponadto frakcja euhedralnych magmowych cyrkonów, pochodzących z tufu riodacytowo-andezytowego, ujawniła najmłodszą grupę wiekową 590–600 mln lat, która wskazuje na czas depozycji i odpowiada wiekowi aktywności wulkanicznej (Mazur i in., 2003, Kryza i in., 2004). Cechy geochemiczne riodacytów i andezytów, nieznacznie wzbogaconych w najbardziej niekompatybilne pierwiastki i z płaskimi charakterystykami pierwiastków śladowych, o wartościach  $\epsilon Nd_{560}$  od +2,9 do +8,6, pierwiastków mieszczących się w tym samym zakresie co w metagabrach, oraz brakiem skał alkalicznych, wskazują na subdukcję domeny typu oceanicznego na aktywnym brzegu Gondwany (Kryza i in., 2003; Mazur i in., 2003).

Lamprofirowa dajka spessartytu z Chwalisławia (Mikulski i in., 2013) w obrębie struktury kłodzko-złotostockiej, oprócz autokryształów ( $n = 7/16$ ) określających wiek intruzji na ok. 333,1  $\pm$  3,1 mln lat, zawiera kolekcję cyrkonów stanowiącą bardzo liczną i jednorodną grupę ( $n = 6/16$ ) odziedziczonych z podłoża ziaren, która obejmuje również magmowy cyrkon o wyraźnie zdefiniowanym wieku 566,3  $\pm$  6,4 mln lat. Jest to wiek typowy dla skorupy kadomskiej.

Skały o potwierdzonym wieku neoproterozoicznym, w dużej mierze uformowane lub posadowione tuż przed orogenezą kadomską lub w jej trakcie, występują także w bloku łużyckim, w masywie Strzelina i równorzędnej domenie śląskiej Sudetów Wschodnich, na terenie

Czech (Kryza i in., 2004; Linnemann i in., 2008; Oberc-Dziedzic i in., 2016).

W północnej części masywu Strzelina podłoże kadomskie składa się z drobn- i średnioziarnistych gnejsów porfirytowych. Biotytowo-muskowitowy gnejs strzeliński zawiera wtrącenia amfibolitów o wielkości od kilkucentymetrowych do kilkumetrowych, które są interpretowane jako dawne maficzne dajki (Szczepański, Oberc-Dziedzic, 1998). W południowej części masywu (Nowolesie), skały neoproterozoiku są reprezentowane przez migmatytowe gnejsy syllimanitowe. Na podstawie analizy U–Pb cyrkonu SHRIMP granitowy protolitu gnejsu strzelińskiego jest datowany na 600–568 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2003; tab. 3). Neoproterozoiczne daty gnejsów (Strzelin i Nowolesie) wskazują na powinowactwo do podłoża brunowistulikum, które można w ten sposób prześledzić poza górską częścią Sudetów Wschodnich.

W bloku łużyckim podłoże kadomskie to granodioryty i szarogłazy łużyckie. Szarogłazy pokrywają niewielki obszar w pobliżu zachodniej granicy Polski, na NE peryferiach łużyckiego masywu granodiorytowego (Białek i in., 2014). Granodioryty łużyckie wykazują strefowe rozmieszczenie typów litologicznych: średnioziarnisty granodioryt dwumikowy (biotytowy muskowitowy) występuje w centrum kompleksu magmowego, podczas gdy średnio- i gruboziarnisty granodioryt biotytowy tworzy jego marginalną część. Na podstawie systematyki geochemicznej  $K_2O$  względem  $SiO_2$ , granodioryty łużyckie, np. próbki z Zawidowa, są zaliczane do serii wapniowo-alkalicznej, bogatej w potas z przejściami do skał szoszonitowych (Białek i in., 2014). Skład wskazuje na cechy typowe dla stopów z górnej skorupy kontynentalnej. Wiek modelowy  $T_{DM}$  Nd granodiorytu Zawidowa (1,52 i 1,54 mld lat) jest znacznie starszy niż wiek intruzji magmowej. Obecność populacji odziedziczonych cyrkonów (ok. 2,0 i 1,0 mld lat oraz 592–665 mln lat) potwierdza rolę recyklingu starej skorupy w procesie generowania magm. W granodiorycie (ZG 2) większość analiz cyrkonu dała wiek konkordii 544  $\pm$  4 mln lat (tab. 3). Cztery punkty analityczne, zlokalizowane na brzegach ziaren, wskazały nieco młodszy wiek konkordii 511  $\pm$  5 mln lat. Kröner i in. (1994) uzyskali wiek cyrkonu  $^{207}Pb/^{208}Pb$  dla granodiorytów łużyckich w zakresie od 587  $\pm$  17 do 542  $\pm$  9 mln lat, wnioskując przedłużoną (łącznie ok. 40 mln lat) aktywność magmową lub trzy kolejne epizody posadowienia intruzji granodiorytu w tym przedziale czasu (ok. 585, ok. 563, ok. 542 mln lat temu) (fig. 27A–D).

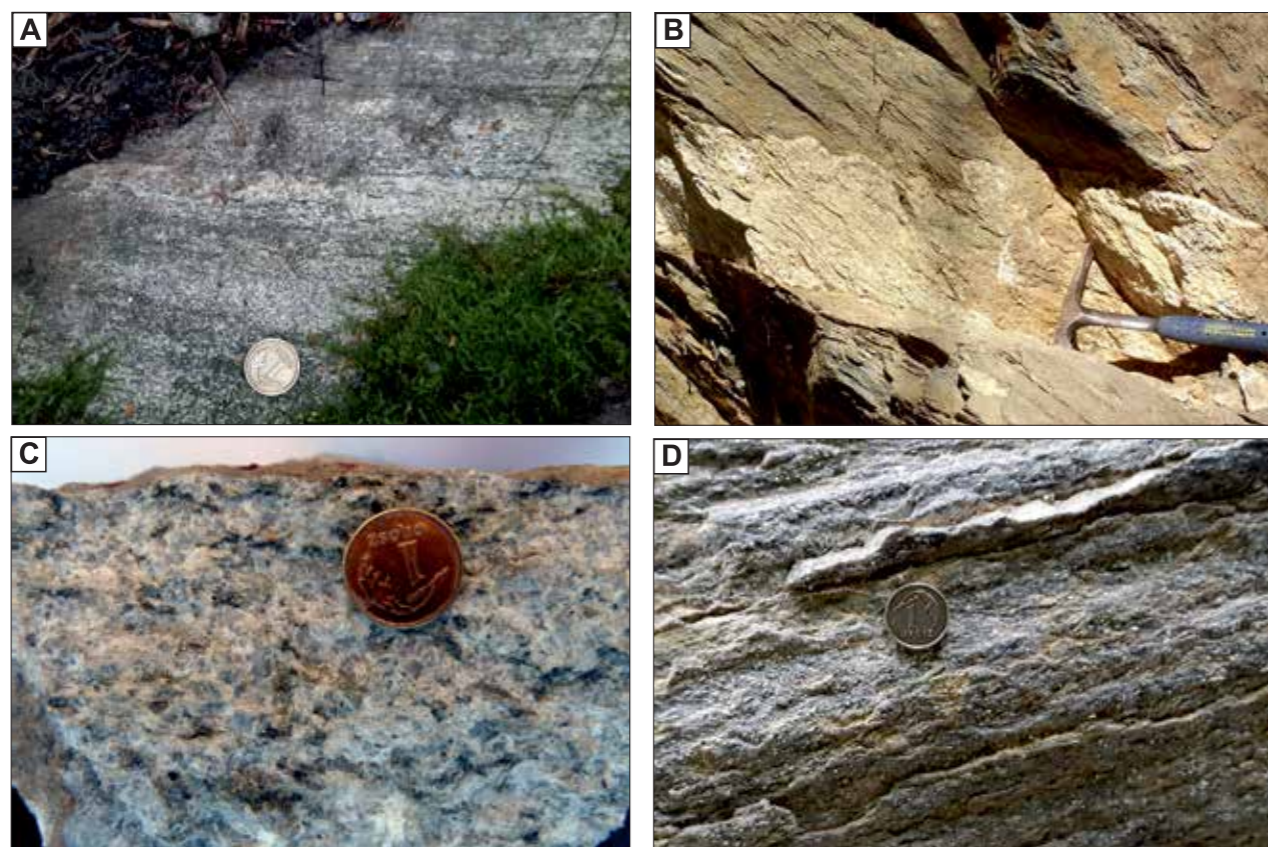


FIG. 27. Skały krystaliczne podłoża o konsolidacji kadomskiej w Sudetach: A – średnioziarnisty ortognejs, Wilkowice, północna część masywu Strzelina, wiek protolitu ok. 590 mln lat; B – żyła pegmatytowa, Glucholazy, wschodnie Sudety, wiek krystalizacji 578  $\pm$  5 mln lat (Żelazniewicz i in., 2005); C – metagranodioryt, Wądroże Wielkie, blok przedsudecki, wiek krystalizacji protolitu 548  $\pm$  9 mln lat (Żelazniewicz i in., 2004); D – granodioryt łużycki, Leśna, zachodnie Sudety, wiek protolitu 544  $\pm$  4 mln lat (Białek i in., 2014). Fot. A. Żelazniewicz

## Literatura

Literatura

- Areń B., 1974. Wiadomości ogólne. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 7–19.
- Areń B., 1978a. Korelacja i rozwój osadów wendy z prekambryjskiej platformy w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 90: 24–26.
- Areń B., 1978b. Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy między kambrem i prekambrem na platformie w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 29–47.
- Areń B., 1982. Litologiczno-facjalny rozwój górnego wendy na obszarze wschodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 30: 225–230.
- Areń B., Jaworowski K., Juszkowiakowa M., Lendzion K., Wichrowska M., 1979. The Vendian and Lower Cambrian in the Polish part of the East-European Platform. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 318: 43–57.
- Bakun-Czubarow N., Białowska A., Fedoryshyn Y., 2000. Petrology, geochemistry and geologic setting of the Precambrian basalts of Volyn. W: Abstract volume of Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project: 4–5.
- Bakun-Czubarow N., Białowska A., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. Acta Geologica Polonica, 52: 481–496.
- Bednarczyk W., 1979. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Łeba Elevation, NW Poland, and their stratigraphic significance. Acta Geologica Polonica, 29: 409–442.
- Bednarczyk W., 1984. Biostratigraphy of the Cambrian deposits in the Łeba area. Acta Geologica Polonica, 34: 95–110.
- Bednarczyk W., Turmau-Morawska M., 1975. Litostratigrafia osadów kambru i wendy w rejonie Łeby. Acta Geologica Polonica, 25: 537–566.
- Białek D., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Pin Ch., 2014. Cambrian Zawidów granodiorites in the Cadomian Lusitanian Massif (Central European Variscides): what do the SHRIMP zircon ages mean? Journal of Geosciences, 59: 313–326.
- Białowska A., Bakun-Czubarow N., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, 46: 37–57.
- Bingen B., Demaiffe D., Van Breemen O., 1998. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and Late Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean. Journal of Geology, 106: 565–574.
- Bingen B., Griffin W.L., Torsvik T.H., Saeed A., 2005. Timing of Late Neoproterozoic glaciation in Baltica constrained by detrital zircon geochronology in the Hedmark Group, south-east Norway. Terra Nova, 17: 250–258.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research, 160: 23–45.
- Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence evidence and implications for continental histories evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, 70: 325–345.
- Budzyń B., Dunkley, D., Kusiak M., Poprawa P., Malata T., Skiba M., Paszkowski M., 2011. SHRIMP U-Pb zircon chronology of the Polish Western Outer Carpathians source areas. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 161–171.
- 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: 221–239.
- Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. W: Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 14–42.
- Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.
- Burda J., Woskowicz-Ślęzak B., Klötzli U., Gawęda A., 2019. Cadomian protolith ages of exotic mega blocks from Bugaj and Andrychów (Western outer Carpathians, Poland) and their palaeogeographic significance. Geochronometria, 46: 25–36.
- Calver C.R., Crowley H., Wingate M.T.D., 2013. Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U-Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia. Geology, 41: 1127–1130.
- Cawood P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. Earth-Science Reviews, 69: 249–279.
- Cawood P.A., Buchan C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. Earth-Science Reviews, 82: 217–256.
- Cawood P.A., Pisarevsky S.A., 2006. Was Baltica right way up or upside down in the Neoproterozoic? Journal of the Geological Society, 163: 753–759.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R., Prave T., Krabbendam M., 2007. Sedimentary basin and detrital zircon record along east Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. Journal of the Geological Society, 164: 257–275.
- Cawood P.A., Martin E.L., Murphy J.B., Pisarevsky S.A., 2021. Gondwana's interlinked peripheral orogens. Earth and Planetary Science Letters, 568, 117057.
- Cebulak S., Kotas A., 1982. Profil utworów intruzywnych i prekambryjskich w otworze Goczałkowice IG 1. W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 205–210.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. Earth-Science Reviews, 72: 39–66.
- Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.
- Collins A.S., Pisarevsky S.A., 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. Earth-Science Reviews, 71: 229–270.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczyłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest fauna I zone within the Late Precambrian of east Poland. Journal of the Geological Society, 152: 599–611.
- Condón D., Zhu M., Bowring S., Wang Y., Yang A., Jin Y., 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. Science, 308: 95–98.
- Czarnocki J., 1926. O wieku utworów preglądlandzkich na Wołyniu i Podolu. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 14: 9–16.
- Diver W.L., Peat C.J., 1979. On the interpretation and classification of Precambrian organic-walled microfossils. Geology, 7: 401–404.
- Dörr W., Zulauf G., Fiala J., Franke W., Vejnar Z., 2002. Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit – a correlation of U–Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). Tectonophysics, 352: 65–85.
- Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozprawy Československé akademie věd. Řada matematických a přírodních věd, 90: 1–85.
- Dudzisz K., Lewandowski M., Werner T., Karasiński G., Kędzior A., Paszkowski M., Srodoń J., Bojanowski M.J., 2022. Paleolatitude estimation and premises for geomagnetic field instability from the Proterozoic drilling core material of the south-western part of the East European Craton. Precambrian Research, 357: 106–135.
- Ebbestad J.O.R., Hybertsen F., Högström A.E.S., Jensen S., Palacios T., Taylor W.L., Agic H., Høyberger M., Meinhold G., 2021. Distribution and correlation of *Sabellidites cambriensis* (Annelida?) in the basal Cambrian on Baltica. Geological Magazine, 159: 1262–1283.
- Elming S.A., Kravchenko S.N., Layer P., Rusakov O.M., Glevasskaya A.M., Mihailova N.P., Bachatadse V., 2007. Palaeomagnetism and  $^{40}Ar/^{39}Ar$  age determinations of the traps from the southwestern margin of the east European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. Journal of the Geological Society, 164: 969–982.
- Emetz A., Pięstrzyński A., Zagnitko V., 2004. Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn Flood Basalt Province (western margin of the East-European Craton). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 257–265.
- Fairchild I.J., Kennedy M.J., 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. Journal of the Geological Society, 164: 895–925.
- Finger F., Hanzi P., Pin C., von Quadt A., Steyrer H.P., 2000. The Brunovistulian: Avalonian Precambrian at the eastern end of the Central European Variscides. Geological Society Special Publications, 179: 103–112.
- Gawęda A., Golonka J., Waškowska A., Szopa K., Chew D., Starzec K., Wiczeorek A., 2019. Neoproterozoic crystalline exotic clasts in the Polish Outer Carpathian flysch: remnants of the Proto-Carpathian continent? International Journal of Earth Sciences, 108: 1409–1427.
- Gawthrope R.L., Leeder M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, 12: 195–218.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier.
- Grey K., 2005. Ediacaran palynology of Australia. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, 31.
- Husseini M.I., Husseini S.I., 1990. Origin of the of the Infracambrian salt basins of the Middle East. Geological Society Special Publications, 50: 279–292.
- 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 Brunovistulicum – taxonomy and biostratigraphy. Polish Geological Institute Special Papers, 28.
- Jachowicz-Zdanowska M., 2023. Mikroflora i stratygrafia utworów ediakaru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 60–61.
- Jankauskas T., 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.
- Jastrzębski M., Żelazniewicz A., Murtezi M., Sergeev S., Larionov A.N., 2015. The Moldanubian Thrust Zone – a terrane boundary in the Central

- European Variscides refined based on lithostratigraphy and U-Pb zircon geochronology. *Lithos*, 220–223: 116–132.
- Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Sláma J., Machowik K., Śliwiński M., Jaźwa A., Kocjan I., 2021. Provenance of Precambrian basement of the Brunovistulian Terrane: new data from its Silesian part (Czech Republic, Poland), central Europe, and implications for Gondwana break-up. *Precambrian Research*, 355, 106108.
- Jaworowski K., 1979. Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 94.
- 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. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 68–75.
- 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., 2010. Mapa litofacjalno-paleośrodowiskowa formacji żarnowieckiej (smoldzińskiej). *Ediakar-kambry dolny. W: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.*
- Juskowiakowa M., 1971. Bazalty wschodniej Polski. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 245: 173–253.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 409–430.
- Kirschvink J.L., 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. *W: In the Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study (red. J. Schopf, C. Klein):* 51–52. Cambridge University Press, Cambridge.
- Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2009. Palaeo- to Mesoproterozoic inheritance and Ediacaran anatexis recorded in gneisses at the NE margin of the Bohemian Massif: SHRIMP zircon data from the Nowolesie gneiss, Fore-Sudetic Block (SW Poland). *Geologia Sudetica*, 41: 2–42.
- Knoll A.H., Walter M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356: 673–678.
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N., 2004. A new period for the geologic time scale. *Science*, 305: 621–622.
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N., 2006. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, 39: 13–30.
- Kominz M., 1995. Thermally subsiding basin and the insulating effect of sediment with application to the Cambrian-Ordovician Great Basin sequence, western USA. *Basin Research*, 7: 221–233.
- Kowalczyński Z., 1990. Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 131.
- Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielik K.-H., Krauss M., Eidam J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granites: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geologische Rundschau*, 83: 357–376.
- Kröner A., Stipská P., Schulmann K., Jaeckel 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.
- Kryza R., Mazur S., Pin C., 2003. Subduction- and non-subduction-related igneous rocks in the Central European Variscides: geochemical and Nd isotope evidence for a composite origin of the Kłodzko Metamorphic Complex, Polish Sudetes. *Geodinamica Acta*, 16: 39–57.
- Kryza R., Mazur S., Oberc-Dziedzic T., 2004. The Sudetic geological mosaic: Insights into the root of the Variscan orogeny. *Przegląd Geologiczny*, 52: 761–773.
- Krzemińska E., 2005. The outline of geochemical features of the late Neoproterozoic volcanic activity in the Lublin–Podlasie Basin, eastern Poland. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 26: 47–51.
- Krzemińska E., 2023. Wiek materiału detrytycznego w profilu otworu. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 163: 149–164.
- Krzemińska E., Poprawa P., Paczeńska J., Krzemiński L., 2022. From initiation to termination: The evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemistry of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology. *Precambrian Research*, 370, 106560.
- Krzywiak P., Poprawa P., Mikołajczak M., Mazur S., Malinowski M., 2018. Deeply concealed half-graben at the SW margin of the East European Craton (SE Poland) – Evidence for Neoproterozoic rifting prior to the break of Rodinia. *Journal of Palaeogeography*, 7: 88–97.
- Kuzmenkova O.F., Shumlyansky L.V., Nosova A.A., Voskoboinikova T.V., Grakovich I.Yu., 2011. Petrology and Correlation of Trap Formations of the Vendian in the Adjacent Areas of Belarus and Ukraine. *Lithosphere*, 35: 3–11.
- Lassen A., Thybo H., Berthelsen A., 2001. Reflection seismic evidence for Caledonian deformed sediments above Sveconorwegian basement in the southwestern Baltic Sea. *Tectonics*, 20: 268–276.
- Ledesma-Vazquez J., Johnson M.E., 2001. Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahia Concepcion region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*, 144: 83–96.
- Lendzion K., 1962. Paleozoik na anteklizie Stawiatycz w świetle nowych wierceń. *Kwartalnik Geologiczny*, 6: 513–525.
- Lendzion K., 1963. Eokambry i kambry zachodniego obrzeżenia platformy prekambryjskiej Europy wschodniej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 30 (4): 147–155.
- Lendzion K., 1968. Eokambry. Polska północno-wschodnia: Eokambry dolny i Eokambry górny. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Pre-kambry i paleozoik (red. S. Sokolowski):* 123–129. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Lendzion K., 1970. Eokambry i kambry w otworze Żarnowiec IG 1. *Przegląd Geologiczny*, 18: 343–344.
- Lendzion K., 1978. Korelacja osadów kambru dolnego na platformie prekambryjskiej w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 90: 26–28.
- Lendzion K., 1983a. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Prace Instytutu Geologicznego*, 105.
- Lendzion K., 1983b. Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 669–694.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179–210.
- Linnemann U., D'Lemos R., Drost K., Jeffries T., Gerdes A., Romer R., Samson S., Strachan R., 2008. The Cadomian tectonics. *W: The Geology of Central Europe (red. T. McCann)*, 1: 103–154. The Geological Society of London.
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14: 246–250.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Kunzmann M., Schrag D.P., Higgins J.A., 2013. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chemical Geology*, 362: 250–272.
- Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T., 2005. CELEBRATION 2000 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 CEL02. *Tectonophysics*, 401: 55–77.
- Mazur S., Kryza R., Turniak K., Bröcker M., Pin C., 2003. Pre-Variscan metaigneous rocks of the Kłodzko Metamorphic Complex – a vestige of Cadomian subduction in the Central Sudetes, SW Poland. *Journal of the Czech Geological Society*, 48: 90–91.
- Mazur S., Kröner A., Szczepański J., Turniak K., Hanžl P., Melichar R., Rodionov N.V., Paderin I., Sergeev S.A., 2010. Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. *Geological Magazine*, 147: 508–526.
- Meert J.G., Torsvik H.T., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375: 261–288.
- Mens K., Bergström J., Lendzion K., 1990. The Cambrian system on the East European Platform, Correlation Chart and Explanatory Notes. Valgus, Tallinn.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., Bagiński B., 2013. Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko–Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U–Pb. *International Journal of Earth Sciences*, 102: 1007–1027.
- Mizerski W., Stupka O., 2005. Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. *Przegląd Geologiczny*, 53: 1030–1039.
- Moczyłowska M., 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, 29.
- Moczyłowska M., 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, 167: 71–92.
- Moryc W., Heflik W., 1998. Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biala and Cracow. *Kwartalnik Geologiczny*, 42: 1–14.
- Murphy J.B., Nance R.D., Cawood P.A., Collins W.J., Dan W., Doucet L.S., Heron P.J., Li Z.X., 2020. Pannotia: in defence of its existence and geodynamic significance. *Geological Society Special Publications*, 503: 13–39.
- Nawrocki J., 2003. Gdzie była płyta bałtycka we wczesnym kambry? *Przegląd Geologiczny*, 51: 744–747.
- Nawrocki J., 2021. Regionalne tło geologiczne. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 135: 4–7.
- 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 J., Bula J., 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., 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., Schovsbo N.H., 2011. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 107: 27–310.
- Nosova A.A., Kuzmenkova O.F., Veretennikov N.V., Petrova L.G., Levskiy L.K., 2008. Neoproterozoic Volyn-Brest magmatic province on western margin of the East European Craton: Peculiarities of intracratonic magmatism in the area of ancient suture zone. *Petrologia*, 16: 115–147 (po rosyjsku).
- Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2003. SHRIMP zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 701–711.
- Oberc-Dziedzic T., Pin C., Madej S., Kryza R., 2016. Three generations of granitoids emplaced over a 300 My time span in the Strzelin Massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland: mutual relationships and implications for secular crustal evolution. *Arabian Journal of Geosciences*, 61: 289–308.
- Paczeńska J., 1985. Skamieniałości śladowe górnego wendy i dolnego kambru południowego region lubelskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 255–270.
- Paczeńska J., 1986. Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 355: 31–47.
- Paczeńska J., 1989. Polski i globalny zapis bio-zdarzenia na granicy prekambry i kambru. *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., 2006. Ewolucja późneoproterozoicznych-wczesnokambryjskich ryftowych depocentrow i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedimentacyjnym. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 1–29.
- Paczeńska J., 2010. 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., 2014. Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedimentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 460: 1–24.
- Paczeńska J., 2023. Głębokowodne utwory ediakaru. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 163: 61–65.
- Paczeńska J., Bula Z., 2017. Ediakar. Mapa miąższości ediakaru w skali 1:5 000 000. *Profilę stratygraficzno-litologiczne sukcesji kambryjskich w Polsce. W: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker):* 56–57. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Paczeńska J., Poprawa P., 2005a. 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., Poprawa P., 2005b. Relative role of tectonic and eustatic processes in development of the Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin. *Przegląd Geologiczny*, 53: 562–571.
- Paszowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyansky L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A., 2019. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Research*, 331, 105352.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C., 2021. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*, 392–393, 106068.
- Pease V., Daly J.S., Elming S.A., Kumpulainen R., Moczyłowska M., Puchkov V., Roberts D., Saintot A., Stephenson R., 2008. Baltica in the Cryogenian, 850–630 Ma. *Precambrian Research*, 160: 46–65.
- Peng S.-C., Babcock L.E., 2011. Continuing progress on chronostratigraphic subdivision of the Cambrian System. *Bulletin of Geosciences*, 86: 391–396.
- Pesonen L.J., Mertanen S., Veikkolainen T., 2012. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents – A Paleomagnetic View. *Geophysics*, 48: 5–47.
- Pisarevsky S., Murphy J., Cawood P., Collins A., 2008. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems. *Geological Society Special Publications*, 294: 9–31.
- Poprawa P., Paczeńska J., 2002. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Przegląd Geologiczny*, 50: 49–63.
- Poprawa P., Sliappa S., Stephenson R.A., Lazauskiene J., 1999. Late Vendian – early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- Poprawa P., Krzemińska E., Paczeńska J., Armstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, 346, 105817.
- Piper J.D.A., 1985. Continental movements and breakup in Late Precambrian – Cambrian times: prelude to Caledonian orogenesis. *W: The Caledonian Orogen: Scandinavia and related areas (red. D.G. Gee, B.A. Stuart):* 19–34. Wiley.
- Požaryski W., Kotański Z., 1979. Tectonic development of the Baikalian and Caledonian-Variscan foreland of the East European Platform in Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 7–19.
- Prave A.R., Condon D. J., Hoffmann K.H., Tepster S., 2016. Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation. *Geology*, 44: 631–634.
- Raevskaya E., 2005. Diversity and distribution of Cambrian acritarchs from the Siberian and East-European platforms – a generalized scheme. *Carnets de Géologie, Memoir 2005/02, Abstract 07.*
- Samsonowicz J., 1939. Gotland, ordowik i skały wylewne na wschodnim Wołyniu. *Prace Przyrodnicze nr 1, Luck.*
- Seghedí A., Berza T., Ilancu V., Mărunțiu M., Oaie G., 2005. Neoproterozoic terranes in the Moesian basement and in the Alpine Danubian nappes of the South Carpathians. *Geologica Belgica*, 8: 4–19.
- Shumlyansky L.V., 2012. Evolution of the Vendian continental flood basalt magmatism in the Volyn area. *Mineralogical Journal (Ukraine)*, 34 (4): 50–68.
- Shumlyansky L.V., Andréasson P.G., Buchan K.L., Ernst R.E., 2007. The Volynian Flood Basalt Province and coeval (Ediacaran) magmatism in Baltoscandia and Laurentia. *Mineralogical Journal (Ukraine)*, 29: 47–55 (po ukraińsku).
- Shumlyansky L.V., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P.G., Kuzmenkova O., 2016. The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF*, 138: 17–30.
- Shumlyansky L., Krzemińska E., Kuzmenkova O., Nosova A., 2018. Geochemistry of picrites of the Ediacaran Volyn Continental Flood basalt Province. *W: Geology and Minerals of Ukraine, Abstracts of Scientific Conference dedicated to the Centenaries of National Academy of Sciences of Ukraine and State Geological Survey of Ukraine*, 259–261.
- Siedlecka A., Roberts D., Nystuen J.P., Olovyanishnikov V.G., 2004. Northeastern and northwestern margins of Baltica in Neoproterozoic time: evidence from the Timanian and Caledonian Orogens. *Geological Society Memoirs*, 30: 169–190.
- Sikorska M., 1988. Mikrolitofacje skał osadowych kambru środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 76.
- Sikorska M., 1998. Rola diagenety w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców kambru z polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 164.
- Sikorska M., 2000. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material; foreland of the Pomeranian Caledonides (northern Poland). *Geological Quarterly*, 44: 237–247.
- Soejono I., Janoušek V., Žáčková E., Sláma J., Konopásek J., Machek M., Hanžl P., 2017. Long-lasting Cadomian magmatic activity along an active northern Gondwana margin: U–Pb zircon and Sr–Nd isotopic evidence from the Brunovistulian Domain, eastern Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences*, 106: 2109–2129.
- Strauss H., Vidal G., Moczyłowska M., Paczeńska J., 1997. Carbon geochemistry and palaeontology of the Neoproterozoic to early Cambrian siliciclastic successions in the East European Platform, Poland. *Geological Magazine*, 134: 1–16.
- Sturt B.A., Pringle J.R., Roberts D., 1975. Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. *Journal of the Geological Society*, 135: 321–329.
- Svojtková M., Breiter K., Ďurišová J., Ackerman L., Veselovský F., Šmerda J., 2017. Geochemistry and U-Pb zircon ages of Derflice granodiorite from the Thaya (Dyje) Massif. *Geoscience Research Reports*, 50: 17–24 (po czesku).
- Szczepanowski W., 1974. Badania geochemiczne bazaltów serii sławiatyckiej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 74: 39–42.
- Szczepański J., Oberc-Dziedzic T., 1998. Geochemistry of amphibolites from the Strzelin crystalline massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 173: 23–40.
- Ślącza A., 1982. Profil utworów kambru w otworach położonych na południowy wschód od Goczałkowic. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 201–205.*
- Środoń J., Kuzmenkova O., Stanek J.J., Petit S., Beaufort D., Gilg H.A., Liivamägi S., Goryl M., Marynowski L., Szczerba M., 2019. Hydrothermal alteration of the Ediacaran Volyn-Brest volcanics on the western margin of the East European Craton. *Precambrian Research*, 325: 217–235.
- Środoń J., Condon D., Golubkova E., Millar I., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S., 2023. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U-Pb dating. *Precambrian Research*, 386, 106962.
- Timmerman M., Krmiček L., Krmičkova S., Sláma J., 2019. LA-ICP-MS zircon ages of the Slavkov Terrane, Central Basic Belt and Basal Clastics, Brunovistulicum, Czech Republic. *W: 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, CETEG 2019: 84.*
- Topper T., Betts M.J., Dorjnamjaa D., Lie G., Li L., Altanshagai G., Enkhbaatar B., Skovsted C.B., 2022. Locating the BACE of the Cambrian: Bayan Gol in southwestern Mongolia and global correlation of the Ediacaran–Cambrian boundary. *Earth-Science Reviews*, 229, 104017.
- Vidal G., Moczyłowska M., 1995. The Neoproterozoic of Baltica – stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution. *Precambrian Research*, 73: 197–216.
- Volkova N.A., Kirjanov V.V., 1995. Regionalnaya stratigraficheskaya skhema sredne-verhnekembrijskikh otlozheniy vostochno-evropejskoy platformy. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 3 (5): 66–74 (po rosyjsku).
- Znosko J., 1965. Sinian i kambry na obszarze północno-wschodniej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 465–488.

## Literatura

- Żelaźniewicz A., Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. Crystalline basement SW of the Trans-European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian?) orogeny. *Terra Nostra*, 11: 167–171.
- Żelaźniewicz A., Dörr W., Bylina P., Franke W., Haack U., Heinisch H., Schastok J., Grandmontagne K., Kulicki C., 2004. The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-Thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 773–781.
- Żelaźniewicz A., Nowak I., Bachliński R., Larionov A.N., Sergeev S.A., 2005. Cadomian versus younger deformations in the basement of the Moravo-Silesian Variscides, East Sudetes, SW Poland: U-Pb SHRIMP and Rb-Sr age data. *Geologia Sudetica*, 37: 35–51.
- Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geological Quarterly*, 53: 93–124.