

LITOSTRATYGRAFIA UTWORÓW EDIAKARU W LUBELSKO-PODLASKIM BASENIE SEDYMENTACYJNYM (WSCHODNIA I POŁUDNIOWO-WSCHODNIA POLSKA)

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE EDIACARAN DEPOSITS IN THE LUBLIN-PODLASIE SEDIMENTARY BASIN (EASTERN AND SOUTH-EASTERN POLAND)

JOLANTA PACZEŚNA¹

Abstrakt. W artykule zaprezentowano sformalizowany schemat podziału litostratygraficznego utworów klastycznych i wulkanogenicznych ediakaru, wypełniających lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny, zlokalizowany we wschodniej i południowo-wschodniej Polsce. W sukcesji górnego ediakaru wyróżniono osiem jednostek litostratygraficznych, w tym siedem formacji i jedno ogniwo. Podstawą wydzielenia jednostek było zróżnicowanie makroskopowych cech litologicznych w profilach z ediakaru. W charakterystyce jednostek litostratygraficznych zawarto historię ich nazewnictwa, kryteria zdefiniowania jednostki, opis, stratotypy i hipostatotypy, granice, chronostratyfografię, skamieniałości, interpretację genetyczną, miąższość, rozprzestrzenienie regionalne i odpowiedniki litostratygraficzne na obszarach sąsiednich.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, ediakar, lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny, wschodnia i południowo-wschodnia Polska.

Abstract. The paper presents a formalized lithostratigraphic scheme of the Ediacaran clastic and volcanogenic deposits from the Lublin-Podlasie sedimentary basin, located in eastern and south-eastern Poland. The upper Ediacaran succession consists of eight lithostratigraphic units, including seven in the rank of formation, and one member. The basis for the identification of the units was the variability of macroscopic lithological features in the Ediacaran sections. The characterization of the lithostratigraphic units provides the history of their names and criteria for defining the units, and their description. The stratotypes and hypostratotypes, boundaries, chronostratigraphy, fossils, interpretation of origin, thicknesses, regional distribution patterns and lithostratigraphic equivalents from neighbouring areas are also characterized.

Key words: lithostratigraphy, Ediacaran, Lublin-Podlasie sedimentary basin, eastern and south-eastern Poland.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: jolanta.paczesna@pgi.gov.pl.

WSTĘP

W latach 50., 60., 70. i 80. XX wieku sukcesję ediakarską nawiercono w 34 otworach wiertniczych zlokalizowanych w obrębie dwóch jednostek strukturalnych polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego – obniżenia podlaskiego i skłonu lubelskiego (fig. 1), stanowiącego południowo-wschodni fragment skłonu Słupsk–Lublin kratonu wschodnioeuropejskiego (Żelaźniewicz i in., 2011). Większość otworów wiertniczych, szczególnie wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny, głębiono w odcinkach profili odpowiadających ediakarowi z bardzo wysokim zakresem i uzyskiem rdzenia.

Dobre rozpoznanie wiertnicze, szczególnie wyjątkowy w skali ponadregionalnej wysoki zakres rdzeniowania profili wiertniczych, uczyniło z polskiej sukcesji ediakarskiej unikatowy na skalę globalną obiekt badań geologicznych. Utwory ediakaru stanowiły od ponad 40 lat przedmiot badań bio- i litostratygraficznych (Znosko, 1965; Areń, 1974, 1978a, b, 1982, 1984, 1989; Areń i in., 1979; Paczeńska, 1985, 1986, 1989, 1996, 2008; Moczyłowska, 1991, 2008; Vidal, Moczyłowska, 1995). W klastycznych utworach górnego

ediakaru wykonano badania stabilnych izotopów węgla organicznego i siarki organicznej w celu dowiązania profili lubelskich do globalnych schematów chemostratygraficznych przejściowych utworów ediakar–kambr (Strauss i in., 1997).

Do 1982 roku jednostki litostratygraficzne ediakaru, które odpowiadały nieformalnym formacjom, określano zapożyczonym z radzieckiego nazewnictwa litostratygraficznego terminem „seria” (Znosko, 1965; Areń 1978a, b). Istniejące dotychczas ramy litostratygraficzne ediakaru wschodniej i południowo-wschodniej Polski wielokrotnie zmieniano i tym samym jednostkom nadawano różne nazwy lub zmieniano ich rangę (Znosko, 1965; Areń 1984, 1989). Nigdy nie przedstawiono ich definicji i opisu, zgodnych z wymogami współczesnych badań litostratygraficznych. W związku z tym, w świetle polskich zasad stratygrafii, jednostki litostratygraficzne wydzielone w utworach ediakaru na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego w latach 60., 70. i 80. ubiegłego stulecia są wydzieleniami nieformalnymi (Alexandrowicz i in., 1975; Racki, Narkiewicz, 2006).

REGIONALNE TŁO GEOLOGICZNE

Utwory ediakaru wschodniej i południowo-wschodniej Polski cechuje urozmaicone spektrum litologiczne. Zostały one zdeponowane w basenie sedymentacyjnym o założeniach ryftowych, który powstał w końcowych fazach ryftowania na zachodniej Baltice około 600–550 Ma (Poprawa, Paczeńska, 2002; Elming i in., 2007).

W wyniku procesów ryftowych w zachodniej części paleokontynentu Baltiki rozwinęły się dwa systemy basenów sedymentacyjnych. Jednym z nich był górnoproterozoiczny basen o przebiegu NW–SE, rozciągający się wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki (Poprawa, Paczeńska, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003; Pharaoh i in., 2006). Inny system był reprezentowany przez aulakogen Orsza–Wołyń (Pożaryski, Kotański, 1979; Poprawa, Paczeńska, 2002), nazywany również aulakogenem wołyńsko-centralnorosyjskim (Elming i in., 2007). Był on zlokalizowany ukośnie do zachodniej krawędzi Baltiki i rozciągał się w kierunku NE–SW, stanowiąc jeden z elementów systemów basenów ryftowych, znajdujących się w centralnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Vidal, Moczyłowska, 1995; Pease i in., 2008). Ediakarski basen aulakogenu Orsza–Wołyń rozwinął się na dawnej strukturze ryftowej (Elming i in., 2007), datowanej na około 0,8–1,6 mld lat (Bogdanova i in., 2008). Lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny w ediakarze znajdował się na skrzyżowaniu dwóch wspomnianych basenów ryftowych.

Najstarsze utwory klastyczne omawianego obszaru są reprezentowane przez silikoklastyczną formację poleską (Areń, 1982) (fig. 2). Zostały one zdeponowane najprawdopodobniej podczas początkowej fazy rozpadu superkontynentu Rodinii/ Pannotii we wczesnym neoproterozoiku (Po-

poprawa, Paczeńska, 2002; Paczeńska, Poprawa, 2005a). Utwory formacji poleskiej o miąższości nieprzekraczającej 60,0 m stwierdzono tylko w profilach: Kapłonosy IG 1, Busówno IG 1 i Niwa 1. Reprezentują one marginalny, zachodni fragment dużego, górnoproterozoicznego basenu sedymentacyjnego znajdującego się na terytorium Białorusi, gdzie w centralnej części basenu osiągają miąższość dochodzącą do 1000,0 m. Niezgodnie na utworach formacji poleskiej lub bezpośrednio na podłożu krystalicznym zalega kompleks utworów klastycznych i wulkanogenicznych, stanowiących wypełnienie rowów i półrowów ryftowych podczas końcowego etapu rozpadu paleokontynentu Rodinii/ Pannotii (Paczeńska, 2006).

Dolna część sukcesji ediakaru, poza datowaniami izotopowymi utworów wulkanoklastycznych, nie ma ustalonej dokładnej pozycji stratygraficznej. Wspomniane datowania wskazują na wiek około 551–565 mln lat (Compston i in., 1995; Velikanov, Korenchuk, 1997). Wiek pierwszej jednostki biostratygraficznej określono na górny ediakar (Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 2008). Jest to poziom *Vendotaenia–Sabellidites* (fig. 2), wyróżniony na podstawie występowania charakterystycznych organizmów, reprezentujących sinice, drobne organizmy szkieletowe i nieskomplikowane morfologicznie akritarchy.

Górna granica systemu ediakarskiego w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym jest, zgodnie ze standardami globalnymi (Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, 2014), prowadzona bezpośrednio pod pierwszym wystąpieniem skamieniałości śladowej *Trichophycus pedum* (Seilacher), która wskazuje na spąg kambru dolnego.

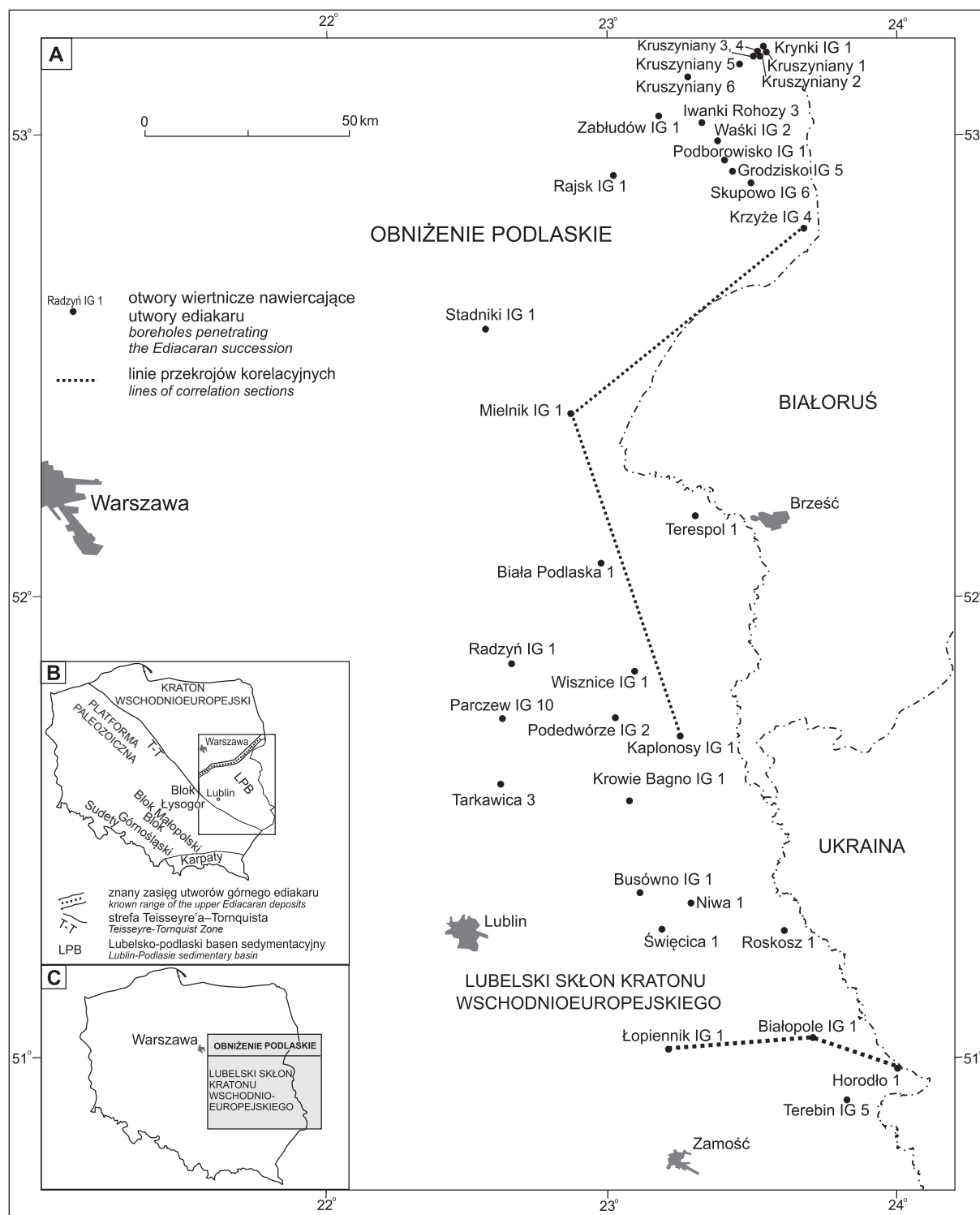


Fig. 1A. Lokalizacja otworów wiertniczych, w których nawiercono utwory ediakaru w obniżeniu podlaskim i na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. **B.** Lokalizacja lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego na tle głównych jednostek tektonicznych Polski. **C.** Lokalizacja obniżenia podlaskiego i lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego z zaznaczonym znanym zasięgiem utworów ediakaru w obniżeniu podlaskim i na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego

A. Location sketch-map of boreholes that drilled into the Ediacaran deposits in the Podlasie Depression and Lublin slope of the East European Craton. **B.** Location of the Lublin-Podlasie sedimentary basin and known range of the upper Ediacaran deposits in the Lublin slope of the East European Craton and Podlasie Depression against main tectonic units of Poland. **C.** Location of the Podlasie Depression and Lublin slope of the East European Craton

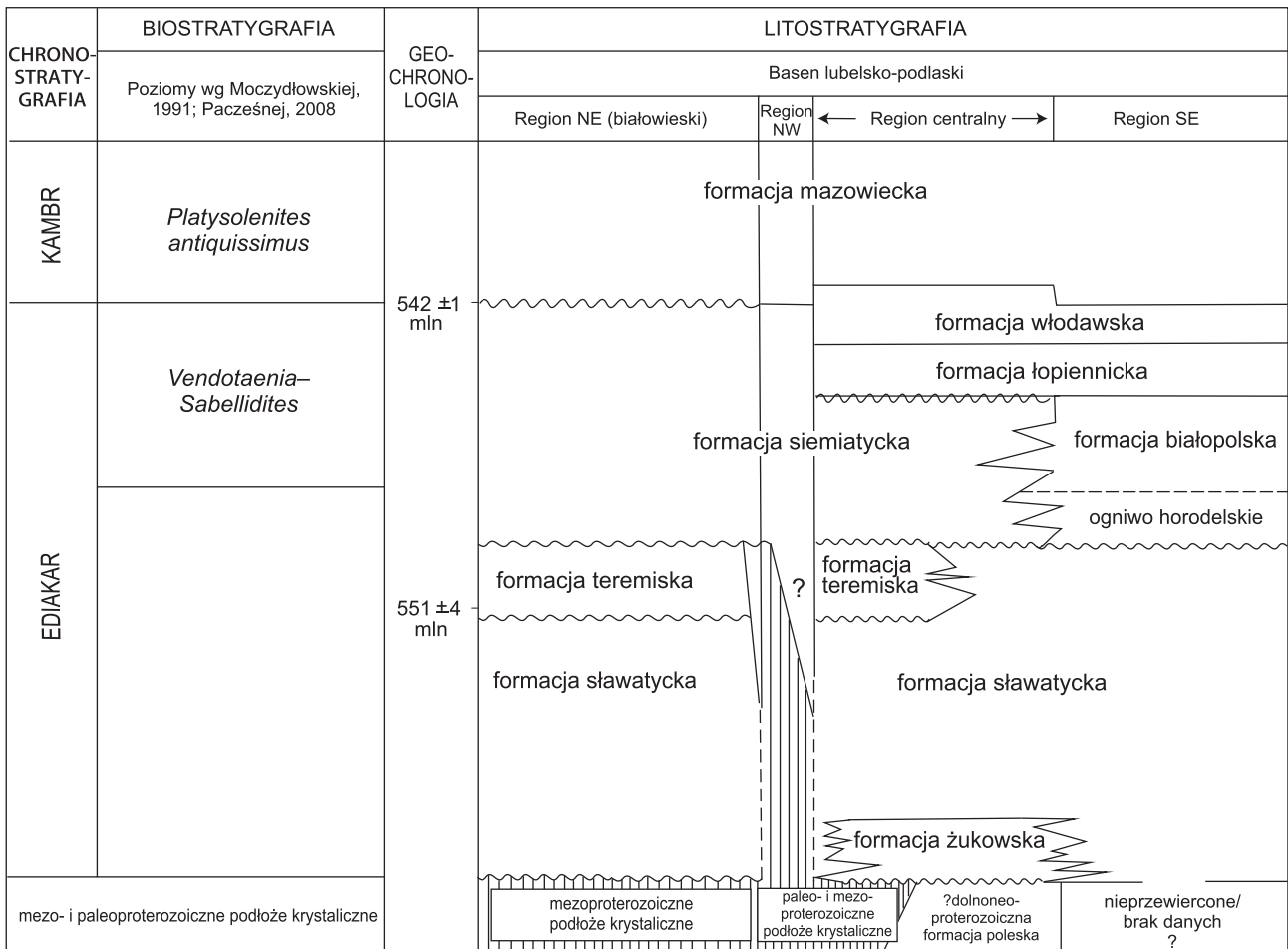


Fig. 2. Schemat podziału litostratygraficznego utworów ediakaru w obniżeniu podlaskim i na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego

Schematic lithostratigraphic framework of the Ediacaran deposits in the Podlasie Depression and Lublin slope of the East European Craton

W ediakarsko-kambryjskich profilach południowo-wschodniej Polski dolny zasięg występowania ichnogatunku *Trichophycus pedum* (Seilacher) jest tożsamy z dolną granicą poziomu *Platysolenites antiquissimus* (Moczydłowska, 1991; Landing i in., 2007; Paczeńska, 1989, 1996, 2008) lub akritarchowego poziomu *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum* (Moczydłowska, 1991, 2008). Wymienione poziomy są najstarszymi poziomami biostratygraficznymi dolnego kambriu. Dolna granica ediakaru jest najprawdopodobniej tożsama z dolną granicą formacji sławatyckiej lub żukowskiej, graniczącej wzdłuż regionalnej powierzchni erozyjnej z mezoproterozoicznym podłożem krystalicznym (północno-wschodni rejon obniżenia podlaskiego) lub niezgodności kątowej z prawdopodobnie dolnoneoproterozoiczną formacją poleską w centralnej i południowo-wschodniej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego (fig. 2).

METODY WYDZIELANIA I OPISU JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

Badania litostratygraficzne utworów ediakaru przeprowadzono w 15 współcześnie dostępnych profilach wiertniczych. W przypadku pozostałych profili, w których materiał rdzeniowy uległ likwidacji w latach 60. XX w., wykorzystano dane z publikacji oraz opracowań archiwalnych. W procedurze formalizacji jednostek litostratygraficznych, wyróżnianie i opis jednostek określono na podstawie zróżnicowania składu litologicznego oraz zmienności genezy utworów ediakarskich w kategoriach: silikoklastyczne utwory kontynentalne, utwory wulkanogeniczne i silikoklastyczne utwory morskie. Kryterium rozróżnienia utworów kontynentalnych od morskich było różnicowanie się spektrum struktur sedymentacyjnych i zespołu skamieniałości śladowych, obec-

ność sinic *Vendotaenides* i akritarchów. Innym, istotnym wskaźnikiem wyróżniania jednostek litostratygraficznych był charakter ich granic oraz interpretacja zapisu pomiarów promieniotwórczości naturalnej (PG). W przypadku odcinków stratotypowych jednostek litostratygraficznych, kiedy było to możliwe, obok interwałów głębokości według miary wiertniczej (z próbek rdzeniowych), podano również interwały głębokości według miary geofizycznej (z pomiarów geofizycznych).

Zgodnie z polskimi zasadami stratygrafii (Racki, Narkiewicz, 2006), w opisie jednostek litostratygraficznych wymiennie zastosowano nazwę jednostki zarówno z członem geograficznym, jak i przymiotnikową formę jej nazwy.

FORMALNE DEFINICJE JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

Formacja żukowska, formacja zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych z Żukowa English name: Żuków Formation

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od położonej w regionie lubelskim miejscowości Żuków, w której pobliżu w 1962 roku wykonano otwór wiertniczy Kaplonosy IG 1.

Historia nazwy. Gruboklastyczne utwory zalegające pod kompleksem skał wulkanogenicznych po raz pierwszy ujął w kategoriach wydzielenia litostratygraficznego Znosko (1965). Określił je jako dolne warstwy wisznickie, stanowiące spagową część wulkanogenicznej serii wisznickiej. W latach 70. i 80. omawiane utwory określano jako dolną część formacji sławatyckiej (Juskowiakowa, 1971; Areń, 1978a; Areń i in., 1979). Nieformalny termin formacja żukowska po raz pierwszy wprowadził Areń (1984, 1989), wydzielając zalegające w spągu utwory klastyczne z nadległego kompleksu skał wulkanogenicznych.

Definicja. Formację budują gruboklastyczne skały, reprezentowane przez zlepieńce i bardzo gruboziarniste piaskowce (fig. 3) o typowym brunatno-pstrym zabarwieniu.

Opis. W centralnej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego (profile: Kaplonosy IG 1, Terespol 1 i Mielnik IG 1) utwory formacji żukowskiej są wykształcone jako zlepieńce polimiktyczne, składające się z klastów kwarcowych i skaleniowych (fig. 4A) o średnicy od 0,3 do 10,0 cm. Sporadycznie występują w nich drobne fragmenty skał podłoża krystalicznego. W północno-wschodniej części basenu (profile: Rajsk IG 1, Iwanki Rohozy 3, Skupowo IG 6) formacja żukowska jest reprezentowana przez zlepieńce monomiktyczne, zbudowane z nieobtoczonych i niewysortowanych klastów skał magmowych i metamorficznych podłoża krystalicznego. Osiągają one średnicę od 5,0 do 30,0 cm. Drugą charakterystyczną grupą litologiczną są bardzo gruboziarniste piaskowce o zabarwieniu brunatnym. Podrzędnie występują warstwy brunatnych mułowców i piaskowców drobnoziarnistych o miąższości od 1 do 2 cm.

Jednostki litostratygraficzne zdefiniowano na podstawie zasad ich wyróżniania i definiowania zawartych w „Polskich Zasadach Stratygrafii” (Racki, Narkiewicz, 2006). W rewizji jednostek litostratygraficznych wyróżnionych przed 2006 rokiem wykorzystano zalecenia „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej” (Alexandrowicz i in., 1975).

Profile stratotypowe omówionych w niniejszym artykule jednostek litostratygraficznych są przechowywane w Archiwach Próbek Geologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego w Hołowni i Iwicznej. Ich dysponentem jest Ministerstwo Skarbu Państwa Rzeczypospolitej Polskiej.

Stratotypy. Stratotypowym profilem formacji żukowskiej według próbek rdzeniowych jest profil otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1 w odcinku 1773,2–1811,2 m i odpowiednio według pomiarów geofizycznych 1775,2–1814,2 m. Hipostratotyp według próbek rdzeniowych znajduje się w profilu Wisznice IG 1 na głębokości 415,9–425,9 m.

Granice. Dolna granica jednostki w centralnej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego ma charakter niezgodności kątowej. Utwory formacji żukowskiej zalegają tam niezgodnie na utworach prawdopodobnie dolnoneoproterozoicznej formacji poleskiej (Poprawa, Paczeńska, 2002). Opisane następstwo stwierdzono w profilu Kaplonosy IG 1 (fig. 5). W otworach: Skupowo IG 6, Grodzisko IG 5, Podborowisko IG 1, Waški IG 2 i Iwanki-Rohozy IG 3 utwory formacji żukowskiej zalegają z niezgodnością erozyjną na mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym (Krzemińska i in., 2007). Górna granica formacji żukowskiej jest poprowadzona w profilach wzdłuż gwałtownej zmiany litologii, z utworów klastycznych omawianej formacji na utwory wulkaniczne nadległej formacji sławatyckiej (fig. 5) i jest tożsama z dolną granicą ostatniej z wymienionych formacji.

Wiek. Pozycja formacji żukowskiej w profilach oraz niezgodne zaleganie w północno-wschodniej części regionu nad mezoproterozoicznym podłożem krystalicznym lub prawdopodobnie dolnoneoproterozoiczną formacją poleską i pod datowanymi radiometrycznie na 551 mln lat tufami formacji teremiskiej (Compston i in., 1995) i na 565 mln lat tufami ukraińskiej części ediakarskiej prowincji trapów bazaltowych, wskazują na jej późnoediakarski wiek (Velikanov, Korenchuk, 1997).

Interpretacja genetyczna. Obecność niskokątowego planarnego warstwowania przekątnego i cykli o zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia z powierzchniami erozyjnymi w spągu oraz dobry stopień obtoczenia klastów kwarcowych wskazują na depozycję w korytach żywo-dennych rzek roztokowych. W profilach zlokalizowanych w północno-wschodniej strefie obniżenia podlaskiego dominują polimiktyczne zlepieńce zbudowane ze źle obtoczonych

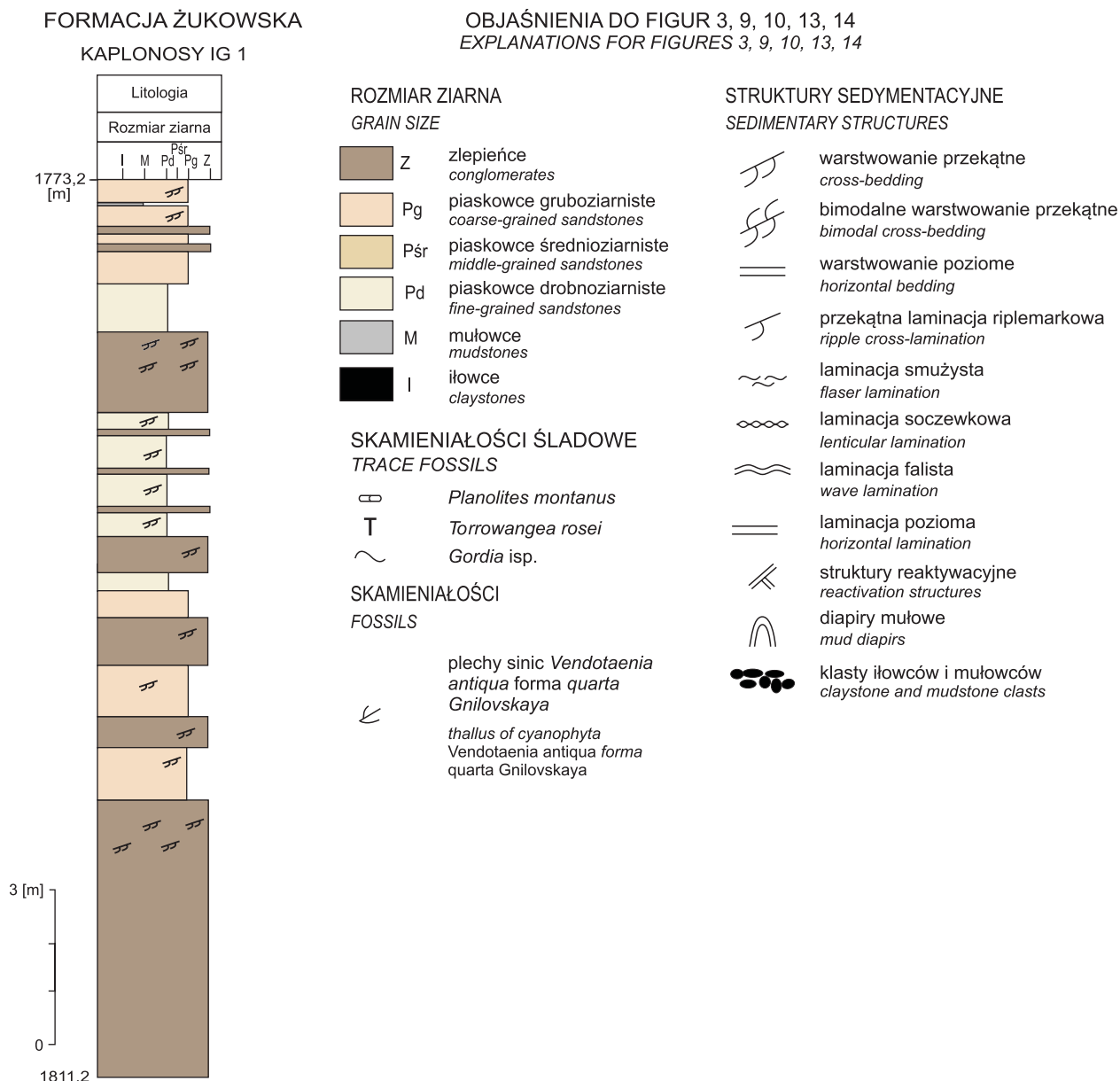


Fig. 3. Szczegółowy profil litologiczny formacji żukowskiej w otworze wiertniczym Kaplonosy IG 1

Detailed lithological section of the Żuków Formation in the Kaplonosy IG 1 borehole

klastów skał podłoża krystalicznego. Zostały one osadzone na stożkach aluwialnych w pobliżu skarp uskokowych (Paczeńska, 2006).

Miąższość. W podlaskiej części basenu największe miąższości formacji żukowskiej występują w profilach: Terespol 1 (58,0 m), Iwanki-Rohozy IG 3 i Skupowo IG 6 (33,0 m). W lubelskiej strefie basenu ich obecność zarejestrowano tylko w otworach Kaplonosy IG 1 (38,0 m) i Wisznice IG 1 (20,0 m).

Rozprzestrzenienie regionalne. Nieciągłe występowanie utworów formacji żukowskiej jest związane z ich częściową ich erozją lub depozycją w niewielkich, izolowanych ryftowych depocentrach Rajska-Skupowo i Terespol-Kaplonosy, we wczesnych etapach fazy synryftowej (Paczeńska, 2006).

Ekwiwalenty. Na obszarach sąsiednich – na południowo-zachodniej Białorusi – odpowiednikiem formacji żukowskiej jest formacja gorbaszewska, na zachodniej Ukrainie – na Wołyniu – jest to formacja brodzka.

Formacja sławatycka,
formacja wulkanitów ze Sławatycz
English name: Sławatycze Formation

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od położonej we wschodniej części regionu lubelskiego miejscowości Sławatycze.

Historia nazwy. Wulkanogeniczne utwory górnego ediakaru po raz pierwszy wprowadził do terminologii lito-

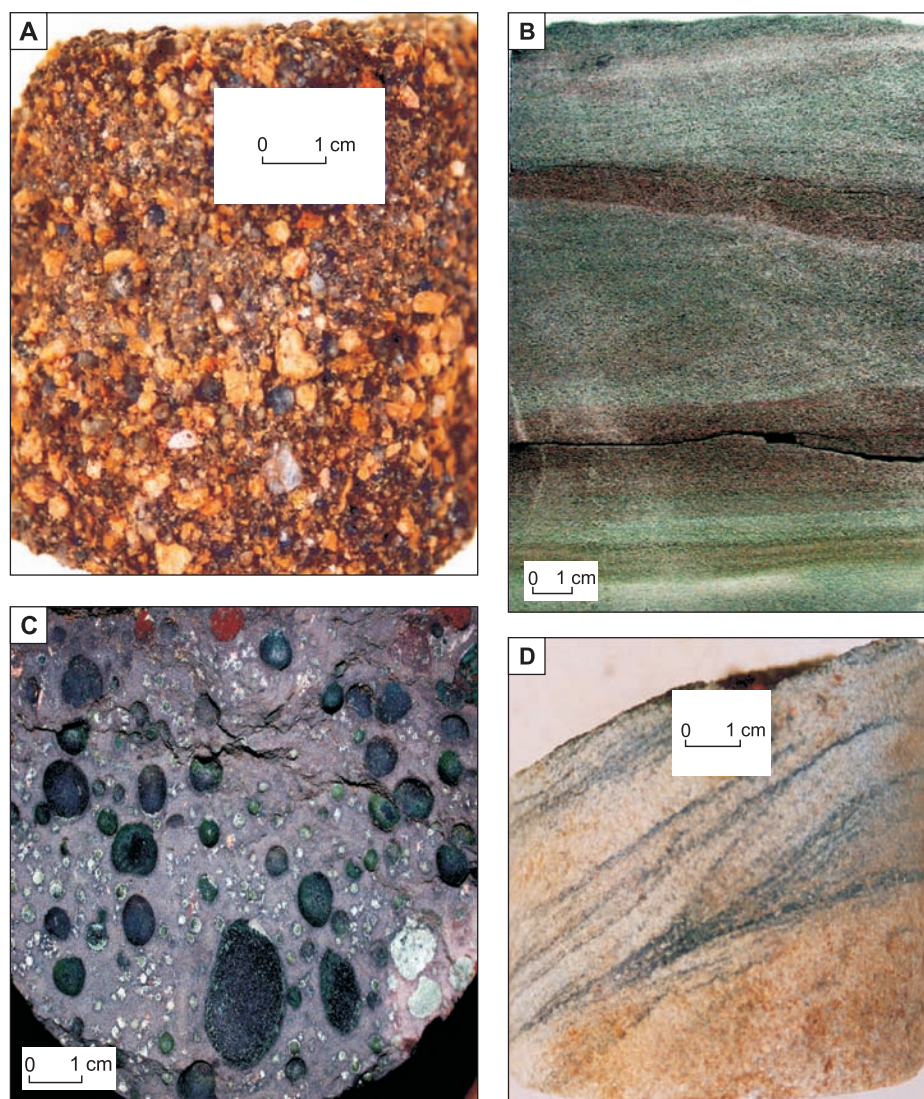


Fig. 4. Skaly formacji żukowskiej, sławatyczej i siemiatyczej

A. Formacja żukowska, zlepienie polimiktyczne, otwór wiertn. Kaplonosy IG 1, głęb. 1776,5 m. **B.** Formacja sławatycza, tufit warstwowany przekątnie w dużej skali, otwór wiertn. Krzyże IG 4, głęb. 880,5 m. **C.** Formacja sławatycza, melafir – poprzeczny przekrój przez rdzeń, otwór wiertn. Mielnik IG 1, głęb. 1567,8 m. **D.** Formacja siemiatycza, przekątnie warstwowany w dużej skali piaskowiec drobnoziarnisty, otwór wiertn. Kaplonosy IG 1, głęb. 1412,0 m

Rocks of the Żuków, Sławatycze and Siemiatycze formations

A. Żuków Formation, polymictic conglomerate, Kaplonosy IG 1 borehole, depth 1776.5 m. **B.** Sławatycze Formation, large-scale cross-bedded tuffite, Krzyże IG 4 borehole, depth 880.5 m. **C.** Sławatycze Formation, melaphyre – horizontal section through core sample, Mielnik IG 1 borehole, depth 1567.8 m. **D.** Siemiatycze Formation, large-scale cross-bedded fine-grained sandstone, Kaplonosy IG 1 borehole, depth 1412.0 m

stratygraficznej Znosko (1965), nazywając je górnymi warstwami wisznickimi, wchodzącymi w skład serii wisznickiej. Lendzion (1962) wykreowała termin seria sławatycza. Areń (1984) wydzielił w utworach ediakaru wschodniej i południowo-wschodniej Polski dwie jednostki litostratigraficzne w randze grupy. Dolną grupę, obejmującą klastyczną formację żukowską i nadległe utwory wulkanogeniczne określone jako formacja wisznicka, wspomniany autor włączył do grupy sławatyczej. Silikoklastyki najwyższej części ediakaru znalazły się w obrębie grupy nadbużańskiej. W świetle ustaleń polskich zasad stratygrafii, wydzielenie nadrzędnych w stosunku do formacji jednostek litostraty-

graficznych w randze grup nie było uprawnione ze względu na ich niezgodność z definicją grupy (Alexandrowicz i in., 1975; Racki, Narkiewicz, 2006). W latach 90. i po roku 2000 większość badaczy stosowała termin formacja sławatycza (Moczydłowska, 1991; Vidal, Moczydłowska, 1995; Strauss i in., 1997; Poprawa, Paczeńska, 2002; Paczeńska, Poprawa, 2005a, b; Paczeńska, 2006, 2007, 2008; Krzemińska, 2006, 2007, 2008). Ze względu na ponadregionalny zasięg i utrwalenie w światowej literaturze geologicznej wspomnianego terminu, zrezygnowano z prawa priorytetu i do ediakarskich utworów wulkanogenicznych zastosowano termin formacja sławatycza.

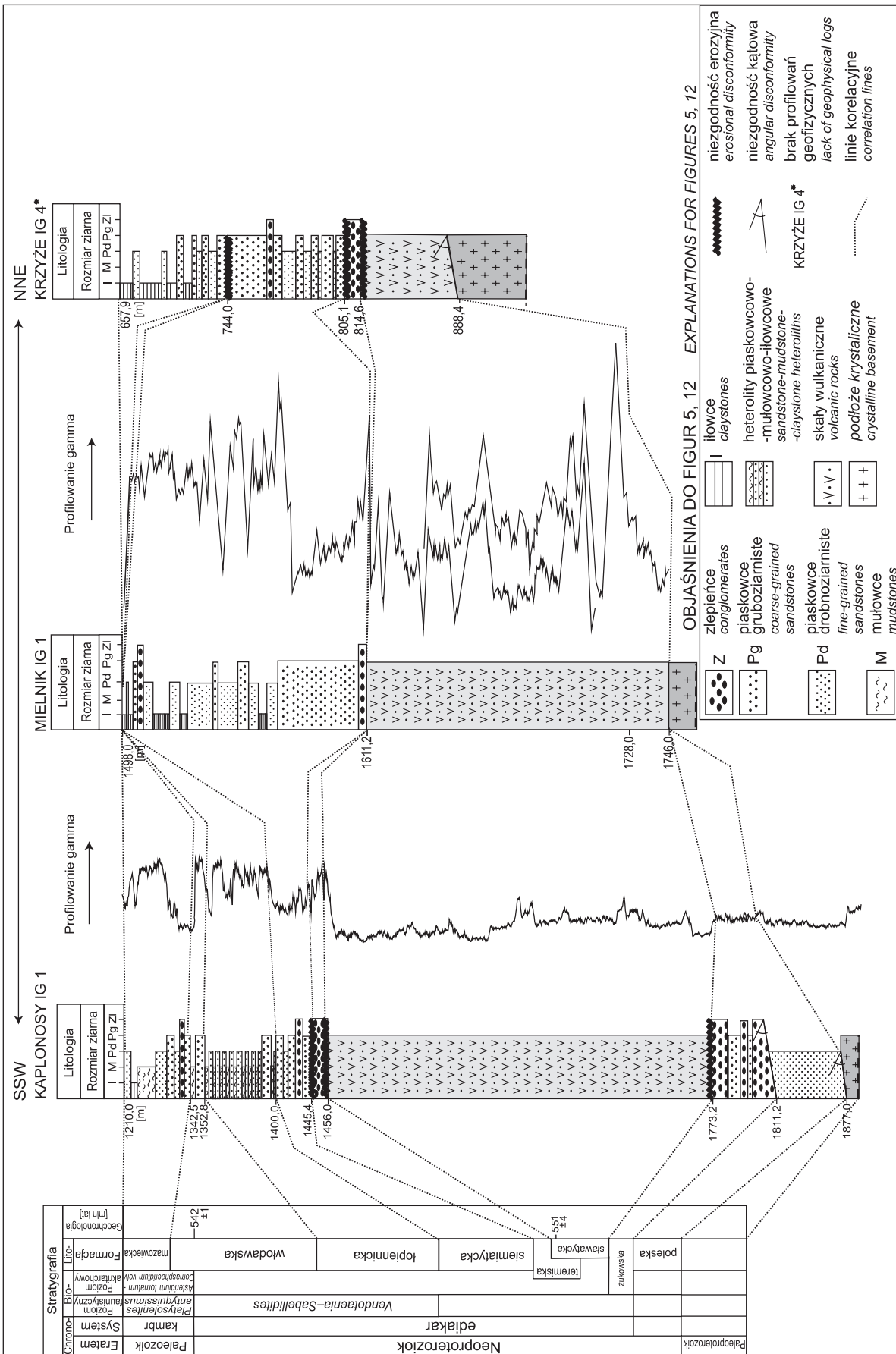


Fig. 5. Korelacja jednostek litostratigraficznych ediiakaru w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego i wschodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego
 Correlation of the Ediacaran lithostratigraphic units in the north-eastern part of the Podlasie Depression and the eastern part of the Lublin slope of the East European Craton

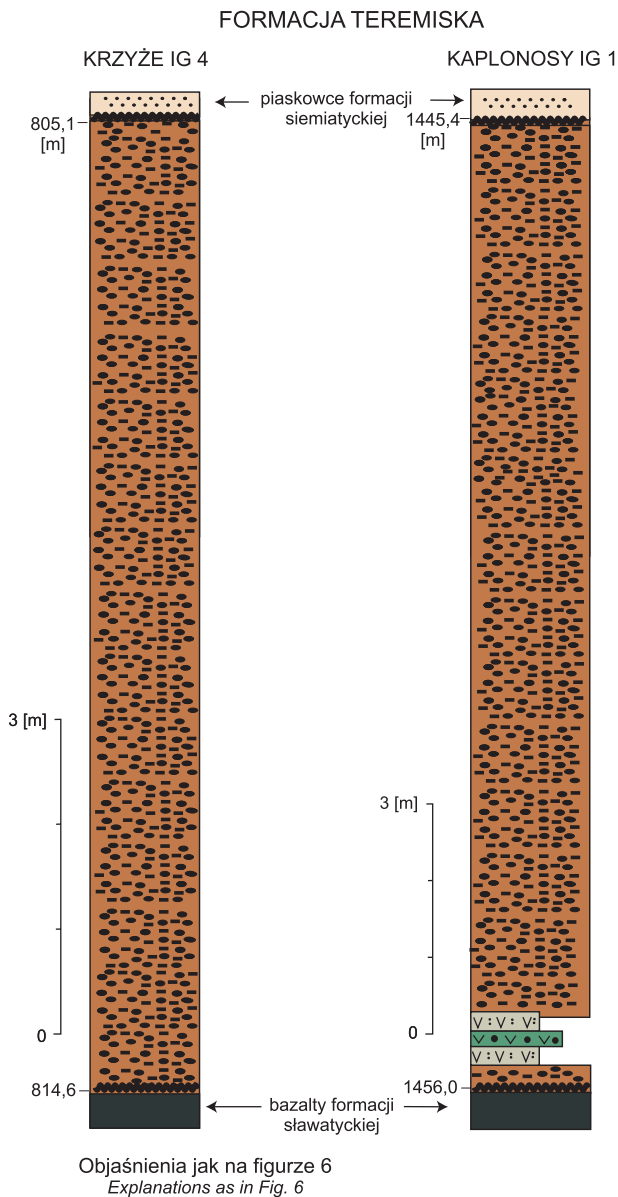


Fig. 7. Profil litologiczny formacji teremiskiej w otworach wiertniczych Krzyże IG 4 i Kaplonosy IG 1

Lithological section of the Teremiski Formation in the Krzyże IG 4 and Kaplonosy IG 1 boreholes

miąższość utworów wulkanicznych występuje w centralnej części basenu lubelsko-podlaskiego, w profilu Kaplonosy IG 1 – 317,2 m.

Rozprzestrzenienie regionalne. Formacja sławatycka należy do jednostek litostratygraficznych obocznie nieciągłych (Racki, Narkiewicz, 2006), ponieważ w poszczególnych regionach basenu lubelsko-podlaskiego występuje różna liczba pokryw bazaltowych. W rejonie północnym basenu lubelsko-podlaskiego występuje od jednej (profil Iwanki-Rohozy IG 3) do czterech pokryw lawowych (profil Waśki IG 2). W środkowej części basenu lubelsko-podlaskiego, w profilu Mielnik IG 1 występuje dziewięć odrębnych pokryw bazaltowych, oddzielonych warstwami utworów piroklastycznych.

Ekwiwalenty. Odpowiednikiem formacji sławatyckiej na zachodniej Ukrainie – na Wołyniu – jest formacja berestowska. W południowo-zachodniej Białorusi i w obniżeniu brzeskim odpowiednikiem formacji sławatyckiej jest formacja rotajska.

Formacja teremiska, formacja zlepieńców z Teremisek English name: Teremiski Formation

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny nazwy formacji zlepieńców z Teremisek pochodzi od miejscowości Teremiski, położonej w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego, w rejonie Białowieży, około 3,5 km na północ od odwierconego w 1961 roku otworu Krzyże IG 4.

Historia nazwy. W nazewnictwie stratygraficznym terminu formacja teremiska dotychczas nie stosowano. Zlepieńce formacji teremiskiej opisywano wcześniej jako aglomeraty tufowo-lawowe i nie wydzielano ich jako odrębnej jednostki litostratygraficznej (Znosko, 1965; Juskowiakowa, 1971).

Definicja. Formacja teremiska tworzy charakterystyczny pakiet bardzo gruboklastycznych zlepieńców (fig. 7) nad stropową częścią kompleksu skał wulkanogenicznych formacji sławatyckiej (fig. 5).

Opis. Formacja jest zbudowana z polimiktycznych zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym, składających się z bardzo dobrze obtoczonych, wydłużonych lub owalnych klastów skał podłoża krystalicznego, bazaltów i tufów oraz występującego dość licznie materiału epiklastycznego w postaci ziarn kwarcu, pojedynczych skaleni, ziarn magnetytu i blaszek muskowitu (fig. 8). Wokół klastów tufowych występują obwódki reaktywacyjne (fig. 8C). Klasty są ułożone bezładnie w spoiwie żelazisto-ilastym o zabarwieniu brunatnym. Zlepieńce cechuje struktura masywna. W profilu Kaplonosy IG 1 w obrębie interwału zlepieńców formacji teremiskiej występuje warstwa drobnopopiołowego i lapilowego tufu o miąższości 0,6 m.

Stratotypy. Stratotyp formacji według próbek rdzeniowych znajduje się w interwale 805,1–814,6 m w profilu Krzyże IG 4. Jako hipostatotyp według próbek rdzeniowych wyznaczono odcinek profilu Kaplonosy IG 1 1445,4–1456,0 m, według pomiarów geofizycznych jest nim odcinek 1447,4–1458,0 m.

Granice. Formację teremiską cechują wyraźne granice erozyjne z niżej i wyżej leżącymi kompleksami skalnymi, reprezentującymi odpowiednio formację sławatycką i formację siemiatycką (fig. 5). Formacja teremiska ma charakter litostratygraficznej jednostki allostratygraficznej – ograniczonej w stropie i spągu powierzchniami nieciągłości erozyjnej. Szczególnie wyraźna jest dolna granica formacji zlepieńców z Teremisek w profilu Krzyże IG 4, gdzie zalegają one na głęboko zerodowanej stropowej powierzchni pokrywy bazaltowej (fig. 5). W profilu Kaplonosy IG 1 warstwa zlepieńców z Teremisek występuje na zerodowanej powierzchni tufu. W obu profilach utwory formacji teremiskiej w jej stropowych częściach graniczą wzdłuż niezgodności erozyjnej z silikoklastycznymi osadami formacji siemiatyckiej (fig. 5).

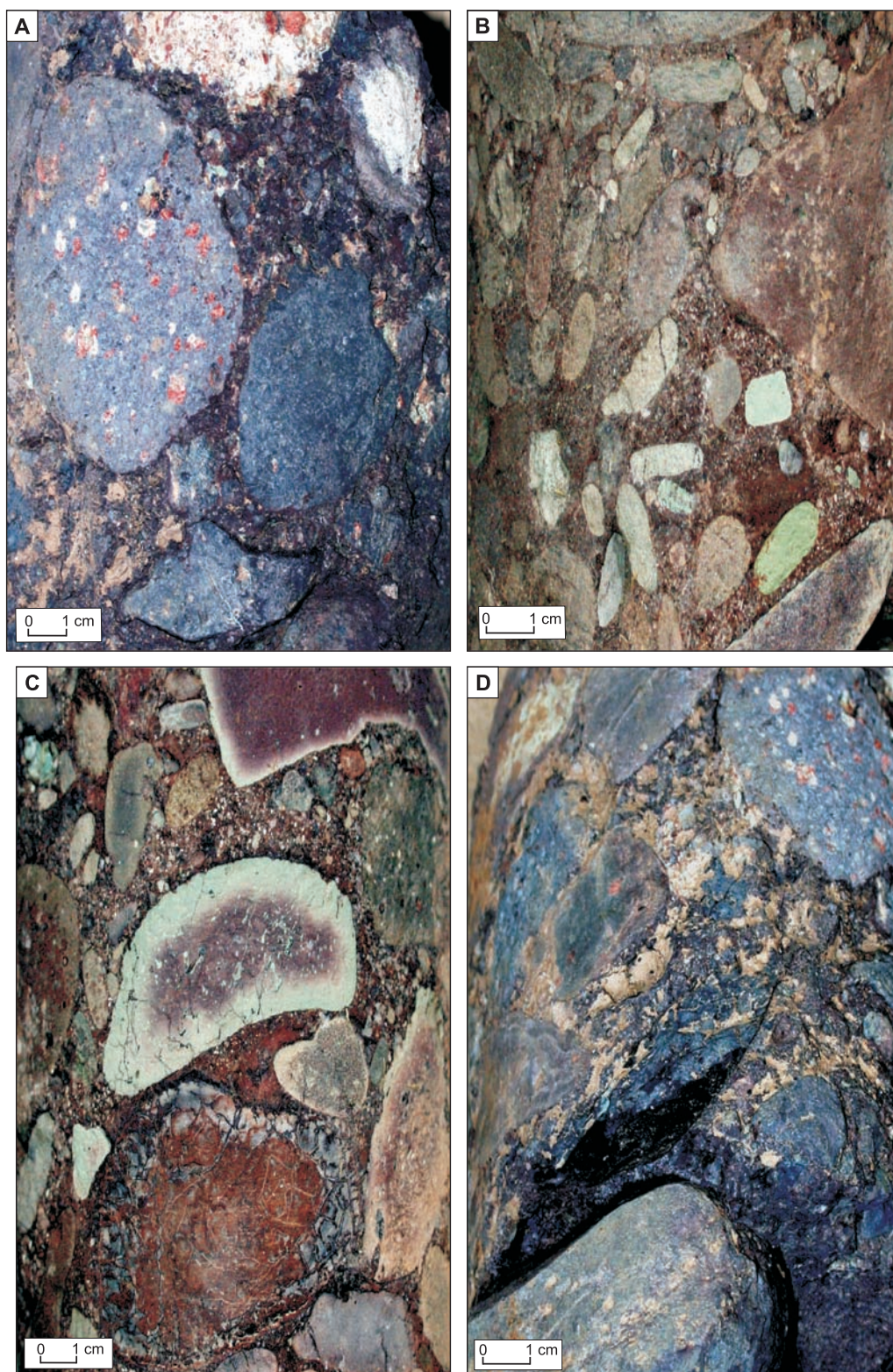


Fig. 8. Zlepnięce polimiktyczne formacji teremiskiej

A. Otwór wiertn. Kaplonosy IG 1, głęb. 1455,9 m. **B.** Otwór wiertn. Krzyże IG 4, głęb. 814,5 m. **C.** Otwór wiertn. Krzyże IG 4, głęb. 813,5 m. **D.** Otwór wiertn. Kaplonosy IG 1, głęb. 1455,9 m

Polymictic conglomerates of the Teremiski Formation

A. Kaplonosy IG 1 borehole, depth 1455.9 m. **B.** Krzyże IG 4 borehole, depth 814.5 m. **C.** Krzyże IG 4 borehole, depth 813.5 m. **D.** Kaplonosy IG 1 borehole, depth 1455.9 m

Wiek. W próbce z warstwy tufów, występującej w pakiecie zlepieńcowych skał epiklastycznych w profilu Kaplonosy IG 1, z głębokości 1455,5 m, wykonano datowania radiometryczne, które wskazały wiek około 551 ± 4 mln lat (Compston i in., 1995).

Interpretacja genetyczna. Płaski, dyskoidalny i jajowaty kształt klastów skał wulkanicznych oraz bardzo wysoki stopień ich obtoczenia wskazują na transport przez rzeki i strumienie roztokowe. Duża frekwencja klastów skał wulkanicznych wynika z wulkanogenicznego charakteru obszaru zasilania rzek roztokowych. Warstwa tufu występująca w obrębie zlepieńców formacji teremiskiej w profilu Kaplonosy IG 1 jest związana z erupcją piroklastyczną w końcowej fazie ediakarskiej działalności wulkanicznej na paleokontynencie Baltiki. Erupcja wystąpiła najprawdopodobniej w południowej części basenu lubelsko-podlaskiego w trakcie sedymentacji zlepieńców formacji teremiskiej w jego centralnej części. Materiał piroklastyczny został nawiany i osadzony w zagłębieniu terenu, wypełnionym materiałem klastycznym budującym zlepieńce.

Mięszczość. Mięszczość utworów formacji zlepieńców z Teremisek waha się od 9,5 m w profilu Krzyże IG 4 do 10,6 m w profilu Kaplonosy IG 1.

Rozprzestrzenienie regionalne. Zlepieńce formacji teremiskiej stwierdzono tylko w otworach Krzyże IG 4 i Kaplonosy IG 1. Ich pierwotny zasięg był prawdopodobnie znacznie większy. Do zawężenia zakresu występowania formacji zlepieńców z Teremisek mogła przyczynić się intensywna erozja, która usunęła te utwory ze znacznych obszarów, pozostawiając zlepieńce w morfologicznych obniżeniach terenu.

Ekwiwalenty. odpowiednikiem formacji teremiskiej w południowej Ukrainie – na Podolu – oraz w Mołdawii jest dolna część formacji gruszkowskiej.

Formacja siemiatycka, formacja piaskowców i zlepieńców z Siemiatycz

English name: Siemiatyche Formation

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny nazwy formacji zlepieńców i piaskowców z Siemiatycz pochodzi od miasta Siemiatyche, położonego we wschodniej części regionu podlaskiego.

Historia nazwy. Po raz pierwszy do terminologii litostratygraficznej wprowadzono ją jako serię kruszyniańską (Znosko, 1965). W latach 70. XX wieku formację piaskowców i zlepieńców z Siemiatycz określano jako serię siemiatycką (Juskowiakowa, 1971; Areń, 1978a; Areń i in., 1979). W latach 80. dla bardzo gruboziarnistych utworów zalegających nad utworami wulkanogenicznymi w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego (rejon Białowieży), wprowadzono termin formacja kruszyniańska (Areń, 1982, 1984). Ten sam autor dla gruboziarnistych i drobnoziarnistych piaskowcowych utworów z centralnej i południowo-wschodniej części basenu lubelsko-podlaskiego zastosował nieformalny termin formacja siemiatycka (Areń, 1978a). Zgodnie z polskimi zasadami litostratygrafii wydzielenie wspomnianych

dwóch odrębnych formacji było nieuprawnione, ponieważ reprezentują one oboczną, regionalną zmienność frakcji uziarnienia w obrębie jednej jednostki litostratygraficznej – formacji siemiatyckiej.

Definicja. Formację siemiatycką reprezentują utwory piaskowcowe. Są to grubo-, średnio- i drobnoziarniste piaskowce (fig. 9) o charakterystycznym brunatnym i pstrym zabarwieniu. Zlepieńce stanowią mniej znaczący komponent spektrum litologicznego formacji siemiatyckiej.

Opis. W wykształceniu litologicznym formacji siemiatyckiej obserwuje się zmienny regionalnie w skali basenu trend zmniejszania się frakcji uziarnienia utworów piaskowcowych w kierunku południowo-wschodnim i południowo-zachodnim. Dominującym typem litologicznym, występującym w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego w rejonie Białowieży, są bardzo gruboziarniste, słabo związane piaskowce o brunatnym i pstrym zabarwieniu. Polimiktyczne zlepieńce zbudowane z klastów kwarcu i kaleni występują podrzędnie (profile Krzyże IG 4 – fig. 9A i Skupowo IG 6). W centralnej części basenu lubelsko-podlaskiego dominują średnio- i drobnoziarniste piaskowce z warstwowaniem przekątnym dużej skali (profil Kaplonosy IG 1 (fig. 4D) i Parczew IG 10). We wspomnianych profilach sporadycznie występują mułowce i ilowce. W rejonie skrajnie południowego zasięgu występowania formacji siemiatyckiej (profile Święcica 1 i Niwa 1) w spektrum litologicznym występują wyłącznie piaskowce drobnoziarniste, zwiększa się również udział mułowców (fig. 9B). W zapisie geofizycznym formacja siemiatycka wyróżnia się bardzo niskimi wartościami promieniowania naturalnego od wyżej i niżej leżących kompleksów skalnych (fig. 5).

Stratotypy. Stratotyp formacji siemiatyckiej wyznaczono według próbek rdzeniowych w profilu Kaplonosy IG 1 w interwale głębokości 1400,0–1445,4 m, według pomiarów geofizycznych 1401,4–1446,4 m. Hipostratotyp znajduje się według próbek rdzeniowych w profilu Krzyże IG 4 na głębokości 744,0–805,1 m.

Granice. W profilach Radzyń IG 1 i Parczew IG 10, zlokalizowanych w zachodnim rejonie lubelskiej strefy basenu lubelsko-podlaskiego, utwory formacji siemiatyckiej zalegają z wyraźną niezgodnością erozyjną bezpośrednio na paleoproterozoicznym podłożu krystalicznym wyniesienia Parczewa, datowanym radiometrycznie na około 1,8–1,9 mld lat (Malinowski i in., 2005). W obniżeniu podlaskim i w centralnej części regionu lubelskiego utwory wspomnianej formacji kontaktują się z leżącymi niżej utworami formacji sławatyckiej lub teremiskiej (fig. 5) wzdłuż dobrze rozwiniętej niezgodności erozyjnej. Przebieg górnej granicy formacji siemiatyckiej jest zróżnicowany regionalnie. W obniżeniu podlaskim ma ona charakter nieciągłości erozyjnej, wzdłuż której formacja siemiatycka graniczy z ediakarską częścią nadległej formacji włodawskiej lub dolnokambryjską formacją mazowiecką (fig. 5). W centralnym regionie basenu lubelsko-podlaskiego górna granica formacji siemiatyckiej jest tożsama z dolną granicą formacji łopiennickiej (fig. 5).

Wiek. Z powodu braku wskaźników stratygraficznych wiek formacji siemiatyckiej nie jest jednoznacznie okreś-

lony. Formacja siemiatycka jest obocznym ekwiwalentem facjalnym formacji białopolskiej, której spąg jest tożsamy z dolną granicą biostratygraficznego poziomu *Vendotaenia-Sabellidites*. Na tej podstawie można wnioskować, że utwory formacji siemiatyckiej mogą stratygraficznie odpowiadać dolnej części wspomnianego poziomu (Paczeńska, 2008) (fig. 2).

Interpretacja genetyczna. W rejonie północno-wschodnim obniżenia podlaskiego osady formacji siemiatyckiej stanowią produkt sedymentacji na stożkach aluwialnych. We wschodniej części rejonu lubelskiego, w dolnych częściach profili, piaskowce grubo- i średnioziarniste reprezentują osady rzek i strumieni roztokowych. W centralnej strefie wspomnianego regionu drobnoziarniste piaskowce oraz mułowce osadzały się w korytach rzek anastomozujących (Paczeńska, 2010).

Miąższość. Największe miąższości formacji siemiatyckiej stwierdzono w rejonie Białowieży, w profilach Podborowisko IG 1 – 111,0 m i Grodzisko IG 5 – 108,0 m (Znosko, 1965). W kierunku południowo-wschodnim miąższość omawianej formacji zmniejsza się i w otworach Kaplonosy IG 1 wynosi 45,4 m, Krowie Bagno IG 1 – 53,0 m, a Busówno IG 1 – 58,0 m. Najmniejsze miąższości występują w zachodniej, marginalnej części basenu lubelskiego w profilach Radzyń IG 1 i Parczew IG 10. Jest to odpowiednio 28,0 m i 21,0 m.

Rozprzestrzenienie regionalne. Formacja siemiatycka jest szeroko rozprzestrzeniona we wschodniej i północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego oraz centralnej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego. Jej występowanie najdalej na południowy zachód stwierdzono w otworach: Busówno IG 1, Niwa 1, Krowie Bagno IG 1, Roskosz 1, Tarkawica 3 i Święcica 1.

Ekwiwalenty. Odpowiednikiem formacji siemiatyckiej w południowo-zachodniej Białorusi jest dolna część formacji gdowskiej, na Ukrainie – na Podolu i Wołyniu – formacji siemiatyckiej odpowiada dolna część formacji kaniłowskiej. W polskiej części obniżenia bałtyckiego odpowiednikiem formacji siemiatyckiej jest formacja smołdzińska (żarnowiecka). Obocznym ekwiwalentem facjalnym formacji siemiatyckiej w południowo-zachodniej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego jest formacja białopolska.

Formacja białopolska, formacja piaskowców i mułowców z Białopola

English name: Białopole Formation

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od miejscowości Białopole, znajdującej się w południowo-wschodniej części regionu lubelskiego, w której poblizu w 1971 roku zgłębiono otwór wiertniczy Białopole IG 1.

Historia nazwy. Piaskowcowo-mułowcowe utwory, zalegające bezpośrednio nad utworami wulkanogenicznymi w południowo-zachodniej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego, po raz pierwszy określono jako serię białopolską (Areń, 1978a), a następnie jako nieformalną formację białopolską (Areń, 1982, 1984).

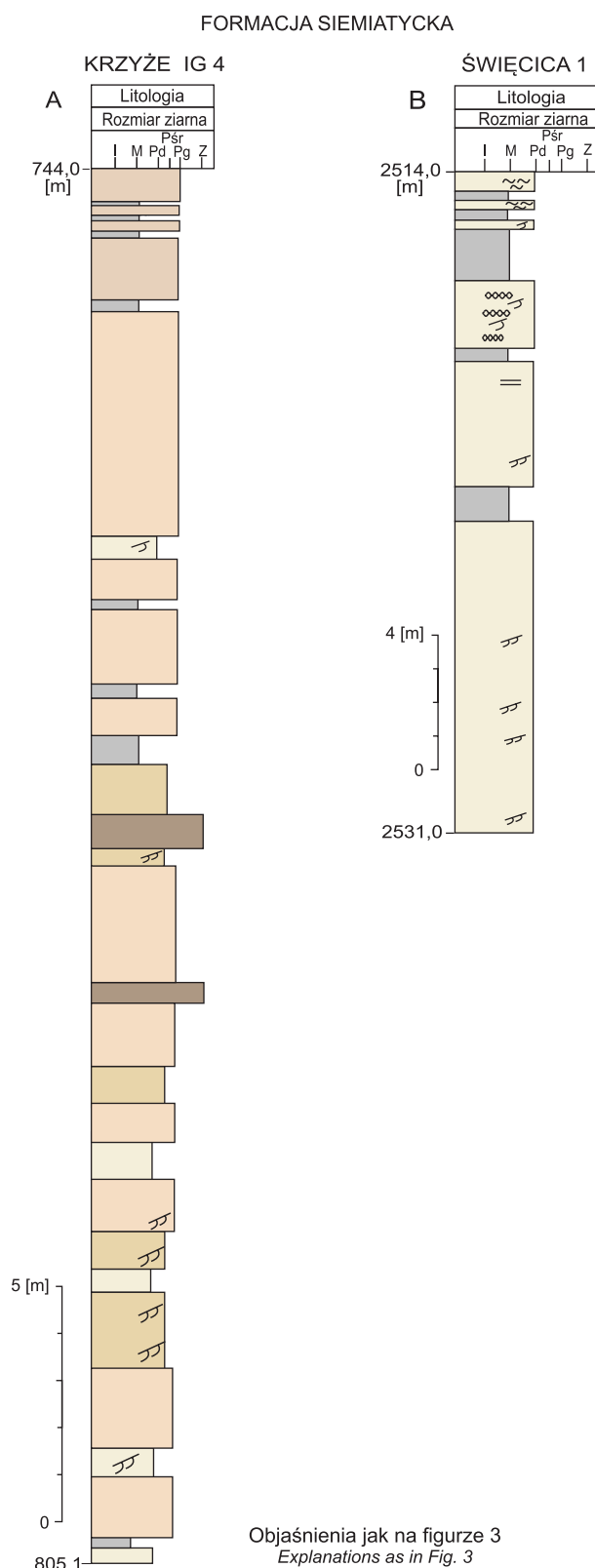


Fig. 9. Szczegółowy profil litologiczny formacji siemiatyckiej w otworach wiertniczych Krzyże IG 4 i Święcica 1

Detailed lithological section of the Siemiatycke Formation in the Krzyże IG 4 and Święcica 1 boreholes

Definicja. Kompleks grubo- i drobnoziarnistych piaskowców przewarstwiających się z mułowcami (fig. 10), zalega pod heterolitycznymi utworami formacji łopiennickiej i bezpośrednio na zerodowanej, stropowej powierzchni kompleksu skał wulkanogenicznych. W najniższej części formacji białopolskiej wydzielono ogniwo horodelskie, zbudowane z czarnych iłowców i mułowców, zawierających bardzo liczne plechy sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya.

Opis. Formację piaskowców i mułowców z Białopola reprezentują głównie jasno- i ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste (fig. 11B) oraz mułowce i iłowce. Piaskowce gruboziarniste mają znacznie mniejszy udział w litologicznym spektrum omawianej formacji. Cechą charakterystyczną piaskowców formacji białopolskiej jest obecność ciemnoszarych i czarnych klastów iłowców i mułowców oraz obecność dobrze rozwiniętych powierzchni erozyjnych w spągu warstw piaskowcowych (fig. 10). Formacja białopolska zaznacza się na krzywych pomiarów geofizycznych bardzo niskimi wartościami promieniowania naturalnego w relacji do zapisu geofizycznego nadległej formacji łopiennickiej. W spągowej części interwału formacji wydzielono ogniwo czarnych iłowców i mułowców z Horodła.

Stratotypy. Jako stratotyp wyznaczono według próbek rdzeniowych fragment profilu Białopole IG 1 na odcinku 2920,9–2958,8 m, według pomiarów geofizycznych jest to odcinek 2918,0–2960,0 m. Jako hipolitostratotyp przyjęto

według próbek rdzeniowych odcinek profilu Łopiennik IG 1 na głębokości 5476,9–5567,3 m.

Granice. Dolna granica formacji białopolskiej ma charakter niezgodności erozyjnej wykształconej jako transgresywna powierzchnia erozyjna (Paczeńska, 2010). W południowo-zachodniej części basenu lubelsko-podlaskiego (Łopiennik IG 1, Białopole IG1, Terebin IG 5, Horodło 1) przebiega ona na kontakcie utworów formacji białopolskiej i wyróżnionego w jej spągu ogniwa horodelskiego, z silnie zerodowanymi utworami wulkanogenicznymi formacji sławatycznej (fig. 12). Górna granica formacji białopolskiej jest tożsama z dolną granicą nadległej formacji łopiennickiej.

Skamieniałości. W mułowcach i iłowcach formacji białopolskiej występują licznie nieskomplikowane morfologicznie akritarchy *Leioshaeridia* sp. (Moczydłowska, 1991; Paczeńska, 2006, 2008).

Wiek. W południowo-zachodniej części basenu lubelsko-podlaskiego (profil: Łopiennik IG 1, Białopole IG 1, Horodło 1 i Terebin IG 5) dolna granica formacji białopolskiej (fig. 2) odpowiada dolnej granicy biostratygraficznego poziomu *Vendotaenia–Sabellidites* (Paczeńska, 2008). Ze względu na szeroki zasięg stratygraficzny wspomnianego poziomu biostratygraficznego, którego górna granica jest tożsama z położoną wyżej w omawianej sukcesji granicą systemu ediakarskiego i kambryjskiego, strop omawianej formacji nie jest datowany biostratygraficznie.

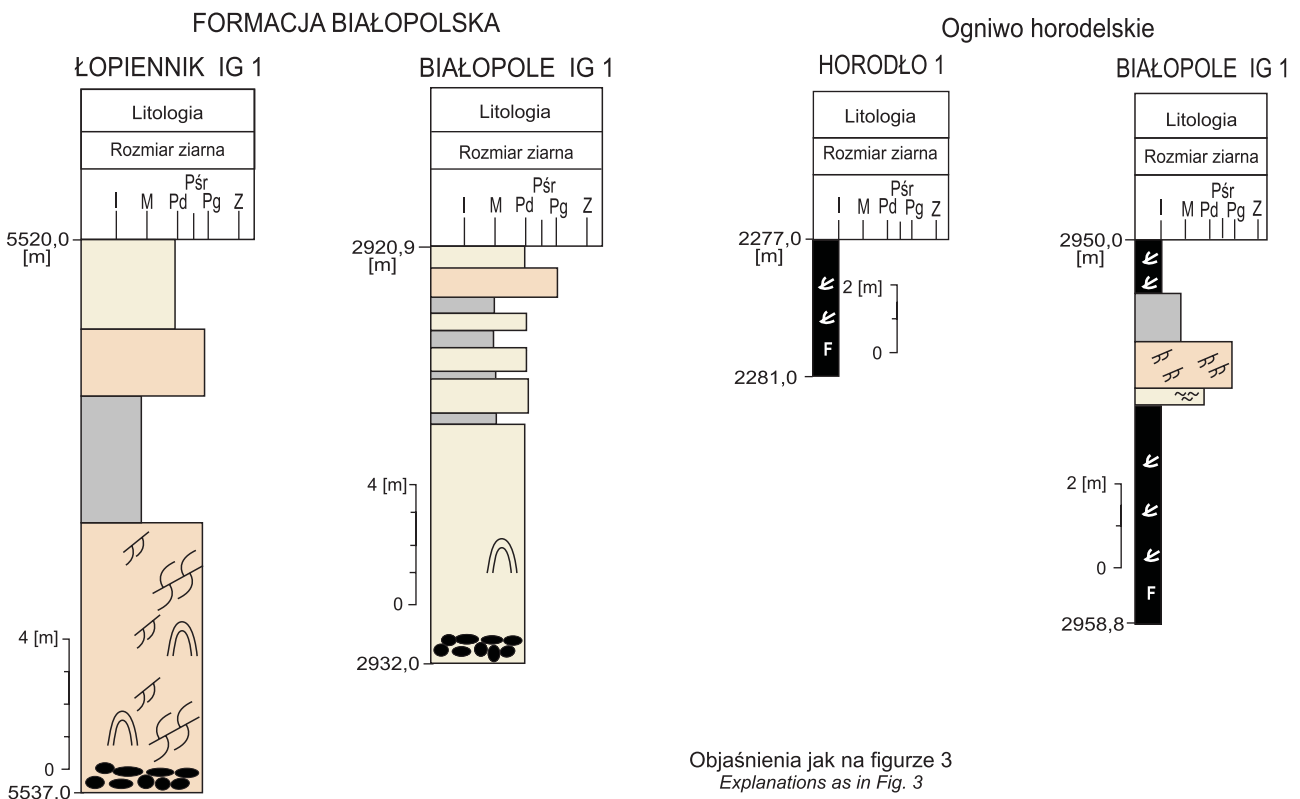


Fig. 10. Wybrane fragmenty profili litologicznych formacji białopolskiej w otworach wiertniczych Łopiennik IG 1 i Białopole IG 1 oraz ogniwa horodelskiego w otworach wiertniczych Białopole IG 1 i Horodło 1

Selected intervals of lithological sections the Białopole Formation in the Łopiennik IG 1 and Białopole IG 1 boreholes, and the Horodło Member in the Białopole IG 1 and Horodło 1 boreholes

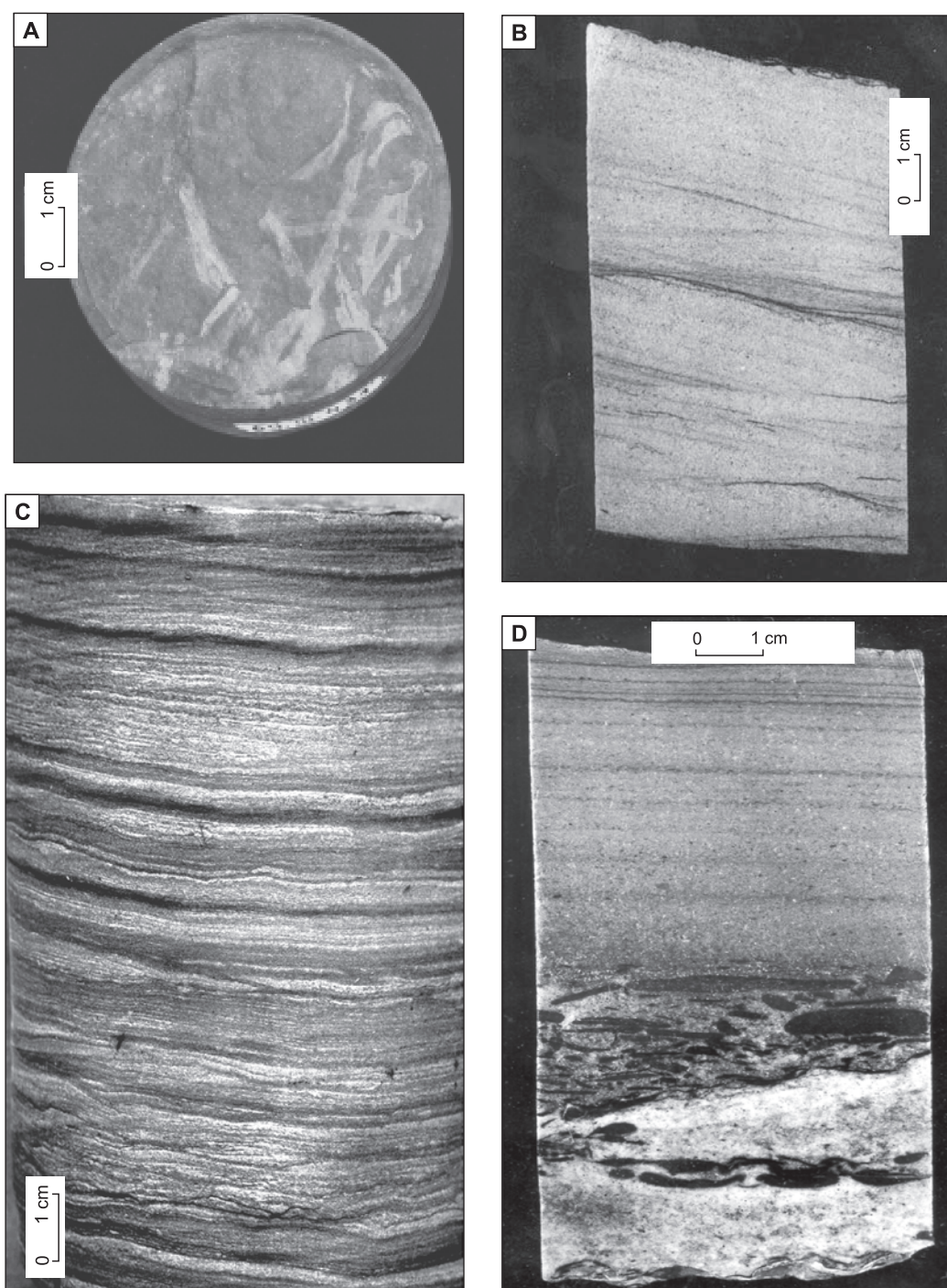
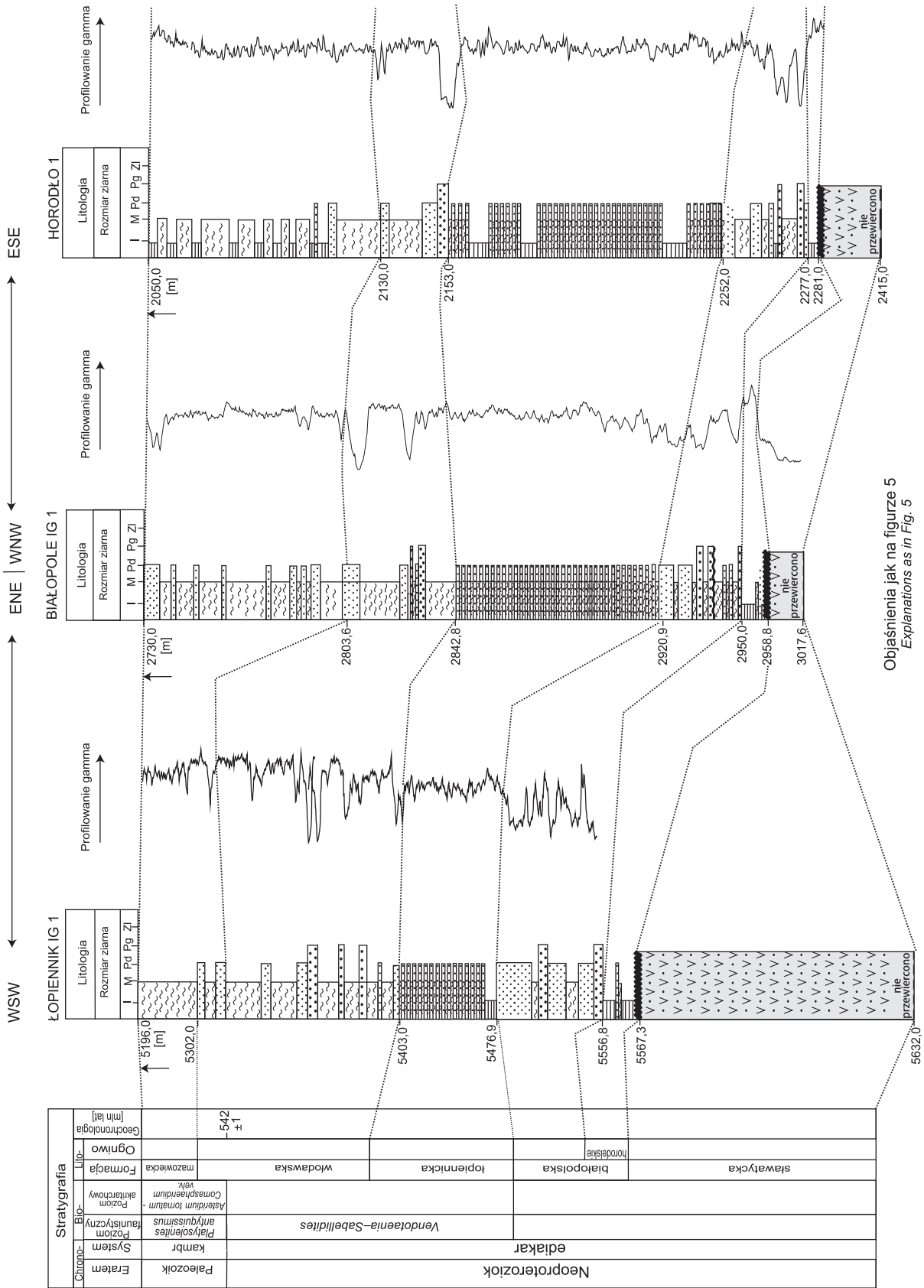


Fig. 11. Utwory formacji białopolskiej, łopiennickiej, włodawskiej oraz ogniwa horodelskiego

A. Formacja białopolska, ogniwo horodelskie, plechy sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya w czarnym ilowcu, otwór wiertn. Łopiennik IG 1, głęb. 5557,0 m. **B.** formacja białopolska; piaskowiec drobnoziarnisty z warstwowaniem przekątnym dużej skali i diapirami mułowymi, otwór wiertn. Białopole IG 1, głęb. 2920,0 m. **C.** formacja łopiennicka, heterolit piaskowcowo-mułowcowo-ilowcowy, otwór wiertn. Podedwórze IG 2, głęb. 713,9 m. **D.** formacja włodawska, w dolnej części rdzenia piaskowiec drobnoziarnisty z klastami mułowca, przekątnie warstwowany w dużej skali, ku górze przechodzący w piaskowiec drobnoziarnisty warstwowany poziomo, otwór wiertn. Łopiennik IG 1, głęb. 5379,0 m

Deposits of the Białopole, Łopiennik and Włodawa formations and the Horodło Member

A. Białopole Formation, Horodło Member, thallus of *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya in black claystone, Łopiennik IG 1 borehole, depth 5557.0 m. **B.** Białopole Formation; cross-bedded fine-grained sandstone with mud drapes, Białopole IG 1 borehole, depth 2920.0 m. **C.** Łopiennik Formation, sandstone-mudstone-claystone heterolith, Podedwórze IG 2 borehole, depth 713.9 m. **D.** Włodawa Formation, at the base of core sample: large-scale, low-angle cross-bedded sandstone with mudstone clasts overlain by horizontally bedded fine-grained sandstones, Łopiennik IG 1 borehole, depth 5379.0 m



Objaśnienia jak na figurze 5
 Explanations as in Fig. 5

Fig. 12. Korelacja jednostek litostratigraficznych ediakaru w południowo-wschodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego

Correlation of the Ediacaran lithostratigraphic units in the south-eastern part of the Lublin slope of the East European Craton

Interpretacja genetyczna. Obecność przekątnego warstwowania niskokątowego dużej skali (fig. 11B), przekątnej laminacji riplemarkowej, laminacji smuzyastej (fig. 10), falistej i soczewkowej oraz występowanie w spągu pakietów piaskowcowych powierzchni erozyjnych z klastami mułowca (fig. 10) wskazuje, że utwory te były deponowane w kanałach pływowych strefy niżepływowej. Na depozycję osadów formacji białopolskiej w środowisku pływowym wskazuje również obecność cienkich diapirów mułowych oraz bimodalnego warstwowania przekątnego w piaskowcach drobno- i gruboziarnistych (fig. 10). Utwory mułowcowe i iłowcowe były deponowane na płycznach międzykanałowych (Paczeńska, 2006, 2008, 2010).

Miąższość. Największą miąższość formacji białopolskiej zarejestrowano w profilach Łopiennik IG 1 – 90,4 m i Terebin IG 5 – 58,0 m. W pozostałych profilach Horodło 1 i Białopole IG 1 miąższość wynosi odpowiednio 29,0 m i 37,9 m.

Rozprzestrzenie regionalne. Formacja piaskowców i mułowców z Białopola występuje tylko w południowo-zachodniej części lubelskiej strefy basenu. Jej północny zasięg wyznacza linia otworów Radzyń IG 1, Podedwórze IG 2 i Kaplonosy IG 1. Ku północny formacja białopolska przechodzi obocznie facjalnie w formację siemiatycką.

Ekwiwalenty. Za odpowiedniki formacji białopolskiej na Ukrainie – na Podolu – i w Mołdawii można uznać fragmenty dolnej części formacji kaniłowskiej. Obocznym ekwiwalentem facjalnym formacji białopolskiej w centralnej i północno-wschodniej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego jest formacja siemiatycka.

Ogniwo horodelskie, ogniwo czarnych iłowców i mułowców z Horodła

English name: Horodło Member

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny w nazwie ogniwa pochodzi od położonej w południowo-wschodniej części regionu lubelskiego miejscowości Horodło.

Historia nazwy. W nazewnictwie litostratygraficznym nazwa ogniwo horodelskie nie była dotychczas stosowana.

Definicja. Ogniwo czarnych iłowców i mułowców z Horodła jest reprezentowane przez czarne utwory bardzo drobnoziarniste (fig. 10). Intensywna czarna barwa iłowców i mułowców umożliwia wydzielenie z najniższego fragmentu formacji białopolskiej samodzielnego ogniwa czarnych iłowców i mułowców z Horodła.

Opis. W czarnych iłowcach bardzo licznie występują drobne, nieregularne konkrecje piryty. Ogniwo horodelskie cechuje wysoka promieniotwórczość naturalna, szczególnie wyraźnie rejestrowana w profilu Horodło 1 (fig. 11).

Stratotypy. Stratotyp ogniwa horodelskiego wyznaczony według próbek rdzeniowych znajduje się w profilu Białopole IG 1 na głębokości 2950,0–2958,8 m. Hipostratotyp ogniwa wyznaczono według próbek rdzeniowych w profilu Łopiennik IG 1 na głębokości 5556,8–5567,3 m.

Granice. Dolna granica ogniwa horodelskiego jest jednocześnie dolną granicą formacji białopolskiej i ma charakter erozyjny (fig. 12). Przebiega ona wzdłuż transgresyjnej

powierzchni erozyjnej, rozwiniętej na głęboko zerodowanych utworach wulkanogenicznych formacji sławatyckiej (fig. 2). Jest to szczególnie wyraźnie obserwowane w profilach Białopole IG 1 i Łopiennik IG 1 (Paczeńska, 2006, 2008, 2010).

Skamieniałości. W utworach ogniwa horodelskiego masowo występują sinice *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaja (fig. 6A) (Paczeńska, 2008) i akritarchy *Leioshaeridia* sp. (Moczydłowska, 1991).

Wiek. Ogniwo czarnych iłowców i mułowców z Horodła poprzez zaleganie w spągu formacji piaskowców i mułowców z Białopola, ma ustalony wiek dolnej granicy, która jest tożsama z dolną granicą biostratygraficznego poziomu *Vendotaenia–Sabellidites*.

Interpretacja genetyczna. Ogniwo horodelskie reprezentuje utwory centralnej zatoki estuarium (Paczeńska, 2010). Nagromadzenia plech sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaja po ich pogrzebaniu w osadzie i ich rozkładzie mogły powodować niedotlenienie osadów dennych. Na anoksyczne środowisko może również wskazywać obecność bardzo licznych konkrecji piryty i bardzo ciemna barwa utworów iłowcowych.

Miąższość. Miąższość ogniwa wzrasta w kierunku południowo-wschodnim i wynosi w otworach: Łopiennik IG 1 – 10,5 m, Białopole IG 1 – 8,8 m i Horodło 1 – 4,0 m. Największa miąższość ogniwa występuje w profilu Terebin IG 5 i wynosi 22,3 m.

Rozprzestrzenie regionalne. Utwory ogniwa horodelskiego nawiercono tylko w południowo-wschodniej części basenu lubelsko-podlaskiego.

Ekwiwalenty. Za odpowiedniki ogniwa horodelskiego na Ukrainie – na Podolu – i w Mołdawii można uznać niektóre, mułowcowo-iłowcowe fragmenty dolnej części profilu formacji kaniłowskiej.

Formacja łopiennicka, formacja heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych z Łopiennika

English name: Łopiennik Formation

Pochodzenie nazwy. Człon geograficzny nazwy formacji łopiennickiej pochodzi od nazwy jednego z najgłębszych w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego otworów parametryczno-badawczych Łopiennik IG 1, odwierconego w miejscowości Małochwiej Duży w południowo-wschodniej części regionu lubelskiego.

Historia nazwy. Drobnolaminowane heterolity ediakaru rozprzestrzenione w centralnej i południowo-wschodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego po raz pierwszy w kategoriach jednostek litostratygraficznych ujął Areń (1978a), określając je pierwotnie terminem seria lubelska i następnie jako nieformalna formacja lubelska (Areń, 1982, 1984). Termin formacja lubelska został po raz pierwszy opublikowany przez Porzyckiego (1979). Autor ten zastosował go do określenia nieformalnej jednostki litostratygraficznej, reprezentującej karbońskie utwory węglonośne w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Ponieważ termin formacja lubelska zastosowano do karbońskiej formacji

węglonośnej i opublikowano jako pierwszy, zgodnie z prawem priorytetu, w niniejszej procedurze formalizacji jednostek litostratygraficznych dla ediakarskiej formacji lubelskiej wprowadzono nową nazwę – formacja łopiennicka lub formacja heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych z Łopiennika. Termin formacja łopiennicka nie był dotychczas stosowany w polskim nazewnictwie litostratygraficznym.

Definicja. Formacja jest reprezentowana przez bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, które tworzą charakterystyczny, różniący się pod względem litologicznym od wyżej i niżej zalegających utworów, kompleks skalny (fig. 13).

Opis. Drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe są zbudowane z nieprzekraczających 1 mm miąższości lamin jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego oraz czarnych lub ciemnoszarych lamin mułowca i iłowca (fig. 11C). W strefie północnego zasięgu formacji łopiennickiej, w profilach: Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Podedwórze IG 2 i Kaplonosy IG 1, w kompleksie heterolitów wzrasta ilość przewarstwień piaskowca drobnoziarnistego o miąższości od 5 do 25 cm. Ilość przewarstwień piaskowcowych w interwale formacji łopiennickiej zmniejsza się w kierunku południowo-zachodnim i w profilu Łopiennik IG 1 heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe tworzą już jednolity pod względem litologicznym kompleks skalny. W warstwach piaskowca drobnoziarnistego w heterolitach występuje przekątna laminacja riplemarkowa w zestawach nieprzekraczających 1,5 cm wysokości, laminacja soczew-

kowa, smużysta i pozioma, częste są drobne diapiry mułowe, wyraźnie wykształcone na powierzchniach przekątnej laminacji riplemarkowej w przewarstwieniach piaskowca drobnoziarnistego. Utwory heterolityczne mają zaburzoną wewnętrzną strukturę przez obecność niestatecznego warstwowania gęstościowego. Ciągłość lamin piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych przerywają bardzo liczne powierzchnie reaktywacyjne, związane ze zmianą nasilenia i kierunku prądów pływowych. W kompleksie heterolitów, zwłaszcza w strefie południowo-wschodniej i południowo-zachodniej, obserwuje się liczne zlustrowania tektoniczne. Na powierzchniach lamin występują drobne, nieregularne konkretacje pirytowe. Utwory heterolityczne cechuje charakterystyczny zapis geofizyczny w postaci znacznie wyższych wartości promieniowania naturalnego w stosunku do niżej i wyżej leżących kompleksów skalnych.

Stratotyp. Stratotyp formacji łopiennickiej wyznaczono według próbek rdzeniowych w profilu Łopiennik IG 1 w interwale głębokości 5403,0–5476,9 m. Według pomiarów geofizycznych jest to interwał 5405,5–5479,0 m. Jako hipostratotyp przyjęto według próbek rdzeniowych odcinek profilu Busówno IG 1 3657,4–3715,0 m, według pomiarów geofizycznych jest to interwał 3661,0–3715,0 m.

Granice. Dolna granica formacji łopiennickiej jest tożsama z górną granicą formacji białopolskiej (fig. 12) w profilach położonych w południowo-zachodniej części basenu lubelsko-podlaskiego (profile: Łopiennik IG 1, Białopole IG 1, Horodło 1 i Terebin IG 5). W otworach położonych w centralnej części tego basenu (Radzyń IG 1, Parczew IG 10, Niwa 1, Święcica 1, Roskosz 1, Busówno IG 1 i Kaplonosy IG 1) dolna granica formacji łopiennickiej jest komplementarna z górną granicą formacji siemiatyckiej.

Skamieniałości. W drobnolaminowanych heterolitach piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych występują nagromadzenia sinic *Vendotaenia antiqua* Gnivolovskaya oraz akritarchy *Leiosphaeridia* sp. Charakterystycznym składnikiem organicznym osadów formacji łopiennickiej jest zespół nieskomplikowanych morfologicznie skamieniałości śladowych, reprezentowany przez ichtnogatunki: *Planolites montanus* Richter, *Torrowangea rosei* Webby, *Helminthopsis irregularis* (Schafhäütl) i *Palaeopascichnus delicatus* Palij oraz ichtnorodzaje *Gordia* i *Cochlichnus*.

Wiek. Utwory formacji łopiennickiej reprezentują najniższą część ediakarskiego poziomu biostratygraficznego *Vendotaenia–Sabellidites* w centralnej części basenu lubelsko-podlaskiego. We wspomnianym regionie dolna granica formacji łopiennickiej jest tożsama z dolną granicą poziomu *Vendotaenia–Sabellidites* (otwory: Radzyń IG 1, Parczew IG 1, Niwa 1, Święcica 1, Roskosz 1, Tarkawica 3, Busówno IG 1 i Kaplonosy IG 1).

Interpretacja genetyczna. Heterolity formacji łopiennickiej tworzą pakiety rytmitów pływowych, będących zapisem pływowych cykli syzygijno-kwadraturowych. Były one deponowane w środowiskach pływowych równi mieszanych, piaszczystych oraz mułowych z niewielkim udziałem osadów kanałów pływowych rozwiniętych na równiach (Paczeńska, 2006, 2007, 2008, 2010).

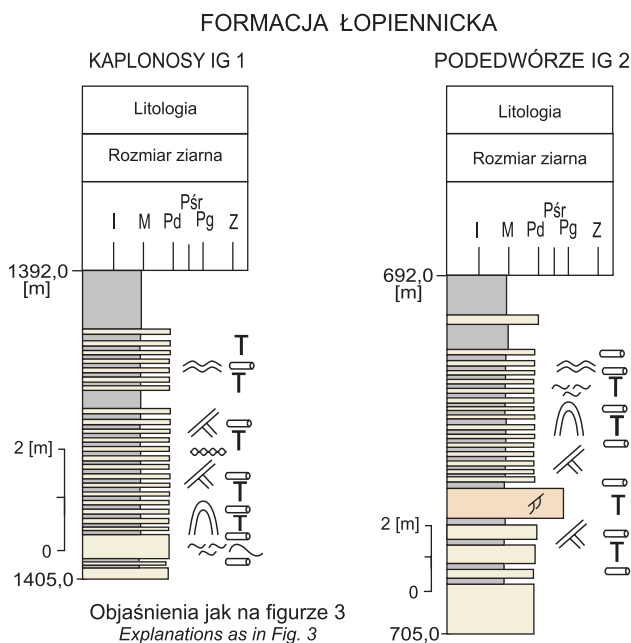


Fig. 13. Wybrane fragmenty profilu litologicznego formacji łopiennickiej w otworach wiertniczych Kaplonosy IG 1 i Podedwórze IG 2

Selected intervals of the lithological section of the Łopiennik Formation in the Kaplonosy IG 1 and Podedwórze IG 2 boreholes

Miąższość. Formacja łopiennicka osiąga największe miąższości w otworach: Terebin IG 5 – 101,0 m, Busówno IG 1 – 57,6 m, Krowie Bagno IG 1 – 76,5 m, Łopiennik IG 1 – 73,9 m i Białopole IG 1 – 78,1 m. Miąższość formacji łopiennickiej zmniejsza się w kierunku północnym i północno-wschodnim oraz w centralnej części basenu lubelsko-podlaskiego, gdzie wynosi w otworach: Parczew IG 10 – 40,9 m, Radzyń IG 1 – 20,8 m i Kaplonosy IG 1 – 47,2 m.

Rozprzestrzenienie regionalne. Formacja łopiennicka jest szeroko rozprzestrzeniona w centralnej i południowo-zachodniej oraz południowo-wschodniej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego. Jej północny zasięg wyznacza linia otworów Radzyń IG 1 – Podedwórze IG 2 – Kaplonosy IG 1.

Ekwiwalenty. Odpowiednikiem formacji łopiennickiej na zachodniej Ukrainie – na Wołyniu i Podolu – jest górna część formacji kaniłowskiej.

Formacja włodawska, formacja piaskowców i mulowców z Włodawy

English name: Włodawa Formation

Pochodzenie nazwy. Nazwa jednostki pochodzi od miasta Włodawa, położonego we wschodniej Polsce.

Historia nazwy. Omawiana jednostka litostratygraficzna została po raz pierwszy wymieniona w literaturze przez Lendzion (1978) jako seria włodawska, następnie jako ogniwo włodawskie, wchodzące w skład dolnokambryjskiej formacji mazowieckiej (Lendzion, 1983a, b, 1984) lub jako subformacja włodawska (Mens i in., 1990).

Definicja. Formacja jest zbudowana z przewarstwiających się mulowców i warstwowanych przekątnie piaskowców grubo- i drobnoziarnistych (fig. 14). Charakterystyczną cechą jest duża zawartość glaukonitu w piaskowcach.

Opis. W centralnej części basenu dominują jasnoszare piaskowce grubo- i średnioziarniste z licznym glaukonitem. W spągowych częściach profili zlokalizowanych w południowo-zachodniej części basenu wyraźnie wzrasta udział piaskowców drobnoziarnistych (fig. 6D) oraz utworów mulowcowych i ilastych. W zapisie geofizycznym jednostkę określają niskie wartości promieniowania naturalnego, zwłaszcza w stosunku do leżących niżej, heterolitycznych utworów formacji łopiennickiej (fig. 7).

Stratotypy. Jako stratotyp formacji włodawskiej według próbek rdzeniowych wyznaczono fragment profilu Łopiennik IG 1 na odcinku 5302,0–5403,0 m, według pomiarów geofizycznych jest to interwał profilu od głębokości 5300,0–5405,5 m. Jako hipostratotyp według próbek rdzeniowych określono odcinek profilu Busówno IG 1 na głębokości 3580,3–3657,4 m, według pomiarów geofizycznych jest to interwał profilu od głębokości 3580,3–3661,0 m.

Granice. Dolna granica formacji włodawskiej w południowo-wschodniej i południowo-zachodniej części regionu lubelskiego w profilach: Łopiennik IG 1, Białopole IG 1, Horodło 1 i Terebin IG 5 jest zgodna z górną granicą formacji łopiennickiej (fig. 12). W centralnej i północnej części basenu lubelskiego dolna granica formacji włodawskiej

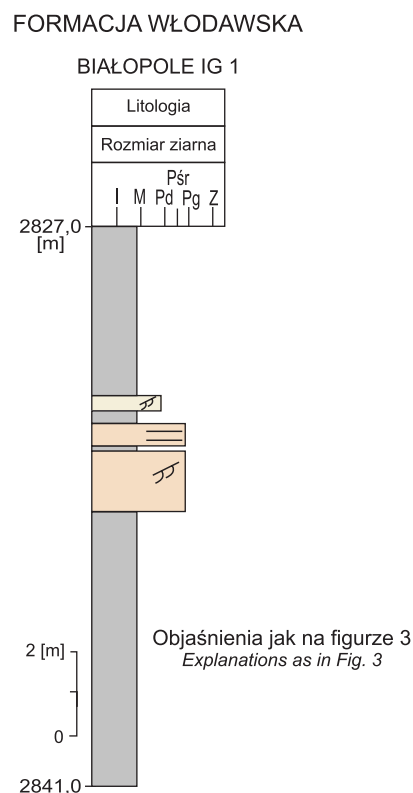


Fig. 14. Wybrany fragment profilu litologicznego formacji włodawskiej w otworze wiertniczym Białopole IG 1

Selected interval of the lithological section of the Włodawa Formation in the Białopole IG 1 borehole

przebiega wzdłuż bardzo wyraźnej zmiany litologii (profile: Parczew IG 10, Busówno IG 1, Radzyń IG 1, Święcica 1 i Niwa 1). Górna granica formacji włodawskiej w południowo-wschodniej części basenu lubelskiego jest tożsama z dolną granicą nadległej formacji mazowieckiej. W północnej strefie regionu lubelskiego (otwory Podedwórze IG 2, Parczew IG 10, Kaplonosy IG 1 i Radzyń IG 1) górna granica formacji włodawskiej jest identyczna z dolną granicą dolnokambryjskiej formacji podedwórskiej, reprezentowanej przez zlepnie i piaskowce grubo- i średnioziarniste.

Skamieniałości. Fauna jest reprezentowana przez skamieniałości organizmów o nieokreślonej pozycji systematycznej, być może ?robaków *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky, ?robaków/ ?otwornic *Platysolenites antiquissimus* Eichwald, *Onuphionella aglutinata* Kirjanov, mięczaków *Aldanella polonica* Lendzion = *Aldanella attleborensis* (Shaller i Foerste) i *Anabarella* sp. Skamieniałości śladowe są nieliczne. Należą do nich *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij oraz *Gordia* isp. W utworach formacji włodawskiej występują sinice *Tyrasotaenia tungusica* Gnilovskaya i *Tyrasotaenia* sp. oraz w jej niższych, ediakarskich częściach, nieskomplikowane morfologicznie akritarcha *Leiosphaeridia* sp.

Wiek. W większości profili zlokalizowanych w basenie lubelskim formacja włodawska należy do ediakaru i kambru.

Jedynym profilem, w którym odcinek reprezentujący formację włodawską jest w całości ediakarski, jest otwór Busówno IG 1 (Paczeńska, 2007). Ediakarski odcinek formacji należy do poziomu *Vendotaenia–Sabellidites*, a jej najwyższe części należą do dolnokambryjskiego poziomu faunistycznego *Platysolenites antiquissimus* i akritarchowego poziomu *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* (Moczyłowska, 1991).

Interpretacja genetyczna. Dolna, ediakarska część mułowcowych utworów formacji włodawskiej reprezentuje sedymentację na równiach pływowych, głównie na równi mieszanej i mułowej. Piaskowce drobnoziarniste warstwowane poziomo lub niskokątowo przekątnie w dużej skali (fig. 11D) zostały zdeponowane w wysokoenergetycznych strefach kanałów pływowych na równi pływowej. Należąca do kambru

dolnego stropowa część utworów formacji włodawskiej była deponowana w środowiskach płytkiego wybrzeża z wyraźnymi wpływami falowania i minimalnym oddziaływaniem pływów (Paczeńska, 2006, 2007, 2010).

Miąższość. W lubelskiej strefie omawianego basenu formacja włodawska osiąga maksymalne miąszości w profilu Łopiennik IG 1 – 101,0 m.

Rozprzestrzenienie regionalne. Formacja włodawska jest szeroko rozprzestrzeniona w centralnej i południowo-wschodniej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego.

Ekwiwalenty. Odpowiednikiem formacji włodawskiej na Ukrainie – w lwowskim obniżeniu paleozoicznym – jest formacja rowieńska, na Podolu – formacja chmielnicka.

PODSUMOWANIE

Duże zróżnicowanie litologiczne utworów ediakarskich występujących na lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym umożliwiło w ich obrębie wydzielenie jednostek litostratygraficznych różnej rangi. W procedurze formalizacyjnej, zgodnie z wymogami polskich kodeksów stratygraficznych (Aleksandrowicz i in., 1975; Racki, Narkiewicz, 2006) uporządkowano nazewnictwo, ustalono rangę oraz zrewidowano definicje dawnych jednostek litostratygraficznych, opisywanych przez wcześniejszych badaczy utworów ediakarskich. Dla każdej z wyróżnionych jednostek podano: historię nazwy, definicję jednostki, stratotyp i hipostatotyp, opis, dolną i górną granicę, chronostratygrafię, skamieniałości występujące w utworach zaliczanych do danej jednostki,

miąszość, rozprzestrzenienie regionalne jednostki i ekwiwalenty jednostki, wydzielane na obszarach sąsiadujących z lubelsko-podlaskim basenem sedymentacyjnym. Wyróżniono osiem jednostek litostratygraficznych, w tym siedem w randze formacji i jedno ogniwo. Dwie jednostki litostratygraficzne – formacja teremiska i ogniwo horodelskie nie były dotychczas wyróżniane i opisywane w utworach ediakarskich obniżenia podlaskiego i lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego.

Podziękowania. Bardzo dziękuję Włodzimierzowi Mizerkiemu i Zdzisławowi Modlińskiemu za wnikliwe i pomocne recenzje artykułu.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S., BIRKENMAJER K., BURCHART J., CIEŚLIŃSKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M., TELLER L., 1975 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **33**.
- AREŃ B., 1974 — Ogólny stan wiedzy. *W: Skąły prekambryjskiej platformy w Polsce. Pokrywa osadowa* (red. A. Łaskiewicz). *Pr. Inst. Geol.*, **74**: 7–19.
- AREŃ B., 1978a — Korelacja i rozwój utworów wendyjskich z platformy prekambryjskiej w Polsce. *W: Stratygraficzno-litologiczna charakterystyka wendu i dolnego kambru. Wybrane problemy stratygrafii wendu i dolnego kambru prekambryjskiej platformy w Polsce* (red. B. Areń). *Pr. Inst. Geol.*, **90**: 24–26.
- AREŃ B., 1978b — Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy kambru i prekambriu na platformie prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **309**: 29–47.
- AREŃ B., 1982 — Litologiczno-facjalny rozwój górnego wendu we wschodniej Polsce. *Prz. Geol.*, **30**, 5: 225–230.
- AREŃ B., 1984 — Wend. *W: Wybrane problemy utworów karbońskich i ich podłoża* (red. M. Harasimiuk). Przewodnik LVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 124–127.
- AREŃ B., 1989 — Wend. *W: Kaplonosy IG 1* (red. K. Lenzion). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **68**: 60–64.
- AREŃ B., JAWOROWSKI K., JUSKOWIAKOWA M., LENZION K., WICHROWSKA M., 1979 — The Vendian and Lower Cambrian in the Polish part of the East-European Platform. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **318**: 43–57.
- BOGDANOVA S.V., BINGEN B., GORBATSHEV 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. Res.*, **160**, 1/2: 23–45.
- COMPSTON W., SAMBRIDGE M.S., REINFRANK R.F., MOCZYDŁOWSKA M., VIDAL G., CLAESSEON S., 1995 — Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *J. Geol. Soc., London*, **152**, 3: 599–611.
- ELMING S.A., KRAVCHENKO S.N., LAYER P., RUSAKOV O.M., GLEVASSKAYA A.M., MIHAILOVA N.P., BACHTADSE V., 2007 — Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age determinations of the traps from the southwestern margin

- of the east European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. *J. Geol. Soc.*, London, **164**, 5: 969–982.
- JAWOROWSKI K., SIKORSKA M., 2003 — Composition and provenance of clastic material in the Vendian-lowermost Cambrian from Northern Poland: geotectonic implications. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **8**.
- JUSKOWIAKOWA M., 1971 — Bazalty wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **245**: 173–252.
- KRZEMIŃSKA E., 2006 — The Late Neoproterozoic flood basalts of Eastern Poland. *W: Cooper of the Volhynian Region (red. A. Shumlyansky): 159–171. Proceedings of Institute of Fundamental Studies of the Ukrainian Scientific Association, Kiev.*
- KRZEMIŃSKA E., 2007 — Litologia skał wulkanicznych. *W: Busówno IG 1 (red. J. Paczeńska). Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **118**: 70–81.
- KRZEMIŃSKA E., 2008 — Petrografia i geochemia późnoediakarskich utworów wulkanogenicznych. *W: Łopiennik IG 1 (red. J. Paczeńska). Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **123**: 95–104.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., WILLIAMS I.S., DÖRR W., 2007 — Late Paleoproterozoic arc-related granites from the Mazowsze domain, NE Poland. *Granitoids in Poland (red. A. Kozłowski, J. Wiszniewska). AM Monograph.*, **1**: 41–56.
- LANDING E., SCHANCHI P., BABCOCK L.E., GEYER G., MOCZYDŁOWSKA M., 2007 — Global standard names for the Lowermost Cambrian series and stages. *Episodes*, **30**, 4: 287–289.
- LENDZION K., 1962 — Paleozoik na anteklizie Sławatycz w świetle nowych wierceń. *Kwart. Geol.*, **6**, 4: 513–525.
- LENDZION K., 1978 — Kambr. Lubelski skłon platformy prekambryjskiej. *W: Stratygraficzno-litologiczna charakterystyka wendy i dolnego kambryjskiej. Wybrane problemy stratygrafii wendy i dolnego kambryjskiej platformy w Polsce (red. B. Areń). Pr. Inst. Geol.*, **90**: 18–23.
- LENDZION K., 1983a — Rozwój kambryjskich osadów platformowych w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **105**.
- LENDZION K., 1983b — Biostratygrafia kambryjskich utworów w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 4: 669–694.
- LENDZION K., 1984 — Kambr. *W: Wybrane problemy karbońskich osadów i ich podłoża (w Polsce) (red. M. Harasimiuk). Przewodnik LVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 127–130.*
- MALINOWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 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**, 1/2: 55–77.
- MENS K., BERGSTRÖM J., LENDZION K., 1990 — The Cambrian system on the East European Platform. *IUGS, Publ.*, **25**: 1–73.
- MIĘDZYNARODOWA KOMISJA STRATYGRAFICZNA, 2014 — International Stratigraphic Chart. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2014-02.jpg>.
- MOCZYDŁOWSKA M., 1991 — Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, **29**: 1–97.
- MOCZYDŁOWSKA M., 2008 — New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Res.*, **167**, 1/2: 71–92.
- PACZEŚNA J., 1985 — Skamieniałości śladowe górnego wendy i dolnego kambryjskiego południowej Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 255–270.
- PACZEŚNA J., 1986 — Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **355**: 31–47.
- PACZEŚNA J., 1989 — Polski i globalny zapis biozdarzeń na granicy prekambryjsko-kambryjskiej. *Prz. Geol.*, **37**, 11: 542–546.
- PACZEŚNA J., 1996 — Upper Vendian and Cambrian ichnocoenoses from Polish part of the East European Platform. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **152**.
- PACZEŚNA J., 2006 — Ewolucja późnoneoproterozoicznych-wczesnokambryjskich depocentrow i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. *W: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu trans-europejskiego oraz obszarów przyległych (red. H. Matyja, P. Poprawa). Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 9–38.
- PACZEŚNA J., 2007 — Ewolucja środowisk sedymentacji i sekwencji depozycyjne w późnym ediakarze. *W: Busówno IG 1 (red. J. Paczeńska). Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **118**: 58–66.
- PACZEŚNA J., 2008 — Rozwój facjalny późnoediakarskiej sukcesji silikoklastycznej. *W: Łopiennik IG 1 (red. J. Paczeńska). Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **123**: 81–91.
- PACZEŚNA J., 2010 — The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin-Podlasie slope of the East European Craton (southeastern Poland). *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **27**.
- PACZEŚNA 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 J.*, **9**, 2: 117–127.
- PACZEŚNA J., POPRAWA P., 2005b — Rola procesów tektonicznych i eustatycznych w rozwoju neoproterozoicznych i kambryjskich sekwencji stratygraficznych w basenie lubelsko-podlaskim. *Prz. Geol.*, **53**, 7: 562–571.
- PEASE V., DALY J.S., ELMING S.A., KUMPULAINEN R., MOCZYDŁOWSKA M., PUCHKOV V., ROBERTS D., SAINTOT A., STEPHENSON R., 2008 — Baltica in the Cryogenian, 850–630 Ma. *Precambrian Res.*, **160**, 1–2: 46–65.
- PHARAOH T.C., WINCHESTER J.A., VERNIERS J., LASSEN A., SEGHEDI A., 2006 — The Western Accretionary Margin of the East European Craton: an overview. *W: European lithosphere dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). Geol. Soc. London, Mem.*, **32**: 291–312.
- POPRAWA P., PACZEŚNA J., 2002 — Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, **50**, 1: 49–61.
- PORZYCKI J., 1979 — Litostratygrafia osadów karbonu LZW. *W: Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce (in Polish), II Sympozjum, Sosnowiec, 1977: 19–27.*
- POŻARYSKI W., KOTAŃSKI Z., 1979 — Tectonic development of the Baikalian and Caledonian-Variscan foreland of the East European Platform in Poland. *Kwart. Geol.*, **23**, 1: 7–19.
- RACKI G., NARKIEWICZ M., 2006 — Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- STRAUSS H., VIDAL G., MOCZYDŁOWSKA M., PACZEŚNA J., 1997 — Carbon geochemistry and palaeontology of the Neoproterozoic to early Cambrian siliciclastic successions in the East European Platform, Poland. *Geol. Mag.*, **134**, 1: 1–16.

- VELIKANOV V.A., KORENCHUK L.V., 1997 — Phases of magmatism and their relation to the sediment deposition in the Late Precambrian (Riphean-Vendian) of the Volhyn-Podolia. *Geologichny J.*, 1/2: 124–131.
- VIDAL G., MOCZYDŁOWSKA M., 1995 — The Neoproterozoic of Baltica – stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution. *Precambrian Res.*, 73, 1–4: 197–216.
- ZNOSKO J., 1965 — Sinian i kambr w północno-wschodnim obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 9, 3: 465–488.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

SUMMARY

The Lublin-Podlasie sedimentary basin developed in the late Ediacaran at the final phase of rifting in western Baltica at about 600–550 Ma (Poprawa, Paczeńska, 2002; Elming *et al.*, 2007). It was located at the crossing of two major rift systems. One of them was a NW–SE-trending basin, extending along the western edge of Baltica (Poprawa, Paczeńska, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003; Pharaoh *et al.*, 2006). The other system was the Orsha–Volhyn aulacogen situated diagonally to the western edge of Baltica (Pożaryski, Kotański, 1979; Poprawa, Paczeńska, 2002). It trended NE–SW and was one of the elements of the rifting basin systems located in the central part of the East European Craton (Vidal, Moczydłowska, 1995; Pease *et al.*, 2008).

For the presented procedure of formalization of Ediacaran lithostratigraphic units, the establishing and description of the units is based on the lithological variability observed in borehole sections, as well as on the variability in the origin of Ediacaran deposits, including continental siliciclastic sediments, volcanogenic rocks and marine siliciclastics. Another important proxy for the identification of lithostratigraphic units was the character of their boundaries and the interpretation of natural radioactivity curves (gamma ray logs).

The formal lithostratigraphic units have been defined based on recommendations from *Polskie zasady stratygrafii* (Racki, Narkiewicz, 2006). In revising the lithostratigraphic units established before 2006, recommendations from *Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej* (Alexandrowicz *et al.*, 1975) have been used.

LITHOSTRATIGRAPHY

The Żuków Formation occurs only in the north-eastern and central parts of the Lublin-Podlasie sedimentary basin. It is defined by polymictic conglomerates, consisting of clasts of quartz, feldspar and crystalline basement rocks (Fig. 3A) and very coarse-grained sandstones. In the Podlasie part of the basin, the thickness of the formation varies between 33.0 m and 58.0 m. In the Lublin region, the thickness ranges from 20.0 m to 38.0 m. Deposition of the Żuków Formation took place in gravel-bed braided river channels and on alluvial fans.

The **Sławatycze Formation** that overlies the Żuków Formation is composed of volcanic deposits represented by basalts and melaphyres (Fig. 3B), tuffs and tuffites, as well

as by epiclastic rocks – conglomerates. The thickness of the Sławatycze Formation increases from the northeast towards the southwest from 19.0 m to 73.8 m. The maximum drilled thickness of the volcanic deposits is 317.2 m. The Sławatycze Formation is among laterally non-continuous units. In the north of the Lublin-Podlasie sedimentary basin, the number of lava sheet covers varies from one in the Iwanki-Rohozy IG 3 borehole to four in the Waški IG 2 borehole. In the central part of the Lublin-Podlasie sedimentary basin, in the Mielnik IG 1 borehole, there are nine separate basalt sheet covers.

The **Teremiski Formation** is represented by polymictic conglomerates consisting of egg-shaped clasts of crystalline basement rocks, tuffs and basalts (Fig. 4A–D). Radiometric dating of a tuff layer from the Kaplonosy IG1, borehole yielded the age of 551 ± 4 My. The Teremiski Formation is an allostratigraphic unit bounded at the top and base by erosional discontinuity surfaces (Fig. 5). The Teremiski Formation deposits vary in thickness from 9.5 m to 10.6 m. They accumulated in braided rivers and streams. The formation occurs over a relatively small area and was found only in the Krzyże IG 4 and Kaplonosy IG 1 boreholes.

Widely distributed in the eastern and north-eastern part of the Podlasie Depression and the central part of the Lublin region, the **Siemiatycze Formation** is composed mainly of coarse- and medium-grained sandstones with a smaller proportion of conglomerates. Claystones and mudstones are subordinate. The greatest thickness of the Siemiatycze Formation (111.0 m) was found in the sections of the north-eastern part of the Podlasie Depression. The smallest thickness is known from the western part of the Lublin region – 21.0 m. In the north-eastern area of the Podlasie Depression, the Siemiatycze Formation deposits are a product of sedimentation on alluvial fans. In the eastern part of the Lublin region, they may represent sediments of braided rivers and streams. In the central area of this region, fine-grained sandstones and mudstones were deposited in anastomosing river channels.

The **Białopole Formation** is represented by light and dark grey fine-grained sandstones (Fig. 6B), mudstones and claystones. In the south-western part of the Lublin-Podlasie sedimentary basin, the lower boundary of the Białopole Formation corresponds to the lower boundary of the biostratigraphic zone of *Vendotaenia-Sabellidites*. The Białopole Formation deposits attain a thickness from 28.0 m to 90.4 m. Clastic deposits of this formation were deposited in subti-

dal channels and inter-channel shallows. The Białopole Formation occurs only in the south-western part of the Lublin region. Towards the north, its facies pass laterally into the Siemiatycze Formation.

The basal interval of the Białopole Formation is distinguished as the **Horodło Member** represented by black claystones and mudstones (Fig. 6A). It is characterised by high values of natural radioactivity, particularly clearly recorded in the Horodło 1 borehole (Fig. 7). As the lower boundary of the Horodło Member is the base of the Białopole sandstones and mudstones, its age is determined by its coincidence with the lower boundary of the *Vendotaenia-Sabellidites* Zone. The thickness of the member increases from 4.0 m to ca. 16.0 m. The Horodło Member represents estuary's central embayment deposits. The Horodło Member deposits were drilled only in the south-eastern part of the Lublin-Podlasie sedimentary basin.

Very widespread in the central and south-western parts of the sedimentary basin, the **Łopiennik Formation** is defined by very characteristic finely laminated sandstone-mudstone-claystone heteroliths. The Łopiennik Formation deposits represent the lowest part of the Ediacaran zone of *Vendotaenia-Sabellidites* in the central part of the Lublin-Podlasie sedimentary basin. The greatest thicknesses of the Łopiennik Formation are found in the south-eastern part of the Lublin region – 101.0 m; the lowest thickness is reported from its

western area – 20.8 m. The Łopiennik Formation deposits accumulated in the environments of mixed, sand and mud tidal flats with a small participation of deposits of tidal channels developed on tidal flats.

Composed of alternating mudstones and cross-bedded coarse- and fine-grained sandstones with glauconite (Fig. 6) as well as mudstones and claystones, the **Włodawa Formation** is conspicuous on well logs by low values of natural radiation, especially relative to the underlying heteroliths of the Łopiennik Formation (Fig. 7). In most sections of the Lublin region, the Włodawa Formation is included in the Ediacaran and Cambrian. The Ediacaran interval of the formation represents the biostratigraphic zone of *Vendotaenia - Sabellidites*. Its uppermost parts belong to the Lower Cambrian zone of *Platysolenites antiquissimus* and to the acritarch zone of *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum*. The Włodawa Formation is widespread in the Lublin part of the Lublin-Podlasie sedimentary basin, attaining a thickness ranging from 64.1 m to 101.0 m. The Ediacaran part of the Włodawa Formation mudstones represents sedimentation on mixed and mud tidal flats. The sandstones (Fig. 6D) were deposited in high-energy zones of tidal channels on a tidal flat. The top Lower Cambrian part of the Włodawa Formation was deposited in wave-dominated shallow-marine environments with little influence of tides.