

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Busówno IG 1 strop sukcesji ediakarskiej według próbek rdzeniowych występuje na głębokości 3580,3 m, a spąg na głębokości 4082,0 m. Miąższość utworów ediakaru wynosi 501,7 m.

Strukturalna lokalizacja profilu Busówno IG 1 w ediakarze

Otwór Busówno IG 1 był zlokalizowany w czasie ediakaru na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Była to duża jednostka strukturalna, obejmująca południowo-zachodnią, marginalną część paleokontynentu Baltiki. W późnym neoproterozoiku w wyniku oddziaływania procesów tektonicznych, związanych z rozpadem paleokontynentu Rodinii/Pannotii, doszło w tym rejonie do powstania rozległej strefy ryftowej (Poprawa, Paczeńska, 2002). Podczas ediakaru profil Busówno IG 1 znajdował się w kolejno, sukcesywnie rozwijających się depocentrach synryftowych. Było to najpierw depocentrum Biała Podlaska–Terebiń, wypełnione utworami systemu wulkanoklastycznego i wylewnych skał wulkanicznych. Następnie, w późnym ediakarze, u schyłku fazy synryftowej, rejon Busówna znalazł się w depocentrum Białopole–Terebiń. W wymienionym depocentrum rozwijał się brakiczny system depozycyjny, który trwał w tej części lubelskiego basenu sedymentacyjnego do końca ediakaru i początków kambru (Paczeńska, 2006).

Wydzielenia stratygraficzne w ediakarze i problematyka jego granic

Dolna część osadów późnego ediakaru w profilu Busówno IG 1, podobnie jak w innych profilach zlokalizowanych na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, nie ma ściśle ustalonej pozycji stratygraficznej, poza datowaniami radiometrycznymi U–Pb i K/Ar utworów wulkanicznych w otworze Kapłonosy IG 1 (Compston i in., 1995). W systemie ediakarskim nie wydziela się jednostek chronostratygraficznych niższego rzędu, czyli oddziałów (Gradstein, 2004a, b).

W lubelskiej sukcesji ediakaru wyróżniono tylko jeden poziom biostratygraficzny *Sabellidites* + *Vendotaenia*, który zdefiniowano, bazując na rozprzestrzenieniu sinic z grupy *Vendotaenides*, prymitywnych akritarch z rodzaju *Leiosphaeridia*, organizmów o nieustalonej pozycji systematycznej z rodzaju *Sabellidites* oraz zespołu nieskomplikowanych morfologicznie skamieniałości śladowych (Moczydłowska, 1991; Paczeńska, 1996). Rodzaj *Sabellidites* nie ogranicza swojego występowania tylko do interwału poziomu *Sabellidites* w ujęciu Lenzion (1978), Arenia i in. (1979), Arenia (1982) i Lenzion (1983a, b), ale pojawia się również w nadległym poziomie *Platysolenites antiquissimus*. Ze względu na szeroki zasięg występowania, *Sabellidites* nie jest odpowiednim wskaźnikiem stratygraficznym, upoważniającym do wydzielenia na jego podstawie odrębnego poziomu biostratygraficznego. W górnej części dawnego poziomu *Sabellidites* pojawiają się pierwsi przedstawiciele rodzaju *Platysolenites*. Fakt ten również podważa zasadność wyróżniania odrębnego poziomu *Sabellidites*. Jednocześnie w korelowanym z polskim poziomem *Sabellidites* rosyjskim horyzoncie Rovno, występuje zespół organizmów z grupy *Vendotaenides*, organizmów bezszkieletowych i skamieniałości śladowych, bardzo zbliżony do odpowiednich zespołów z utworów zaliczanych tam do ediakaru (w dawnej terminologii wendu).

Wcześniejsi badacze (np. Lenzion, 1978; Areń i in., 1979; Areń, 1982; Lenzion, 1983a, b), stosowali inny podział przejściowej sukcesji ediakarsko-kambryjskiej, zaliczając poziom *Sabellidites* do kambru i wydzielając w najwyższym ediakarze biostratygraficzny poziom *Vendotaenia* (Lenzion, 1983a, b).

Górna granica systemu ediakarskiego jest prowadzona w otworze Busówno IG 1 na głębokości 3580,3 m, bezpośrednio pod pierwszym wystąpieniem skamieniałości śladowych *Trichophycus pedum* Seilacher (dawna nazwa rodzajowa *Phycodes pedum* Seilacher). Wspomniany ichnorodzaj jest zgodny ze standardami globalnymi wydzielenia granicy ediakar/kambr, uważany za wskaźnikowy dla dolnego kambru (Landing, 1994). Towarzyszący mu zespół skamieniałości

śladowych reprezentuje skomplikowane morfologicznie kanały osadożerców, występujące tylko w dolnym kambrze. Są to ichnorodzaje *Teichichnus*, *Treptichnus* i *Gyrolithes* oraz pionowe jamki *Monocraterion* i *Diplocraterion*. Pojawiają się one w poziomie *Platysolenites antiquissimus*, reprezentującym pierwszy poziom biostratygraficzny dolnego kambru (Paczeńska, 1986, 1996).

Dolna granica ediakaru przebiega umownie w spągu formacji sławatyckiej, która jest datowana izotopowo w górnej części na 551 ± 4 mln lat (Compston i in., 1995). Występującej poniżej formacji poleskiej przypisuje się wiek ?dolno/środkowoneoproterozoiczny (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b).

W sekwencji ediakarskiej profilu Busówno IG 1 wyróżniono w kolejności wzrastającej formację sławatycką, siemiatycką, lubelską i włodawską (fig. 5).

Odcinek profilu odpowiadający utworom ediakaru był rdzeniowany w różnym stopniu. W około 80% rdzeniowano stropową część profilu ediakaru, obejmującą formację włodawską i lubelską. Z podobnie dużym uzyskiem rdzenia, sięgającym około 75%, przewiercono odcinek profilu odpowiadający formacji siemiatyckiej. Najmniejszy uzysk rdzenia wystąpił w części sukcesji obejmującej formację sławatycką, gdzie bezrdzeniowo przewiercono około 60% długości odcinka profilu.

Formacja sławatycka

Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu Busówno IG 1, odpowiadający formacji sławatyckiej, obejmuje interwał profilu od głębokości 3755,5–4082,0 m i miąższości 326,5 m. Według próbek rdzeniowych jest to odcinek od głębokości 3752,9–4082,0 m i miąższości 329,1 m. Różnica 2,6 m w określeniu głębokości stropu kambru metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych wynika z przesunięcia tych ostatnich względem pomiarów geofizycznych.

Spektrum litologiczne odcinka profilu odpowiadającego formacji sławatyckiej jest dość urozmaicone. Budują go głównie skały wylewne z grupy bazaltów. Są to bazalty migdałowcowe (melafiry) barwy szarowisniowej, bazalty barwy brunatnej, z mniejszą zawartością pęcherzy pogażowych oraz masywne bazalty afanitowe barwy ciemnobrunatnej.

Drugą grupę skał, które mają znaczny udział w profilu formacji sławatyckiej, są aglomeraty z okruchami afanitowych bazaltów migdałowcowych, aglomeraty spieczone typu żużel oraz aglomeraty z okruchami lawy i tufów. W niewielkiej ilości występują brekcje wulkaniczne oraz skały wulkanoklastyczne, reprezentowane przez tufy (Juskowiakowa, Krześcińska, ten tom, str. 52).

Formacja siemiatycka

Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu Busówno IG 1, odpowiadający formacji siemiatyckiej, obejmuje interwał profilu od głębokości 3715,0–3755,5 m o miąższości 40,5 m. Według próbek rdzeniowych jest to odcinek od głębokości 3715,0–3752,9 m o miąższości 37,9 m. Różnica 2,6 m w określeniu głębokości stropu kambru pomiarami geofizycz-

nymi i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych wynika z przesunięcia tych ostatnich względem pomiarów geofizycznych.

Formację siemiatycką reprezentują głównie osady gruboklastyczne. Są to polimiktyczne zlepionce kwarcowo-skalenio-we, masywne, o dobrze obtoczonych klastach o średnicy od 0,5 do 1,5 cm oraz szare piaskowce gruboziarniste, warstwowane poziomo lub małokątowo (15°) przekątnie w dużej skali. Znacznie rzadziej występują jasnoszare piaskowce gruboziarniste, masywne. Drobniejszą frakcję reprezentują jasnoszare piaskowce gruboziarniste z cienkimi warstewkami piaskowca drobnziarnistego, małokątowo (10°) warstwowane przekątnie w dużej skali. Zupełnie znikomy udział w profilu formacji siemiatyckiej mają szare mułowce masywne, które tworzą nieliczne warstewki o miąższości 20,0 cm w piaskowcach gruboziarnistych. Miąższość warstw zlepionców i piaskowców jest niewielka i waha się od 0,2 do 2,8 m. Klastyczne osady formacji siemiatyckiej były deponowane w korytach rzek roztokowych i otaczających je równiach zalewowych (Paczeńska, 2006).

Poziom *Sabellidites + Vendotaenia*

Formacja lubelska

Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu Busówno IG1, odpowiadający formacji lubelskiej, obejmuje interwał głębokości 3661,0–3715,0 m i miąższości 54,0 m.

Według próbek rdzeniowych jest to odcinek głębokości 3657,4–3715,0 m i miąższości 57,6 m. Różnica 3,6 m w określeniu głębokości stropu kambru metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych, wynika z przesunięcia ostatnich z wymienionych względem pomiarów geofizycznych.

Osady formacji lubelskiej tworzą charakterystyczny pakiet, wyróżniający się w ediakarsko-kambryjskiej części profilu Busówno IG 1 swoistym wykształceniem litologicznym. Całość profilu budują bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe o miąższości warstewek nieprzekraczających 1,0 mm. W kompleksie heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych znajdują się wkładki drobnziarnistego piaskowca o miąższości od 2,0 do 25,0 cm. We wkładkach piaskowcowych występuje przekątna laminacja riplemarkowa w bardzo drobnych zestawach, nieprzekraczających 1,5 cm wysokości, laminacja soczewkowa i laminacja pozioma.

Charakterystycznym składnikiem organicznego spektrum formacji lubelskiej są masowo występujące w drobnolaminowanych heterolitach organizmy z grupy *Vendotaenides*. Przynależność systematyczna tych organizmów nie jest ustalona i są one opisywane jako algi (Gniłowska, 1983) lub sinice (Vidal, 1989). W skład wspomnianej grupy organizmów wchodzi jeden gatunek i cztery formy morfologiczne, różniące się szerokością plechy. Są to *Vendotaenia antiqua* forma *prima* Gniłovskaya, *V. antiqua* forma *secunda* Gniłovskaya, *V. antiqua* forma *tertia* Gniłovskaya oraz *V. antiqua* forma *quarta* Gniłovskaya. Ostatnia z wymienionych form morfologicznych cechuje się najszerszą plechą.

Chronostratygrafia			Dawne wydzielenia regionalne (np. Areń, 1982)	Litostratygrafia – formacje (wg Lendzion, 1983b; Moczydłowskiej, 1991)	Biostratygrafia				
eratem	system	oddział			Poziomy faunistyczne (wg Lendzion, 1983b ¹ ; Pacześnej, 1996 ² ; Moczydłowskiej, 1991 ³)	Poziomy akritarchowe (wg Moczydłowskiej, 1991)			
PALEOZOIK	KAMBR	środkowy		kostrzyńska	<i>Paradoxides paradoxissimus</i> ¹				
					<i>Acadoparadoxides oelandicus</i> ³				
		dolny				<i>Protolenus</i> ¹	<i>Volkovia dentifera</i> – – <i>Liepaina plana</i>		
				radzyńska + kaplonoska	<i>Holmia</i> ¹	zespół <i>Holmia kjerulfi</i> ³	<i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i>		
					<i>Mobergella</i> ¹	ekwiwalent <i>Smidtiellus mickwitzi</i> ³	<i>Skiagia ornata</i> – – <i>Fimbriaglomerella membranacea</i>		
				mazowiecka		<i>Platysolenites antiquissimus</i> ³	<i>Asteridium tornatum</i> – – <i>Comasphaeridium velvetum</i>		
				włodawska					
		NEOPROTEROZOIK		EDIKAR					<i>Sabellidites</i> – <i>Vendotaenia</i> ^{3,2}
	dolny		białopolska/ siemiatycka						
ryfej	górny		luka						
	środkowy		poleska						

Fig. 5. Wydzielenia stratygraficzne w ediakarze i kambrze lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego

Stratigraphical divisions in the Ediacaran and Cambrian of the Lublin–Podlasie Basin

Innym typowym składnikiem organicznym osadów formacji lubelskiej jest zespół skamieniałości śladowych, na który składają się, tworzące nagromadzenia, drobne kanały żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. Średnica kanałów nie przekracza 1,0 mm. Są to kanały o prostej budowie, bardzo płytko posadowione w osadzie. Należą do nich ichnorodzaje *Planolites montanus* Richter i *Torrowangea rosei* Webby. Charakterystyczną grupą skamieniałości śladowych są również ślady pelzania organizmów po powierzchni osadu, reprezentowane przez ichnorodzaj *Gordia* isp. oraz *Palaeopascichnus delicatus* Palij. Podobnie jak wyżej wspomniane kanały żerowiskowo-mieszkalne, cechują je niewielkie rozmiary.

Osady formacji lubelskiej były deponowane w środowiskach brakicznych, przede wszystkim pływowych równi mieszanych, piaszczystych i mułowych (Paczeńska, 2006).

Formacja włodawska

Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu Busówno IG 1, odpowiadający formacji włodawskiej, obejmuje interwał profilu od głębokości 3580,0–3662,0 m i o miąższości 82,0 m. Według próbek rdzeniowych jest to odcinek od głębokości 3580,3–3657,4 m; miąższość 77,1 m. Różnica 2,6 m w określeniu głębokości stropu kambru metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych wynika z przesunięcia tych ostatnich względem pomiarów geofizycznych.

Dominującym rodzajem osadów formacji włodawskiej w profilu Busówno IG 1 są w dolnej części profilu, jasnoszare piaskowce gruboziarniste z dużokątowym (30–40°) warstwowaniem przekątnym w dużej skali, z bardzo licznymi ziarnami glaukonitu i cienkimi warstewkami ciemnoszarego iłowca. Ku górze przechodzą one w szarzielone piaskowce

mułowcowe, z nielicznym glaukonitem, z rzadko obserwowanymi przewarstwieniami szarego mułowca. W piaskowcach występuje małokątowe (20°) warstwowanie przekątne w dużej skali oraz liczne intraklasty czarnego iłowca. W odcinku profilu odpowiadającym górnej części formacji włodawskiej dominują drobnoziarniste piaskowce. Są to głównie ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste, małokątowo (20°) warstwowane przekątnie w dużej skali z licznymi, cienkimi (do 2,0 cm miąższości) wkładkami jasnoszarego piaskowca gruboziarnistego. Minimalny udział w tej części profilu litologicznego mają jasnoszare, masywne piaskowce drobnoziarniste.

Osady o najdrobniejszej frakcji, mułowce i rzadziej iłowce, są charakterystyczne dla dolnej części formacji włodawskiej, gdzie przewarstwiają się zarówno z piaskowcami gruboziarnistymi, jak również z piaskowcami drobnoziarnistymi. Ku górze profilu liczba przewarstwień mułowcowych zmniejsza się.

W najniższej części profilu, odpowiadającej formacji włodawskiej, występują identyczne jak w niżej leżącej formacji lubelskiej, bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowe, z warstewkami drobnoziarnistego piaskowca o grubości od 10,0 do 20,0 cm, z laminacją poziomą, soczewkową i przekątną laminacją riplemarkową. Dolna część osadów formacji włodawskiej reprezentuje brakiczny typ sedymentacji na równiach pływowych, głównie na równi mieszanej i mułowej. Inny typ sedymentacji reprezentują piaskowcowe osady, zdeponowane w wysokoenergetycznych strefach kanałów pływowych, rozwiniętych w strefie niżepływowej lub na równi pływowej. Górna część formacji włodawskiej, została natomiast zdeponowana w środowiskach płytkiego, otwartego przybrzeża z wyraźnymi wpływami falowania i minimalnym zapisem pływów (Paczeńska, 2006). W utworach formacji włodawskiej nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych.

Jolanta PACZEŃNA

EWOLUCJA ŚRODOWISK SEDYMENTACJI I SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W EDIAKARZE PÓŹNYM

Profil Busówno IG 1 był w późnym ediakarze zlokalizowany w centralnej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego, w jego lubelskiej części. Rozwój facjalny wspomnianego basenu pod koniec neoproterozoiku odbywał się pod wpływem intensywnych zdarzeń ryftowych. Częste wahania względnego poziomu morza, stymulowane lokalnymi czynnikami tektonicznymi w trakcie fazy synryftowej, spowodowały powstanie charakterystycznego spektrum facjalnego. Następstwo występujących w nim asocjacji facjalnych odzwierciedla kolejne etapy tektonicznej ewolucji basenu w późnym ediakarze.

Metodyka badań

Zakres badań sedymentologicznych obejmował przede wszystkim wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych w analizowanym profilu. Szczegółowe badania sedymentolo-

giczne i ichnofacjalne objęły swoim zakresem górnoediakarską formację siemiatycką, następnie formację lubelską i włodawską. Efektem profilowania sedymentologicznego i ichnofacjalnego było sporządzenie roboczego, graficznego profilu facjalnego w skali 1:100, na którym prowadzono wszystkie późniejsze, analityczno-syntetyczne działania badawcze zarówno sedymentologiczne, jak i ichnologiczne. Niektóre, szczególnie istotne dla interpretacji środowisk sedymentacji, odcinki profilu były profilowane w skali 1:10 i 1:20.

Wyróżnione w profilu facje oznaczono standardowymi kodami litofacjalnymi Mialla (1977, 2000). Dla części facji, zwłaszcza piaskowcowych wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (tab. 3). W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Tabela 3

Zestawienie facji wyróżnionych w utworach późnego ediakaru

Listing of facies distinguished in the late Ediacaran deposits

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne, wskaźnik bioturbacji BI	Skamieniałości śladowe
GKS	Zlepiénce polimiktyczne, o zwartym i bardzo rozproszonym szkielecie ziarnowym, składające się z dobrze obtoczonych klastów ciemnoszarego kwarcu i nieobtoczonych klastów różowego skalenia o średnicy od 0,5 do 1,5 cm, tkwiących w bardzo drobnoziarnistym, piaskowcowym spoiwie. Tworzą warstwy o miąższości od 0,2 do 0,8 m i mają strukturę masywną	brak
Sca	Piaskowce bardzo gruboziarniste, masywne	brak
ScI	Piaskowce gruboziarniste, warstwowane małokątowo przekątnie. Tworzą warstwy o miąższości od 0,50 do 2,8 m	brak
Sch	Piaskowce gruboziarniste, warstwowane pod dużym kątem przekątnie. Liczny glaukonit. Tworzą warstwy o miąższości od 0,50 do 0,7 m	brak
Sm(A)	Piaskowce drobnoziarniste o masywnej strukturze, przewarstwiewające się z bardzo cienkimi warstewkami mułowca.	brak
Sm(B)	Piaskowce drobnoziarniste o strukturze masywnej	brak
Sfp	Piaskowce drobnoziarniste warstwowane małokątowo (10–20°) przekątnie planarnie	brak
Sfb	Piaskowce drobnoziarniste warstwowane małokątowo (10–15°) bimodalnie przekątnie	brak
Sp	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod dużym kątem (25–40°). Liczny glaukonit	brak
Sr	Piaskowce drobnoziarniste, przekątnie laminowane riplemarkowo	brak
Sf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą	brak
So	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją soczewkową	brak
Sx	Piaskowce drobno- i gruboziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu. Typ warstwowania nierozpoznawalny w rdzeniu. Bardzo liczny glaukonit	brak
Hff	Heterolit piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowy, bardzo drobnolaminowany o miąższości lamin nieprzekraczającej 1 mm, laminowany poziomo, smużyste, rzadziej soczewkowo lub faliście, z licznymi powierzchniami reaktywacyjnymi oraz wkładkami piaskowca drobnoziarnistego o miąższości od 2,0 do 25,0 cm. Liczne drobne konkrety pirytu. Bardzo liczne <i>Vendotaenia antiqua</i> . Charakterystyczna mała średnica kanałów osadożerców, nieprzekraczająca 1,0 mm, BI-(6)	<i>Planolites montanus</i> <i>Torrowangea rosei</i> <i>Gordia</i> isp. <i>Harlaniella podolica</i> <i>Palaeopascichnus delicatus</i>
Mm	Mułowce ciemnoszare masywne. Liczny muskowitz	brak

Systemy depozycyjne – definicja, terminologia i charakterystyka

Wyróżnione w analizowanych profilach systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych, determinujących ich oznaczenie, oraz procesów depozycyjnych, które zdecydowały o ich rozwoju. Nazwę systemów ustalono na podstawie dominującego w nich środowiska lub zespołu środowisk sedymentacji. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe (analiza ichnofacjalna) oraz struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne (analiza sedymentologiczna).

W silikoklastycznej sukcesji późnego ediakaru profilu Busówno IG 1 wyróżniono dwa nadsystemy depozycyjne – fluwialny i brakiczny. W najwyższej części sukcesji, odpowiadającej stropowym częściom formacji włodawskiej, stwierdzono prawdopodobne występowanie trzeciego nadsystemu – płytkiego, otwartego zbiornika morskiego. Ze względu na bardzo mały stopień rdzeniowania tego odcinka profilu (około 5%), uniemożliwiający pewne określenie i opis występujących tam facji, obecność wspomnianego wyżej systemu depozycyjnego należy uznać jedynie za przypuszczalną (fig. 6).

Najniższą część klastycznej sekwencji późnoediakarskiej w profilu Busówno IG 1 zajmuje nadsystem fluwialny, bezpośrednio nad nim rozwija się nadsystem brakiczny. Nadsystem

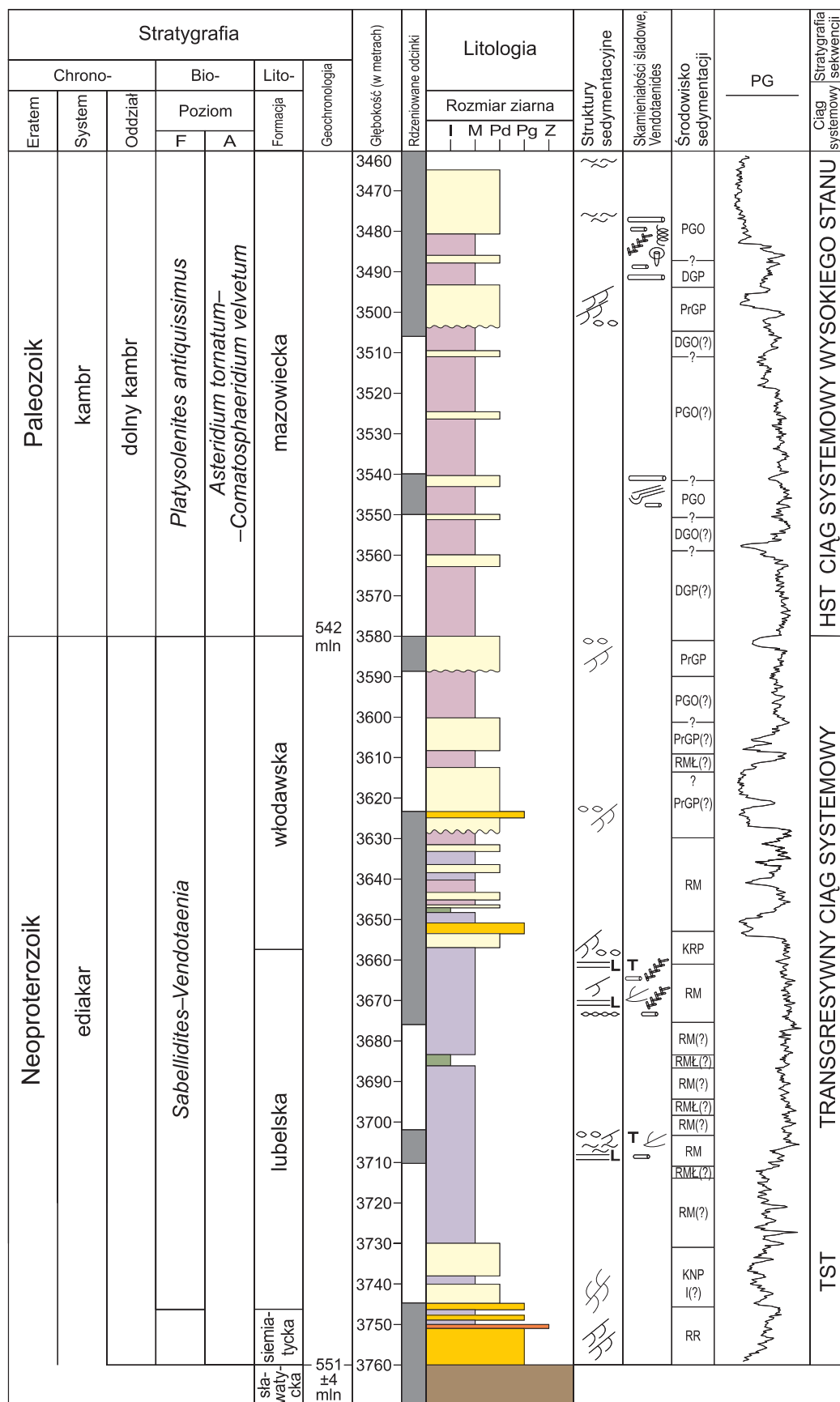


Fig. 6. Litologia, środowiska sedimentacji i ciągi systemowe w późnym ediakarze i wczesnym kambry

Lithology, sedimentary environments and system tracts in the late Ediacaran and early Cambrian

Objaśnienia do Figury 6

Explanations to Figure 6

LITOLOGIA LITHOLOGY	ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI SEDIMENTARY ENVIRONMENTS
 iłowce <i>claystone</i>	KNP I kanał niżepływowy I rzędu <i>I order tidal channel</i>
 mułowce <i>mudstone</i>	KRP kanał pływowy na równi piaszczystej, mieszanej lub mułowej <i>tidal channel at sand, mixed or mud tidal flat</i>
 heterolity piaskowcowo-mułowcowo- iłowcowe <i>sandstone-mudstone-claystone heterolith</i>	RM mieszana równia pływowa <i>mixed tidal flat</i>
 piaskowce drobnoziarniste <i>fine-grained sandstone</i>	RMŁ pływowa równia mułowa <i>mud tidal flat</i>
 piaskowce gruboziarniste <i>coarse-grained sandstone</i>	PrGP progradujące górne przybrzeże <i>prograding upper shoreface</i>
 zlepieńce <i>conglomerate</i>	DGP dystalne górne przybrzeże <i>distal upper shoreface</i>
 skały wulkaniczne <i>volcanic rocks</i>	PGO proksymalne górne odrbrzeże <i>proximal upper offshore</i>
 odcinek nierzedzeniowany <i>non cored interval</i>	DGO dystalne górne odrbrzeże <i>distal upper offshore</i>
	RR osady rzek roztokowych <i>braided river deposits</i>
STRUKTURY SEDYMENTACYJNE SEDIMENTARY STRUCTURES	SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE TRACE FOSSILS
 bimodalne warstwowanie przekątne <i>bimodal cross-bedding</i>	 <i>Monocraterion tentaculatum</i>
 warstwowanie przekątne planarne lub nieokreślonego rodzaju <i>planar cross-bedding or non defined kind</i>	 <i>Treplichnus bifurcus</i>
 przekątna laminacja riplemarkowa <i>ripple cross lamination</i>	 <i>Gyrolithes polonicus</i>
 laminacja pozioma <i>horizontal lamination</i>	 <i>Teichichnus rectus</i>
 laminacja smużysta <i>flaser lamination</i>	 <i>Planolites beverleyensis</i>
 klasty mułowcowe lub iłowcowe <i>mudstone or claystone clasts</i>	 <i>Planolites montanus</i>
 powierzchnia erozyjna w spągu warstwy piaskowca <i>erosional surface at the base of sandstone bed</i>	 <i>Torowangea rosei</i>
	SZCZĄTKI ORGANICZNE ORGANIC REMNANTS
	 organizmy <i>Vendotaenides</i> <i>Vendotaenides organisms</i>

fluwialny jest reprezentowany przez system depozycyjny rzek roztokowych. Na nadsystemy braniczny składają się systemy kanałów pływowych oraz równi pływowych.

Występujące w późnoediakarskim odcinku profilu systemy depozycyjne oznaczono następującymi skrótami literowymi:

- rzek i strumieni roztokowych – RSR;
- niżepływowo do nadpływowego kompleks równi pływowych – RP;

- niżepływowo do międzypływowego zespół kanałów pływowych, rozwiniętych w strefie niżepływowej i międzypływowej na równi pływowej; obejmuje kanały o różnym rzędzie wielkości, od głównych, rozprowadzających największy wolumen wód pływowych po równi (*main tidal channels*) do podrzędnych, bocznych odnóg (*creeks*) – KP.

Nadsystem fluwialny (F)

System depozycyjny rzek i strumieni roztokowych (RSR)

Asocjacja facjalna koryt roztokowych (KRR)

Opis. W skład asocjacji wchodzi bardzo gruboziarniste facje zlepieńców GKS (fig. 7A). Dominuje facja Sca (fig. 7B). Rzadziej występuje facja Sci. Wśród facji drobnoziarnistych dominują piaskowce drobnoziarniste Sm(B), Sfp, Sh oraz Sm(A). W stropowych częściach kompleksu fluwialnego występuje facja Sr (fig. 7C). Jej obecność można wiązać z wpływem pływów w ujściowej strefie rzeki roztokowej.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Dominacja bardzo gruboziarnistych facji, obecność zestawów małokątowego planarnego warstwowania przekątnego, obecność struktur sedimentacyjnych, reprezentujących krytyczne i nadkrytyczne warunki przepływu oraz liczne występowanie powierzchni erozyjnych, klastów mułowcowych oraz ilowcowych wskazuje, że były to piaskodenne rzeki roztokowe, transportujące głównie gruboziarnisty materiał piaszczysty, który tworzył śródkorytowe, poprzeczne odsypy piaszczyste, rozdzielające koryta roztoki (np. Miall, 1977; Bhattacharyya, Morad, 1993). Znacznie rzadziej występowały w korytach podłużne odsypy żwirowe, deponowane w okresie gwałtownych wezbrań koryta.

Asocjacja facjalna równi zalewowej rzeki roztokowej (RZRR)

Opis. Asocjację tworzy facja piaskowców drobnoziarnistych Sm (A) lub mułowców Mm.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Wymienione facje Sm(A) i Mm reprezentują depozycję materiału z zalewów warstwowych i przepływów w płytkich, zamierających korytach roztokowych lub w stagnujących zbiornikach popowodziowych w warunkach niskiej energii środowiska.

Nadsystem brakiczny (B)

System depozycyjny kanałów pływowych (KP)

Asocjacja facjalna kanałów pływowych strefy niżepływowej (KNP) (?)

Opis. Występowanie asocjacji KNP(?) w profilu Busówno IG 1 jest problematyczne (fig. 6). Wpływa na to głównie bezrzedniowe przewiercenie odcinka profilu w interwale głębokości 3710,0–3745,0 m. Litologia odtworzona na podstawie analizy krzywej profilowania gamma (w skali 1:500) wskazuje

na obecność kompleksu piaskowców, składającego się z odrębnych ciał piaszczystych, przedzielonych cienkimi warstwami mułowców. Usytuowanie tego kompleksu, zgodnie z sukcesją środowisk sedimentacji, na równiach pływowych między udokumentowanymi bezpośrednimi badaniami sedimentologicznymi osadami fluwialnymi i osadami mieszanej równi pływowej pozwala, z zastrzeżeniem, przypisać kompleksowi piaskowców genezę grzbietów piaszczystych, rozwiniętych w strefie niżepływowej. Część rejestrowanego na krzywych kompleksu piaszczystego mogła stanowić wypełnienie kanałów pływowych, rozwiniętych między grzbietami piaszczystymi. Osady mułowcowe zostały prawdopodobnie zdeponowane na niewielkich płycznach międzygrzbietowych. Obecność asocjacji KNP w spągowych częściach kompleksu równi pływowych formacji lubelskiej stwierdzono na podstawie bezpośrednich badań w innych otworach wiertniczych lubelskiego basenu sedimentacyjnego.

Asocjacja facjalna kanałów na równi pływowej (KRP)

Opis. W skład asocjacji wchodzi przede wszystkim facje Sm(B) i Sch. Rzadziej jest to facja Sfh. Facja Mm występuje sporadycznie, w cienkich warstwach mułowca o grubości nieprzekraczającej 0,20 m. Asocjacja KRP występuje w profilu Busówno IG 1 tylko w obrębie kompleksu równi mieszanej (fig. 6). Skamieniałości śladowe w środowiskach kanałów pływowych nie występują.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Pionowa sekwencja facji oraz pozycja pakietów asocjacji facjalnej KRP w profilu wyraźnie wskazują, że reprezentują one kanały pływowe rozwinięte na równi mieszanej. Piaskowce gruboziarniste facji Sch mogą stanowić zapis depozycji odsypów piaszczystych, rozwiniętych na zewnętrznych częściach koryta meandrującego po mieszanej równi kanału pływowego.

System depozycyjny równi pływowej (RP)

Asocjacja facjalna strefy międzypływowej (SMP)

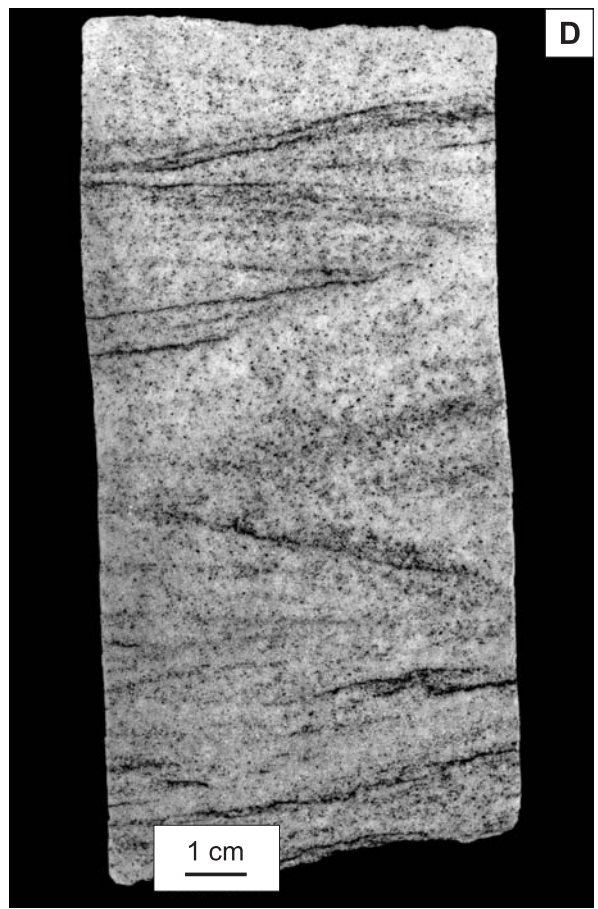
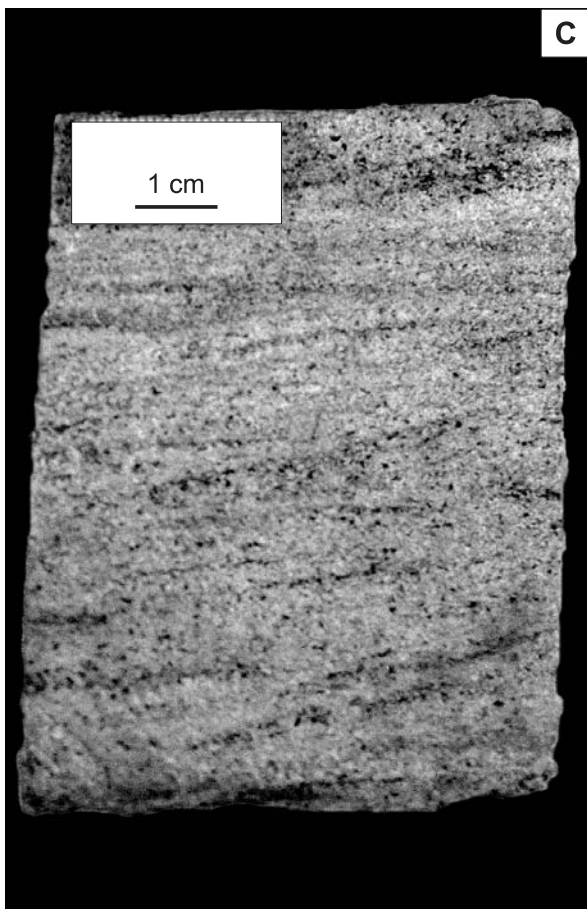
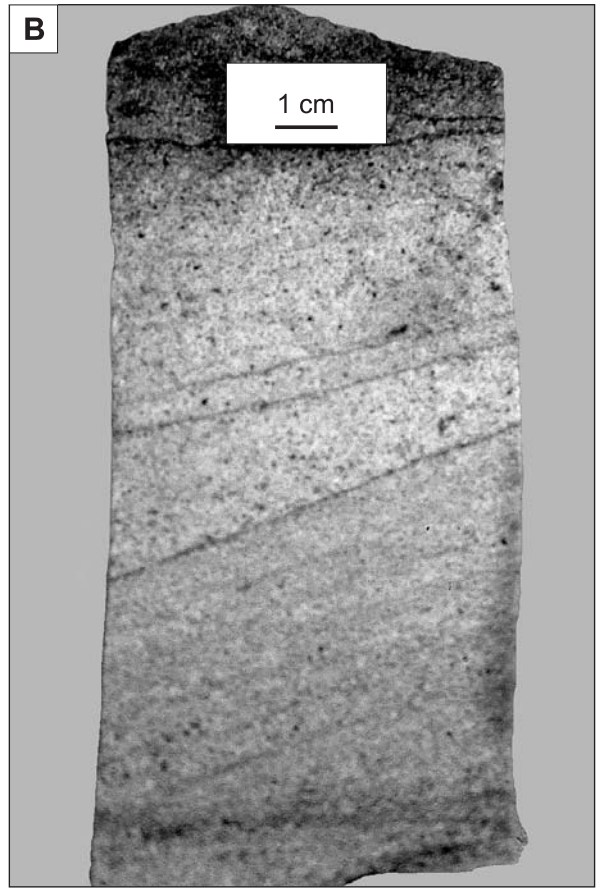
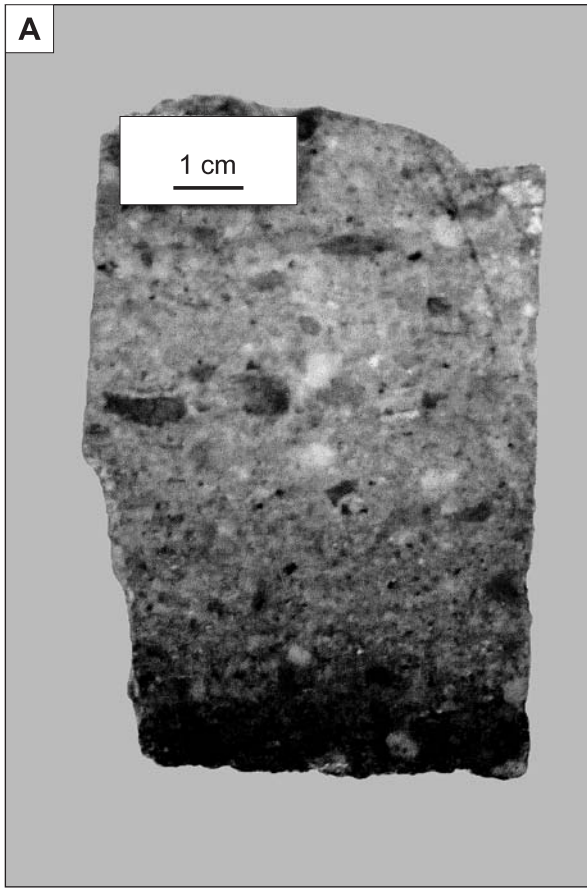
Opis. Asocjację SMP tworzy szerokie spektrum facji – od reprezentatywnych dla niej facji Hff (fig. 8B, F), Sr, Sf, Sx, Sfb (fig. 7D), Mm, po rzadziej występujące facje So (fig. 8A), Slh, Sh. Skamieniałości śladowe są liczne ale ich zespoły nie są ichnotaksonomicznie zróżnicowane. Dla facji Hff bardzo charakterystyczne jest występowanie organizmów Vendotaenides, reprezentujących najprawdopodobniej prymitywne sinice (fig. 8E). W profilu Busówno IG 1 nie

Fig. 7. Osady charakterystyczne dla późnego ediakaru

A – polimiktyczny zlepieniec masywny, osady korytowe rzeki roztokowej, formacja siemiatycka, głęb. 3745,8 m; B – piaskowiec drobnoziarnisty z planarnym, niskokątowym warstwowaniem przekątnym dużej skali, korytowe osady rzeki roztokowej, formacja siemiatycka, głęb. 3752,0 m; C – piaskowiec drobnoziarnisty z przekątną laminacją riplemarkową, osady korytowe rzeki roztokowej, formacja siemiatycka, głęb. 3750,0 m; D – piaskowiec drobnoziarnisty z bimodalnym warstwowaniem przekątnym w dużej skali, osady kanału pływowego na równi mieszanej, formacja włodawska, głęb. 3655,0 m

Characteristic deposits of the late Ediacaran

A – polymictite, non structured conglomerate, channel deposits of the braided river of the Siemiatycze Formation, depth 3745.8 m; B – fine-grained sandstone with planar, low angle cross-bedding in large scale, channel deposits of the braided river of the Siemiatycze Formation, depth 3752.0 m; C – fine-grained sandstone with ripple cross lamination, channel deposits of the braided river of the Siemiatycze Formation, depth 3750.0 m; D – fine-grained sandstone with bimodal large scale cross-bedding, tidal channel deposits on the mixed tidal flat of the Włodawa Formation, depth 3655.0 m



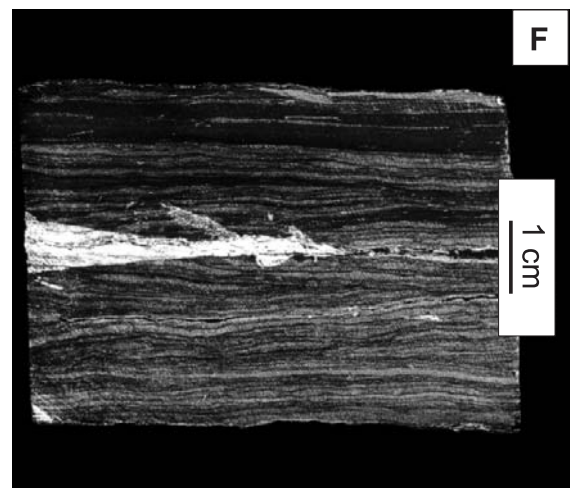
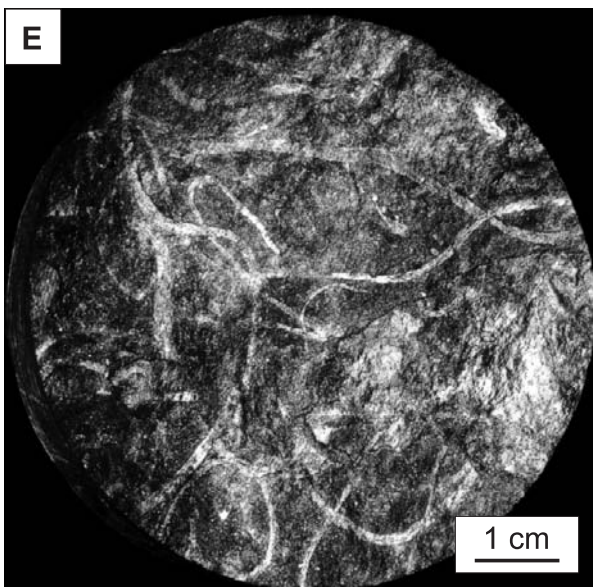
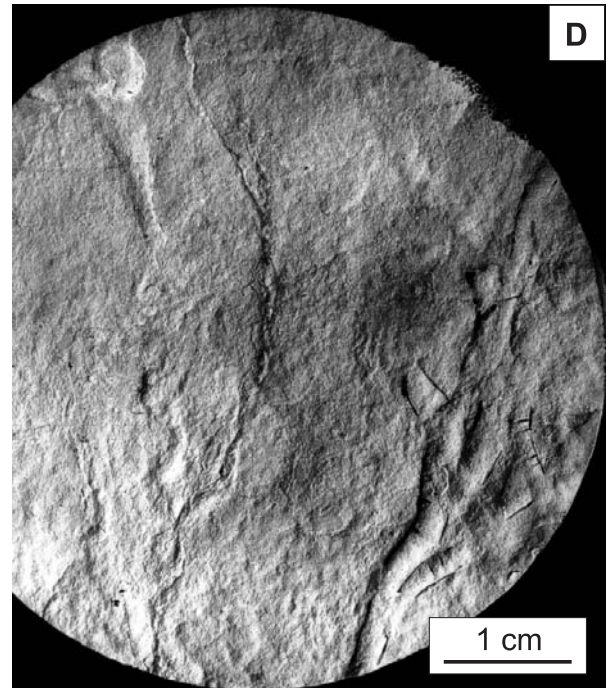
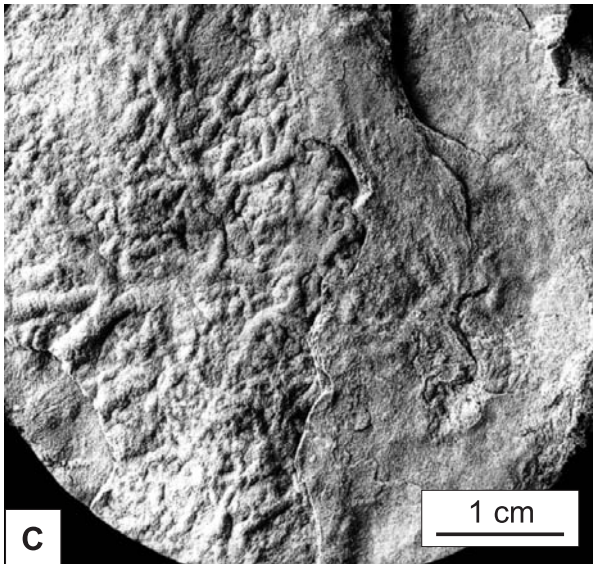
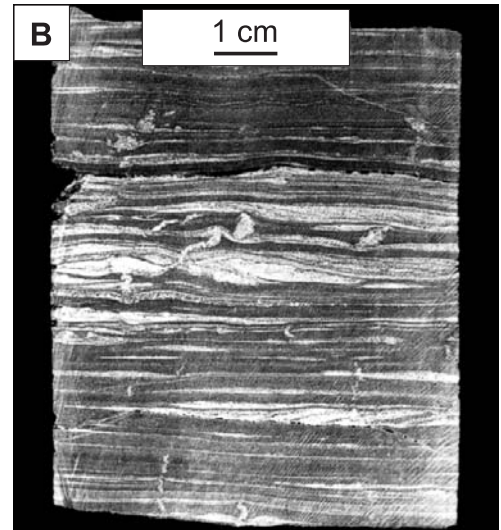
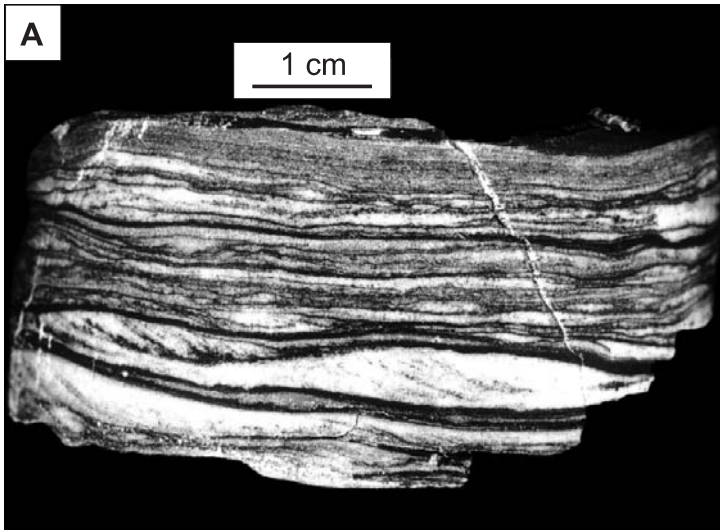


Fig. 8. Osady charakterystyczne dla późnego ediakaru

A – heterolit piaskowcowo-mułowcowy z laminacją poziomą i przekątną riplemarkową, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 3637,6 m; **B** – heterolit piaskowcowo-mułowcowy z laminacją poziomą i przekątną riplemarkową, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 3632,6 m; **C** – *Torrowangea rosei* Webby, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 3638,0 m; **D** – *Torrowangea rosei* Webby, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 3638,0 m; **E** – nagromadzenia Vendotaenides w czarnych iłowcach, osady pływowej równi mieszanej, formacja lubelska, głęb. 3663,0 m; **F** – heterolit piaskowcowo-mułowcowy z laminacją poziomą i przekątną riplemarkową, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 3674,2 m

Characteristic deposits of the late Ediacaran

A – sandstone-mudstone heterolith with horizontal lamination and ripple cross-lamination, mixed tidal flat deposits of the Lublin Formation, depth 3637.6 m; **B** – sandstone-mudstone heterolith with horizontal lamination and ripple cross-lamination, mixed tidal flat deposits of the Lublin Formation, depth 3632.6 m; **C** – *Torrowangea rosei* Webby, mixed tidal flat deposits of the Lublin Formation, depth 3638.0 m; **D** – *Torrowangea rosei* Webby, mixed tidal flat deposits of the Lublin Formation, depth 3638.0 m; **E** – accumulation of Vendotaenides in the black claystone, mixed tidal flat deposits of the Lublin Formation, depth 3663.0 m **F** – sandstone-mudstone heterolith with horizontal lamination and ripple cross-lamination, mixed tidal flat deposits of the Lublin Formation, depth 3674.2 m

←

stwierdzono występowania nad pakietami facjalnymi reprezentującymi równię pływową osadów strefy nadpływowej. Jej brak mógł być spowodowany usunięciem osadów przez erozję w trakcie zdarzeń transgresywnych, którym poddawana była równia. Innym wytłumaczeniem braku strefy nadpływowej jest pogląd, że taka strefa nadpływowa nie wykształcała się na neoproterozoicznych wybrzeżach pływowych zarówno otwartych, jak i zamkniętych (Deynoux i in., 1993). Brak lub szczątkowe jej wykształcenie może być również tłumaczone istnieniem okresów wzmożonej subsydencji w basenie, której szybkość przekraczała tempo sedymentacji na równi pływowej (Alam, 1995).

W asocjacji SMP występuje charakterystyczna, powtarzająca się w profilach, trójdzielna sekwencja zawsze tych samych pakietów facji. Odzwierciedla ona pionową sukcesję facji o zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia osadów. Jest to związane ze spadkiem energii środowiska oraz zmianą typu transportu trakcyjnego na opadanie materiału z zawiesiny. Procesy te odpowiadają za wyodrębnianie się w sekwencji strefy międzypływowej trzech subasocjacji facjalnych. Dolną część asocjacji SMP stanowi piaskowcowa, najwyżej energetyczna subasocjacja równi piaszczystej – RP. Jej obecność w profilu Busówno nie została udokumentowana. Środkową pozycję zajmuje subasocjacja równi mieszanej piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowej – RM, z charakterystycznymi dla niej facjami drobnolaminowanych poziomo heterolitów Hff oraz rzadziej Mm, Sr, Sf i So. Zespół skamieniałości śladowych jest liczny, ale niezróżnicowany ichnotaksonomicznie. Najwyższą subasocjacją w sukcesji strefy międzypływowej jest równia mułowa z osadami o najdrobniejszej frakcji, deponowanymi w bardzo niskoenergetycznym środowisku. W profilu Busówno charakteryzuje ją facja Mm. Skamieniałości śladowe są bardzo rzadkie, a ich zespoły nie wykazują zróżnicowania ichnotaksonomicznego.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Subasocjacja pływowej równi mieszanej (RM) zajmuje pośrednią pozycję między równią piaszczystą i mułową. Podstawą jej wydzielania jest zawartość frakcji piaszczystej od 25 do 75% według Shepard (1954) lub Kim i in. (1999). Inny rząd zawartości frakcji piaszczystej proponuje Hertweck (1994), w odniesieniu do współczesnych równi mieszanych. Jest to 55% zawartość frakcji piaszczystej. Równię mieszaną

w analizowanym profilu charakteryzuje bardzo specyficzny zestaw struktur sedymentacyjnych oraz liczny, ale mało urozmaicony zespół skamieniałości śladowych. Wśród wchodzących w jej skład facji dominuje facja Hff. Rzadziej występują facje Sr, Sf, So w bardzo cienkich warstewkach piaskowca drobnoziarnistego w obrębie facji heterolitycznych Hff (polska terminologia według Gradzińskiego, Doktora, 1996).

Osady charakterystycznej facji Hff składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1,0 mm miąższości) warstewek piaskowca drobnoziarnistego i mułowca lub rzadziej iłowca. Wśród nich występują cienkie (2–20 cm) warstewki drobnoziarnistego piaskowca z przekątną laminacją riplemarkową i laminacją smużystą. Innym typem osadów, występujących na równi mieszanej w facji Hff, są warstewki piaskowca drobnoziarnistego w postaci niewielkich soczewek, utworzonych przez zamarłe riplemarki. Tworzą one laminację soczewkową.

Facja heterolityczna wskazuje na wielokrotnie powtarzające się epizody zmian mechanizmów depozycji osadu. W przypadku osadu piaszczystego jest to transportująco-deponujące działanie prądu, natomiast materiał ilasty i muł jest deponowany z zawiesiny w warunkach stagnującej wody lub przy jej znikomym ruchu (Gradziński, Doktor, 1996). Osadom heterolitycznym o różnej gradacji proporcji miąższości warstw piaskowcowych i mułowcowych przypisuje się genezę pływową, szczególnie w tych profilach, w których obecne są również inne wskaźniki obecności pływów (Abbott, 1998; Kim i in., 1999; Yoshida i in., 2001). W przypadku analizowanych osadów, pływową genezę heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych potwierdzają inne wskaźniki pływowe. Są to drobne diapiry mułowe i powierzchnie reaktywacyjne.

W osadach równi mieszanej występuje bardzo specyficzny zespół skamieniałości śladowych. Szczególnie charakterystyczny jest sposób występowania kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichnorodzaj *Planolites montanus* (Richter) i *Torrowangea rosei* Webby (fig. 8C, D) w facji Hff, gdzie kanały tworzą upakowane nagromadzenia przy stałej średnicy kanału, nieprzekraczającej 1,0 mm. Nagromadzenie skamieniałości śladowych, całkowicie zmieniające pierwotną strukturę osadu (BI-6R), wskazuje na oportunistyczny ekologiczny

ny twórców śladów, wywołany trudnymi warunkami środowiskowymi, przede wszystkim niedotlenieniem osadów i dużymi wahaniami zasolenia (Paczeńska, 1996). Osadożercy, zasiedlający również mieszaną w jamkach żerowiskowo-mieszkalnych, wykazywali bujny rozwój powodowany wysoką tolerancją stresu środowiskowego. Liczna populacja osadożerców była również związana z obfitymi zasobami pokarmowymi – zjawiskiem często łączącym się z niskotlenowymi środowiskami. Charakterystyczne występowanie jamek oportunistycznych osadożerców, tworzących gęsto upakowane nagromadzenia, jest współcześnie uważane za jeden z najbardziej czułych wskaźników środowisk brakicznych (Beynon, Pemberton, 1992; Pemberton, Wightman, 1992; Pemberton i in., 1992). Liczne, ale nie zawsze wysoko zróżnicowane, zespoły skamieniałości śladowych są typową cechą kopalnych równi mieszanych, stwierdzaną często w utworach pływowych różnych systemów geologicznych. Przykładem mogą być tutaj ordowickie mieszane równie pływowe z Nowej Fundlandii (Fillion, Pickerill, 1990) lub triasowe równie z Kolumbii Brytyjskiej w Kanadzie (Zonneveld i in., 2001).

Obecność subasocjacji równi mułowej RMŁ, ze względu na zły stopień rdzeniowania tej części profilu, nie została potwierdzona bezpośrednimi badaniami. Jej przypuszczalną obecność można było zinterpretować na podstawie analizy umiejscowienia i sukcesji pozostałych subasocjacji facjalnych strefy międzypływowej w sekwencji równi pływowej (fig. 6).

Maria WICHROWSKA

PETROGRAFIA I MINERALOGIA OSADÓW NEOPROTEROZOIKU ?NAJNIŻSZEGO/ŚRODKOWEGO I EDIAKARU PÓZNEGO

Opracowanie ma charakter zbiorczego zestawienia danych mineralogiczno-petrograficznych bazujących na makroskopowych obserwacjach rdzeni wiertniczych i analizach płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym. Badania dotyczą skał osadowych ?najniższego/środkowego neoproterozoiku (dawny górny ryfej – formacja poleska) i późnego ediakaru (dawny górny wend – formacja siemiatycka i lubelska). Najstarsze, niezmetamorfizowane formacje osadowe neoproterozoiku (formacja poleska) zarejestrowane w otworze Busówno IG 1 (podobnie jak w otworach: Kaplonosy IG 1, Niwa 1 i Roskosz 1) podścielają serię wulkanogeniczną górnego neoproterozoiku (formacja sławatycka), na której zalegają osady górnego ediakaru (formacja siemiatycka i lubelska). Neoproterozoiczne skały formacji poleskiej, podobnie jak najwyższa część osadów późnego ediakaru – formacja siemiatycka, są wykształcone w facji piaszczystej; środkową część późnego ediakaru – formację lubelską stanowią heterolity mułowcowo-iłwcowo-piaskowcowe.

Na figurze 9 w układzie tabelarycznym przedstawiono uproszczone profile litologiczne badanych osadów z opróbowanych partii rdzenia oraz wyniki obserwacji mikrosko-

Sekwencje depozycyjne

Klastyczne utwory późnego ediakaru w sukcesji ediakarsko-kambryjskiej reprezentują niższą część sekwencji depozycyjnej drugiego rzędu, oznaczonej jako B. Obejmuje ona zróżnicowane osady zarówno wulkanogeniczne, jak i klastyczne od późnego ediakaru do środkowego kambru. Dolna granica sekwencji B jest wyznaczona przez niezgodność kątową. Jej górna granica jest zdefiniowana przez niezgodność erozyjną, która obejmuje przedział od najpóźniejszego środkowego kambru do wczesnego tremadoku (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b).

Dolna klastyczna część sekwencji B (poźny ediakar) obejmuje utwory formacji białopolskiej, lubelskiej i włodawskiej. Jest ona w całości charakteryzowana przez brakiczne środowiska sedimentacji, które w górnej części formacji włodawskiej stopniowo przechodzą w środowiska płytkiego, otwartego zbiornika morskiego. Reprezentują one transgresywny ciąg systemowy (TST) w sekwencji depozycyjnej B (fig. 6).

TST jest charakteryzowany przez retrogradację linii brzegowej oraz szybki wzrost względnego poziomu morza, stymulowany przez czynniki tektoniczne, związane z fazą synryftową w basenie lubelsko-podlaskim. TST kończy się w początkowym stadium depozycji utworów formacji włodawskiej, w momencie wykształcenia się powierzchni maksymalnego zalewu (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b).

powych, obejmujące skład mineralny analizowanych skał i spoiwa oraz średnie wielkości ziaren kwarcu (M_{max} – maksymalne i M_f – najczęstsze) zapisane w skali logarytmicznej i przeliczone na skalę ϕ . Parametr $\Delta\phi$ ($M_{max} - M_f = \Delta\phi$) przedstawia w przybliżeniu wysortowanie materiału. Niższe wartości $\Delta\phi$ (<1,0–2,5) wskazują na stosunkowo dobre wysortowanie składników osadu, wyższe parametry $\Delta\phi$ (2,5–4,0) świadczą o gorszym wysortowaniu materiału. Sposób przedstawienia zmienności uziarnienia i składu mineralnego zaadaptowano z pracy Juskowiakowej (1976b). Podobny zapis cech litologicznych i mineralogicznych oraz zmienność tych cech w profilu z wykorzystaniem różnych parametrów odnośnie serii osadowych ryfeju i wendu z obszaru platformowego Polski (w tym również wyniki badań z Busówna IG 1), zamieszczono w pracy archiwalnej (Wichrowska, 1990) i w pracy publikowanej, dotyczącej osadów ryfeju w Polsce (Wichrowska, 1992). Na wybranych zdjęciach (fig. 10) zilustrowano dominujące w osadzie składniki mineralne, ich wzajemne relacje, charakter spoiwa, zmienność uziarnienia oraz zasadnicze zmiany dia-genetyczne.

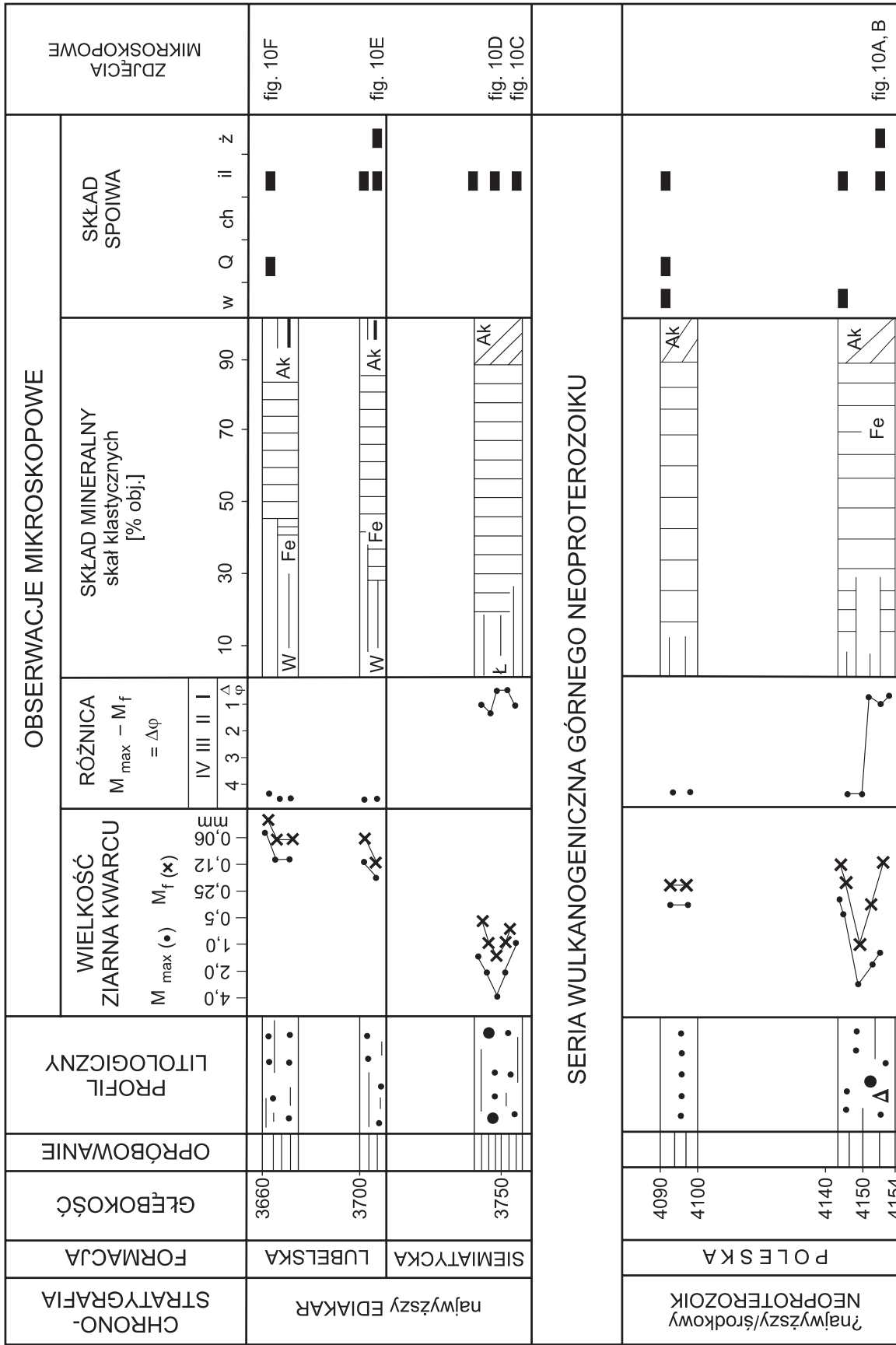


Fig. 9. Profile litologiczne, zmienność uziarnienia i skład mineralny w skałach klastycznych późnego ediakaru i ?najniższego/średkowego neoproterozoiku w otworze Busówno IG 1

Lithological log, variability in quartz granulometry and mineral composition of clastic deposits from the late Ediacaran and ?lowermost/Middle Neoproterozoic in the Busówno IG 1 borehole

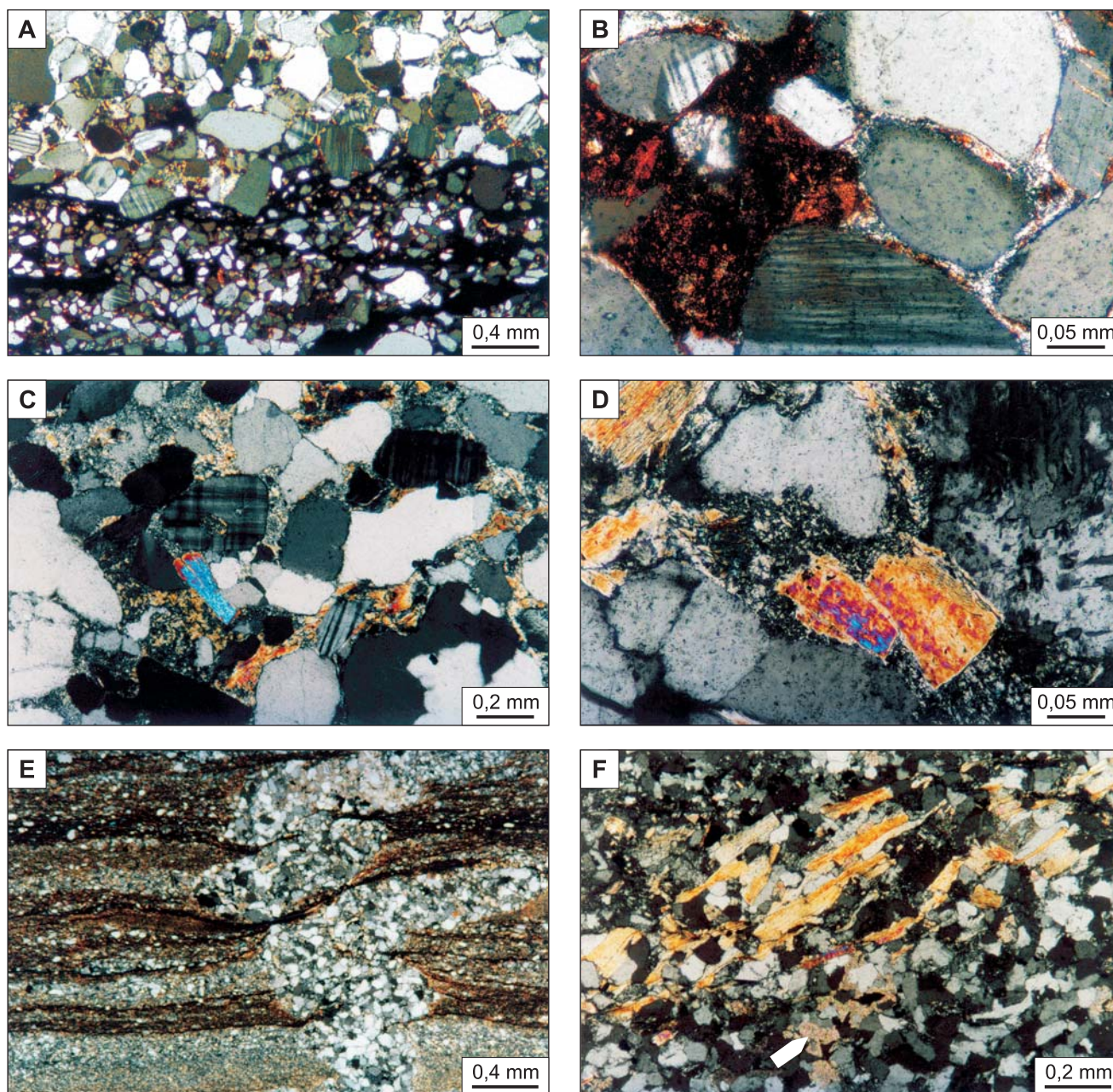


Fig. 10. Obrazy mikroskopowe (XP – nikiel skrzyżowane) skał późnego ediakaru i ?wczesnego/środkowego neoproterozoiku

A – piaskowiec średnioziarnisty i drobnoziarnisty kwarcowo-skalieniowy, impregnowany ciemnymi laminami związków żelaza (głównie hematytu); widoczna bimodalność uziarnienia; formacja poleska, głębokość 4153,2 m, pow. $\times 40$; **B** – spoiwo porowe (ilasto-żelaziste i serycytowe), wypełniające przestrzenie międzyziarnowe; skalenie potasowe mało zmienione, ziarna skaleni i kwarcu dobrze obtoczone; formacja poleska, głębokość 4153,2 m, pow. $\times 250$; **C** – średnioziarnisty piaskowiec kwarcowo-skalieniowy; obrzeża ziaren kwarcu skorodowane, spoiwo illitowe, serycytowe, rzadziej kaolinitowe; formacja siemiatycka, głębokość 3751,9 m, pow. $\times 60$; **D** – powiększenie fragmentu z fig. C; skałen potasowy skałinizowany i zserycytyzowany; spoiwo zawiera liczne blasty neogenicznych łuszczyków (muskowit); pow. $\times 250$; **E** – przewarstwienia iłowca/mułowca i bardzo drobnoziarnistego piaskowca; zaburzenia sedimentacyjne obserwowane w formie „kanału ucieczkowego”, wypełnionego zwęzłym piaskowcem kwarcowym; formacja lubelska, głębokość 3663,9 m, pow. $\times 40$; **F** – frakcjonalna zmienność uziarnienia osadu; kierunkowe ułożenie pakietów detrytycznych łuszczyków (biotytu); minerały nieprzezroczyste (czarne punkty): piryt, leukoksen; formacja lubelska, głębokość 3709,3 m, pow. $\times 60$

Crossed-polars image of micrographs of the latest Ediacaran and ?early/middle Neoproterozoic rocks

A – fine to medium graded quartz-feldspar sandstone impregnated with dark Fe-compound laminae (mainly hematite); bimodality of grain granulation is visible; Polesie Formation, 4153.2 m depth, XP, magn. $\times 40$; **B** – intergranular space filled with illite, iron compounds and mica (sericite) cement; slightly alternated potassium feldspar; quartz and feldspar grains are well rounded; Polesie formation, 4153.2 m depth, magn. $\times 250$; **C** – medium graded quartz-feldspar sandstone; quartz grain edges are corroded; illite, sericite, rarely kaolinite cement are observed; Siemiatycke formation, 3751.9 m depth, XP, magn. $\times 60$; **D** – enlarged fragment of Fig. C; kaolinization and sericitization of potassium feldspar; numerous neogenic micas (muscovite) are observed; magn. $\times 250$; **E** – claystones/siltstones and very fine graded sandstones intercalations; deformational neptunic structure, filled with densely packed quartz sandstone; Lublin Formation, 3663.9 m depth, magn. $\times 40$; **F** – directional arrangement of detrital biotite packets; opaque minerals (black dots): pyrite, leucoxenite; carbonate minerals in matrix are visible (arrow); Lublin Formation, 3709.3 m depth, magn. $\times 60$

Neoproterozoik ?najniższy/środkowy

Formacja poleska

Wiercenie otworu Busówno IG 1 zatrzymano na głębokości 4154,5 m, nieosiągając spągu formacji poleskiej. Przewiercone osady były rdzeniowane fragmentarycznie (w ?17%). W dostępnych do badań rdzeniach tej formacji przebadano dwa odcinki profilu: dolny, zalegający na głębokości 4143,9–4154,5 m i górny, występujący w przedziale głębokości 4091,8–4098,9 m.

W obrębie odcinka dolnego wyróżniono dwa poziomy piaskowcowe:

- odcinek niższy, występujący na głębokości 4150,0–4154,5 m,
- odcinek wyższy, bezpośrednio na nim zalegający, na głębokości 4143,9–4150,0 m.

Osady formacji poleskiej, występujące w najniższej partii profilu (głębokość 4150,0–4154,5 m; nieprzewiercone), wyróżniają się już makroskopowo zmiennym warstwowaniem i zróżnicowanym uziarnieniem osadu. Barwa skał jest plamisto-pstra, czerwona lub czerwono-brunatna.

W preparatach mikroskopowych badanych próbek z głębokości 4153,2 m widoczne są częste domieszki ziaren kwarcu i skaleni frakcji żwirowej (>2 mm Ø), rzadziej pojawiają się okruchy skał metamorficznych (głównie kwarcytów). Piaskowiec drobnoziarnisty stanowi często matrix tego zlepionego osadu; wszystkie składniki uległy rekrytalizacji i silnej blastezie. Litoklasty są spekane, prawdopodobnie drobnoziarnisty osad piaszczysty zasypał żwir i rumosze skalny i wraz z nim uległ regeneracji i blastezie. W obrębie tego kompleksu występują różnoziarniste piaskowce arkozowe o bimodalnym uziarnieniu (fig. 9, 10A). Składniki detrytyczne frakcji grubszej są dość dobrze obtoczone, różniąc się w tym względzie od ziaren frakcji drobniejszej. Udział skaleni potasowych (mikroclin, ortoklaz, czasami ?plagioklaz–albit) jest znaczny (do 20% obj.) (fig. 10A). Skalenie potasowe są często niezmiennione, świeże. Zawartość spoiwa jest w tych osadach zróżnicowana i wynosi od 10–30% (czasami 50%) udziału składników skały. Spoiwo jest typu porowego, ma skład illitowy, serycytowy i często jest impregnowane uwodnionymi tlenkami żelaza (głównie hematytem), wypełniając przestrzenie międzyziarnowe (fig. 10B) lub tworząc 2–3 mm grubości laminy, w którym tkwią pojedyncze ziarna kwarcu (fig. 10A).

Wyższa część dolnej partii rdzenia (głębokość 4143,9–4154,0 m) jest reprezentowana przez średnioziarniste i drobnoziarniste piaskowce o bimodalnym uziarnieniu; obie frakcje ziarnowe nie są dobrze wysortowane, jakkolwiek wysortowanie ziaren frakcji drobniejszej jest nieco lepsze niż wysortowanie ziaren frakcji grubszej. Występują tu minerały akcesoryczne o pokroju ziarnistym, głównie magnetyt i anataz; wielkość ziaren minerałów akcesorycznych jest stosunkowo duża (0,2–0,5 mm Ø) w porównaniu z rozmiarami najczęstszego ziarna kwarcu (fig. 10A). Osady te różnią się od tych poprzednio opisywanych: zabarwienie osadu jest jasno-

różowe, czasami plamiste; frakcjonalne uziarnienie i zmiany ilości składników detrytycznych w stosunku do spoiwa stwarzają wrażenie laminacji i sugerują różne tempo kompaktacji. Zmiana zabarwienia osadu wynika z częściowego lub całkowitego braku uwodnionych tlenków żelaza w spoiwie. Spoiwo jest głównie ilaste, kwarcowe (regeneracyjne), rzadziej ilasto-żelaziste. W spoiwie obserwuje się niewielkie ilości minerałów węglanowych (kalcyt).

Osady piaszczyste z górnej części rdzeniowanego odcinka formacji poleskiej reprezentują piaskowce zwięzłe, ponieważ występuje tam spoiwo regeneracyjne kwarcowe. Ziarna kwarcu mają rozmiary 0,15–0,30 mm i są na ogół dobrze obtoczone, kontury ziaren są najczęściej zatarte przez rekrytalizację kwarcu. Obok kwarcu obserwuje się dość dobrze zachowane ziarna skaleni potasowych, a także liczne ilaste pseudomorfozy po nierozpoznawalnych składnikach. Często spotykanym łyszczykiem jest detrytyczny biotyt, rzadziej występuje muskowit. Ze składników akcesorycznych głównie obserwowano jest anataz i ilmenit lub magnetyt.

Ediakar późny

Formacja siemiatycka

Osady formacji siemiatyckiej nawiercono na głębokości 3715,0–3752,5 m. Rdzeniowane i opróbowane zostały dolne partie tej formacji, bezpośrednio zalegające na utworach wulkanogenicznych (fig. 9). Są to piaskowce kwarcowo-skaleniowe, średnioziarniste i gruboziarniste, czasami zlepioncowate o składzie mineralnym wapienno-kwarcowym i arkozowym. Wyszortowanie materiału detrytycznego jest stosunkowo dobre, pomimo znacznych różnic w rozmiarach ziaren. Przeciętna wielkość ziaren kwarcu wynosi 0,5–2,0 mm (fig. 9). Materiał detrytyczny jest dość dobrze obtoczony (fig. 9, 10C). Głównymi składnikami mineralnymi są kwarc i skalenie (głównie mikroclin). Plagioklasy są znacznie przeobrażone, ulegają kaolinityzacji, serycytyzacji i muskowityzacji (fig. 10C). Agregat poskaleniowy jest zbudowany z blastów neogenicznego muskowitu, łuseczek kaolinitowo-chlorytowych (fig. 10D). Neogeniczne łyszczyki tworzą blasty izometryczne. Spoiwo porowe obecne jest w ilości ok. 20–30% i zbudowane z kaolinitu, ?illitu, serycytu i znacznej domieszki łyszczyków neogenicznych (fig. 10E). W spoiwie brak jest węglanów, które obserwowano w formacji siemiatyckiej innych otworów wiertniczych (np. Niwa 1, Krowie Bagno IG 1). Minerały akcesoryczne w osadach formacji siemiatyckiej w Busówni IG 1 występują w niewielkich ilościach (1–2%); jest to głównie piryt, anataz, leuokosen.

Formacja lubelska

Utwory osadowe formacji lubelskiej zalegają na głębokości 3657,4–3715,0 m. Jest to dość jednolicie wykształcony zespół przekładańców piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Najczęściej występują drobno laminowane mułowce

kwarcowe (rzadziej kwarcowo-skaleniove), mułowce i iłowce masywne pozbawione laminacji i drobnoziarniste, jasne piaskowce kwarcowe, poziomo lub faliście warstwowane (fig. 9, 10E). W obrębie mułowców znajdują się wkładki bardzo drobnoziarnistych piaskowców w formie izolowanych soczewek lub ciągłych lamin. Piaskowce drobnoziarniste mają więźbę zwięzłą, są zbudowane z ziaren kwarcu o rozmiarach 0,03–0,12 mm \varnothing w górnej przystopowej części profilu i 0,05–0,25 mm \varnothing w dolnej części profilu omawianej formacji (fig. 9). Frakcjonalność sedimentacji materiału detrytycznego sprawiła, że wielkość ziaren ulega częstym zmianom i wysortowanie składników osadu oceniane jest jako złe. Udział piaskowców w badanym kompleksie wynosi 40% w dolnej partii profilu i ulega zmniejszeniu (do 30%) w jego górnej części, gdzie wzrasta ilość mułowców i iłowców (fig. 9). Spoiwo piaskowców jest kwarcowe i kwarcowo-ilaste w znacznym stopniu zrekrystalizowane. Zarówno w spoiwie, jak i wśród minerałów detrytycznych często występują węglany. Ilość minerałów węglanowych ulega zredukowaniu wraz ze zmniejszaniem się wielkości ziarna i przechodzenia do osadów mułowcowych. Łyszczki detrytyczne (głównie biotyt, rzadziej muskowitz) i minerały ilaste (illit/kaolinit) tworzą w osadzie pakiety ułożone w pasemka, czasami budują wydłużone laminy (fig. 10E, F). W obrębie agregatów kwarcowo-illitowo-łyszczkowych występują uwodnione tlenki żelaza, piryt, leukoksen i przeobrażona substancja organiczna.

Osady mułowcowe i iłowcowe są zbudowane z częściowo przeobrażonych pakietów łyszczkowych gęsto usianych leukoksenem, z materiału ilastego, zrekrystalizowanego (głównie illitu, rzadko chlorytu). Spoiwo mułowców jest ilaste i kwarcowe, w iłowcach – ilasto-żelaziste (illit + uwodnione tlenki żelaza) impregnowane leukoksenem i pirytem.

Kalcyt obecny jest w niewielkich ilościach i stanowi niewątpliwie wtórne impregnacje.

Ewa KRZEMIŃSKA

LITOLOGIA SKAŁ WULKANICZNYCH

Skały wulkanogeniczne w otworze Busówno IG 1 występują w zwartym kompleksie o miąższości około 330,0 m, od głębokości 3751,9 do 4082,0 m i co istotne, sekwencja wulkanogeniczna została całkowicie przewiercona. Miąższości określonych zespołów skalnych ustalono na podstawie profilowania litologicznego (Juskowiakowa, 1976a) i geofizycznego. Otwór na tym odcinku nie był w pełni rdzeniowany. Wydobyty materiał rdzeniowy reprezentuje zaledwie 90,3 m profilu. Pozostałe 239,9 m stanowią niezachowane próbki okruchowe. Materiał skalny do bezpośrednich badań jest wrywkowy, niemniej jednak wystarczająco reprezentatywny (tab. 4).

Stropową część wulkanogenicznego odcinka profilu stanowią wulkanoklastyczne utwory mułowcowo-ilaste o miąższości 21,1 m. Pod nimi rozpoczyna się masywna sekwencja

Środowisko paleofacjalne

Bazując na badaniach petrograficznych mikroskopowych (Juskowiakowa, 1976b, 1978; Wichrowska, 1990) obejmujących skały ?wczesnego/środkowego neoproterozoiku i późnego ediakaru na obszarze platformowym Polski, poszerzonych dodatkowo o analizy mineralogiczne (dyfraktometryczne) minerałów ilastych, wydzielonych ze skał iłowcowo-mułowcowych późnego ediakaru (Wichrowska, 1978), a także na podstawie badań struktur sedimentacyjnych rdzeni z otworu Busówno IG 1 (Jaworowski, 1976) stwierdzono, że osady formacji poleskiej deponowały w zbiorniku śródlądowym, przy współdziałaniu wód płynących. Świadczy o tym sposób warstwowania osadów, frakcjonalność uziarnienia i charakter struktur sedimentacyjnych. Dominujące znaczenie miała akumulacja eoliczna. Depozycja osadów następowała podczas okresowego wysychania rzek i potoków. Wskazuje na to czerwone zabarwienie, plamistość i odbarwienia, związane z obecnością żelaza na różnych stopniach utlenienia, a także, znaczna ilość świeżych skałeni oraz stosunkowo duże rozmiary minerałów ciężkich w stosunku do średniego ziarna kwarcu.

Utwory osadowe późnego ediakaru formacji siemiatyckiej prawdopodobnie tworzyły się w środowisku aluwialnym; były transportowane i deponowane przy udziale rzek roztokowych. Materiał detrytyczny mógł dostarczać częściowo zwiętrzałe i rozkruszone osady zróżnicowanych litologicznie kompleksów wulkanogenicznych (zwłaszcza do niższych, przyspągowych partii osadu). Do takiego wniosku tego skłania zmienna ilość i jakość skałeni, różny stan ich zachowania oraz znaczna ilość minerałów ilastych i hydromuskowitu.

Akumulacja piaszczysto-mułowcowo-iłowcowych heterolitów formacji lubelskiej nastąpiła na skutek wyraźnej zmiany reżimu sedimentacji, z lądowej na morską przybrzeżną, charakterystyczną dla płytkiego epikontynentalnego zbiornika.

skał wulkanicznych o miąższości 309,0 m, reprezentowanych przez bazalty i aglomeraty. Bezpośrednio pod wulkanoklastykami zalega pakiet bazaltów migdałowcowych o miąższości 140,9 m. Obecnie są one reprezentowane przez odcinek wydobytego rdzenia o długości 15,5 m. Bazalty tworzą tu przypuszczalnie co najmniej cztery potoki lawowe. Bazalty migdałowcowe, makroskopowo barwy wiśniowo-szarej, niekiedy rdzawej, pierwotnie zawierały szczególnie dużo składników lotnych, stąd znacząca zawartość pęcherzy pogazowych i charakterystyczna tekstura migdałowcowa, przy niemal zupełnym braku prakryształów i afanitowym charakterze ciasta skalnego. Nagromadzenie pęcherzy, chociaż zmienne, bywa obecne nawet w wewnętrznych partiach grubszych sekwencji (potoków) lawowych. Liczba pęcherzy nie spada nig-

Tabela 4

Typy litologiczne i miąższości skał wulkanogenicznych

The lithology types and thickness of volcanigenic rocks

Typ litologiczny	Głębokości [m]	Miąższość [m]		
		ogółem	w tym rdzenia	bez rdzenia
Skąły wulkanoklastyczne mułowcowo-ilaste	3751,9–3773,0	21,10	21,10	–
Bazalty migdałowcowe (melafiry)	3773,0–3912,5	139,50	15,10	124,40
	3934,8–3936,2	1,40	1,40	
Aglomeraty	3918,8–3923,1	4,30	4,30	23,90
	3933,4–3934,8	1,40	1,40	
	3936,2–3940,4	4,20	4,20	
	3944,9–3969,7	24,80	0,90	
Bazalty afanitowe	3912,5–3918,8	6,30	6,30	91,50
	3923,1–3933,4	10,30	10,30	
	3940,4–3944,9	4,50	4,50	
	3969,7–4082,0	112,30	20,80	
Razem		330,10	90,30	239,90

dy poniżej 25–30% objętościowych skały. Są to obiekty o średnicy około 2,0–10,0 mm, jednak większe przestrzenie pogazowe są lokalnie też obserwowane. Współcześnie, przestrzenie wypełniane są przez chloryty, krzemionkę oraz skalenie potasowe. Bazalty migdałowcowe pod mikroskopem wykazują z reguły strukturę intersertalną do apohyalooftowej. W cieście skalnym dominują skalenie, których beładnie ułożone listewki zawsze otoczone są wodorotlenkami żelaza. Badania w mikroskopie elektronowym pozwoliły stwierdzić wzajemnie przenikające się listewki skalenia potasowego i albitu, obficie inkrustowane tlenkami i wodorotlenkami żelaza oraz ziarnami tytanitu (fig. 11). Niezwykle rzadko widoczne są zarysy po fenokryształach, prawdopodobnie oliwinu, także z żelazistymi obwódkami.

Bazalty afanitowe dominują głównie w spągowej części serii wulkanogenicznej. Ostatnie chronologicznie pokrywy kończą się na głębokości 3912,5 m. Bazalty afanitowe tworzą cztery główne sekwencje, z których największą miąższość, około 100,0 m, ma najstarsza sekwencja (tab. 4). Łącznie sta-

nowią około 133,0 m profilu. Wykazują z reguły teksturę zbitą, barwę ciemnoszarą, niekiedy brunatną, co jest związane z nagromadzeniem brunatnych tlenków i wodorotlenków Fe. Pod mikroskopem obserwuje się najczęściej strukturę intersertalną. W składzie mineralnym dominują listewkowato wykształcone skalenie, obecne w tle skalnym i jako nieliczne fenokryształy. Powszechne są także drobne ziarna piroksenów. Obok nich istotnym elementem są chlorytowe pseudomorfozy po oliwinach i drobnokrystaliczny magnetyt. Obie generacje skalenia (plagioklazu) nie wykazują silnych przeobrażeń. Przeobrażeniom uległo natomiast szkliwo, w opisywanych bazaltach wypełniające interstycje.

Aglomeraty, podrzędnie występujące w środkowej części profilu, najczęściej pomiędzy pokrywami bazaltów migdałowcowych i afanitowych, nie były analizowane pod względem litologicznym czy petrograficznym. Informacje o tym typie skał są ograniczone do głębokości występowania czterech stref z aglomeratami i łącznej miąższości około 34,7 m.

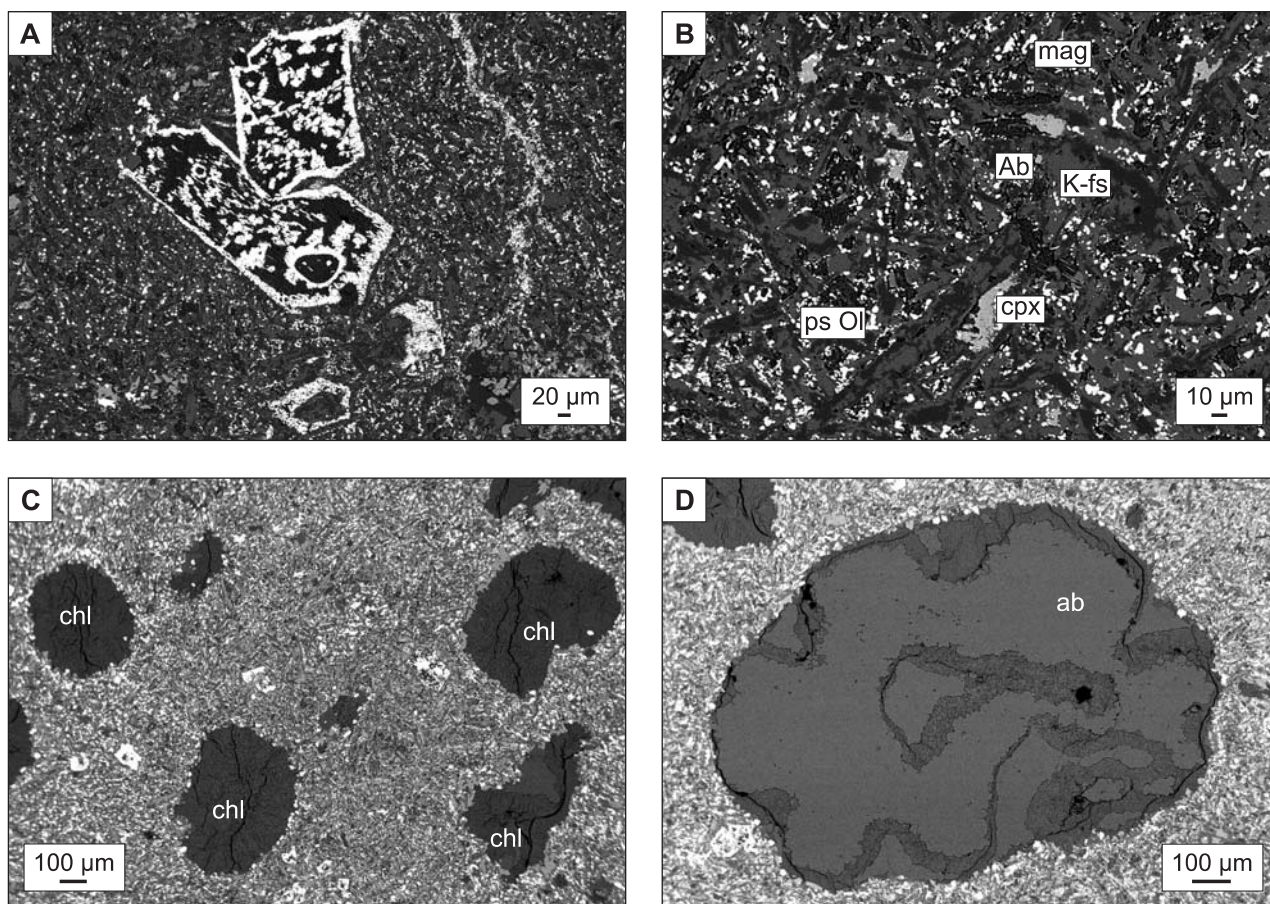


Fig. 11. Obrazy BSE próbek bazaltów z mikroskopu elektronowego (elektronów wstecznie rozproszonych)

A – ślad po fenokryształach oliwiny i tło skalne bogate w magnetyt; **B** – składniki tła skalnego: klinopirokseny (cpx), pseudomorfozy pooliwinowe (ps Ol), skalenie, albit (ab), skałen potasowy (K-fs), magnetyt (mag); **C** – odmiana migdałowcowa bazaltu – amygdule wypełnione chlorytem (chl); **D** – bazalt migdałowcowy – amygdula wypełniona albitem (ab)

Backscattered images of basalts samples from elektron microscope

A – trace of olivine phenocryst as well rich of magnetite component groundmass; **B** – the main components of groundmass: clinopyroxene (cpx), pseudomorphs after olivine (ps Ol), feldspars, albit (ab), K-feldspar (K-fs), magnetite (mag); **C** – amygdaloidal basalt – amygdule with chlorite (chl) filling; **D** – amygdaloidal basalt – amygdule with albit (ab) filling

Ewa KRZEMIŃSKA

GEOCHEMIA SKAŁ WULKANICZNYCH

Opis cech geochemicznych serii wulkanicznej rozpoznanej w profilu Busówno IG 1 sporządzono na podstawie analiz pierwiastków głównych 16 próbek, reprezentujących wszystkie trzy typy litologiczne skał wulkanicznych: bazalty migdałowcowe, aglomeraty i bazalty afanitowe, oraz na podstawie analiz pierwiastków głównych i śladowych, w tym pierwiastków ziem rzadkich z 3 próbek (bazalt migdałowcowy i bazalty afanitowe). Wykorzystano analizy archiwalne pierwiastków głównych (16 próbek), wykonane w 1977 roku w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego, metodą klasyczną na mokro, a zachowane w roboczych materiałach M. Juskowiakowej, a także analizy pierwiastków głównych i śladowych trzech próbek, wykonane już w 2005 roku

w Centralnym Laboratorium Państwowego Instytutu Geologicznego, metodami XRF oraz ICP-MS.

Wulkanity w profilu Busówno IG 1 od głębokości 3773,2 do 4044,0 m charakteryzują się dość zmiennym składem (tab. 5, 6), chociaż zawartości krzemionki, tytanu i glinki ogólnie mieszczą się w dość wąskich przedziałach, odpowiednio: SiO₂ – 40,95–52,47% wag., TiO₂ – 0,3–1,97% wag., Al₂O₃ – 12,14–16,91% wag. przy znacznych stratach prażenia, aż do 6,48%. Ilości pozostałych istotnych pierwiastków głównych jak magnez, wapń i alkalia wykazują jednak większe zróżnicowanie, odpowiednio: MgO – 3,78–11,85% wag., CaO – 0,79–12,18% wag., Na₂O – 0,61–4,72% wag., K₂O – 0,21–7,79% wag.

Tabela 5

Analizy pierwiastków głównych ze skal wulkanicznych i przeliczenie na skład normatywny metodą CIPW

Major elements geochemical analysis of representative volcanic rocks and CIPW normative composition

	Głębokość [m]																
	3773,2	3780,2	3780,2	3856,2	3861,4	3912,7	3928,8	3936,2	3944,9	3972,0	3973,5	3973,5	3973,5	3998,7	3998,7	4039,6	4043,9
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	46,70	47,40	47,75	52,21	49,76	46,89	52,47	49,87	47,30	47,22	40,95	46,05	41,87	46,95	48,58	48,73	
TiO ₂	1,50	1,97	1,68	1,20	1,64	1,49	1,36	1,72	1,44	0,49	0,30	0,41	0,34	0,35	0,66	0,79	
Al ₂ O ₃	16,32	13,85	15,06	13,39	13,23	15,24	14,90	15,08	16,91	14,33	14,39	14,74	15,98	14,88	15,81	16,37	
Fe ₂ O ₃	5,95	6,02	5,68	10,89	8,10	5,64	4,22	12,89	9,74	3,23	4,96	4,54	4,05	3,90	3,20	2,69	
FeO	3,55	4,52	4,63	0,71	2,41	6,46	6,21	1,07	4,32	5,96	6,15	5,30	5,01	5,41	6,22	8,53	
MnO	0,34	0,39	0,45	0,12	0,11	0,26	0,29	0,08	0,17	0,19	0,17	0,15	0,21	0,21	0,24	0,20	
MgO	10,84	9,88	10,08	5,97	9,07	9,50	6,94	3,78	4,99	11,55	12,44	11,00	11,79	11,85	9,20	10,30	
CaO	2,59	5,21	4,32	3,00	3,08	3,34	3,88	2,10	8,27	7,77	12,18	9,20	12,44	7,23	6,13	0,79	
Na ₂ O	5,06	4,11	4,75	2,73	3,21	3,67	3,97	2,42	3,18	3,68	0,61	2,42	1,40	3,36	2,96	4,72	
K ₂ O	0,73	0,66	0,60	6,17	3,27	2,70	1,73	7,97	1,05	0,73	0,54	0,91	0,21	0,21	2,55	0,35	
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,14	0,09	0,18	0,14	0,14	0,18	0,18	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,19	
CO ₂	0,53	0,35	0,53	-	0,25	3,07	0,36	0,10	0,24	0,57	0,20	0,10	0,53	-	0,59	-	
H ₂ O ⁺	-	3,33	-	-	3,43	-	-	1,81	-	-	5,15	3,74	-	-	-	-	
H ₂ O ⁻	1,19	0,98	0,74	1,13	1,75	0,97	1,00	0,55	1,07	0,98	1,10	0,96	1,30	1,21	1,07	1,05	
LOI	6,25	4,97	4,86	3,26	5,58	4,57	3,77	2,59	2,23	4,67	6,41	4,91	6,48	5,40	4,18	6,28	
Suma	95,83	99,26	96,87	97,68	99,73	100,02	98,09	99,73	99,29	97,35	99,81	100,12	95,68	96,16	97,90	95,56	
FeO	8,91	9,94	9,74	10,51	9,70	11,54	10,01	12,66	13,09	8,87	10,61	9,39	8,66	8,92	9,10	10,95	
Mg#	72	68	68	54	66	63	59	38	44	73	71	71	74	74	68	66	

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
TAS	TB	TB	TB	TA	BTA	TB	BTA	TF	B	B	PB	B	PB	B	TB	TB
Litologia	bm	bm	bm	bm	bm	ba	ba	agl	agl	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba
CIPW																
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	5,47	0,00	2,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,42
C	4,16	0,00	0,31	0,00	0,00	6,28	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,25
Or	4,31	3,90	3,55	36,46	19,33	15,96	10,22	47,10	6,21	4,31	3,19	5,38	1,24	1,24	15,07	2,07
Ab	42,82	34,78	40,19	23,10	27,16	31,06	33,59	19,52	26,91	31,14	5,16	20,48	11,85	28,43	25,05	39,94
An	8,32	17,39	17,17	6,06	12,03	0,00	16,06	6,74	28,77	20,43	34,93	26,67	36,70	24,90	22,32	2,68
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	3,52	0,00	0,00	0,00	0,00	4,06	10,30	18,26	13,27	16,33	7,93	1,98	0,00
Hy	9,35	16,51	9,68	11,30	21,75	23,66	17,29	0,00	10,55	3,66	11,00	10,26	4,71	12,13	13,32	25,66
OI	12,37	5,68	10,81	1,36	0,59	0,00	0,00	6,60	0,00	14,25	8,07	7,70	11,98	9,61	6,08	0,00
II	0,73	0,83	0,96	0,26	0,24	0,56	0,62	0,17	0,36	0,41	0,36	0,32	0,45	0,45	0,51	0,43
Hm	9,85	10,99	10,77	11,67	10,75	12,75	11,05	14,07	14,49	9,79	11,72	10,37	9,56	9,85	10,04	12,07
Tn	0,00	3,76	0,00	2,61	0,35	0,00	0,00	0,00	3,07	0,68	0,27	0,59	0,25	0,28	0,96	0,00
Pf	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ru	1,12	0,00	1,17	0,00	1,38	1,20	1,03	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57
Ap	0,43	0,33	0,33	0,21	0,43	0,33	0,33	0,43	0,43	0,12	0,14	0,17	0,12	0,14	0,17	0,45
Cc	1,21	0,80	1,21	0,00	0,57	5,63	0,82	0,23	0,55	1,30	0,46	0,23	1,21	0,00	1,34	0,00
Sum	94,66	94,96	96,14	96,56	94,56	98,47	97,10	97,38	98,23	96,38	93,57	95,43	94,39	94,96	96,84	94,52

Analizy wykonały B. Karolak i T. Latoszyńska w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego w 1977 r.

Mg # = 100Mg/(Mg+Fe_T); bm – bazalt migdalowcowy, ba – bazalt afanitowy, agl – aglomerat, TB – trachybazalt, TA – trachyandezyt, BTA – bazaltowy trachyandezyt, B – bazalt, PB – pikrobazalt, TF – tefryfonolit; skład normatywny CIPW obliczony za pomocą programu GCDK.it

Chemical analyses were realised at Central Chemical Laboratory of Polish Geological Institute in 1977 by B. Karolak and T. Latoszyńska

Mg # = 100Mg/(Mg+Fe_T); bm – amygdoidal basalt, ba – aphanitic basalt, agl – agglomerate, TB – trachybasalt, TA – trachyandesite, BTA – basaltic trachyandesite, B – basalt, PB – picobasalt, TF – tephryfonolite; normative composition calculated by GCDK.it programme

Tabela 6

Analizy pierwiastków głównych i śladowych

Major and trace element composition of selected volcanic rocks

		Bus-3773	Bus-3930	Bus-4044			Bus-3773	Bus-3930	Bus-4044	
SiO ₂	[%]	44,28	47,96	47,27	Nb	[ppm]	11,000	15,000	10,000	
Al ₂ O ₃		15,57	14,70	16,38	Zr		138,00	168,000	162	
Fe ₂ O _{3T}		13,46	12,34	12,14	U		<2,000	<2,000	<2,000	
MgO		11,05	8,12	11,00	Th		0,930	2,630	0,600	
CaO		2,20	4,96	0,74	Y		22,500	23,900	24,200	
Na ₂ O		4,84	4,46	4,20	La		11,600	19,800	12,000	
K ₂ O		0,52	1,16	1,03	Ce		28,500	49,200	29,200	
TiO ₂		1,83	1,71	0,84	Pr		4,100	6,100	3,700	
P ₂ O ₅		0,19	0,24	0,21	Nd		19,200	26,100	16,800	
MnO		0,35	0,33	0,21	Sm		4,730	5,410	3,620	
LOI		5,80	3,68	5,67	Eu		1,570	1,900	0,760	
SUM		100,09	99,65	99,69	Gd		5,030	5,220	3,980	
Mg#		66	61	68	Tb		0,756	0,769	0,637	
TAS		TB	TB	TB	Dy		4,420	4,550	3,960	
Sc		[ppm]	31,700	31,400	33,700		Ho	0,790	0,860	0,760
Ni			104,000	29,000	135,000		Er	1,900	2,210	1,930
V	257,000		285,000	201,000	Tm	0,244	0,308	0,261		
Pb	13,000		16,000	4,000	Yb	1,470	2,000	1,650		
Ba	99,000		337,000	179,000	Lu	0,192	0,302	0,242		
Rb	32,000		45,000	30,000						

Analizy wykonano w Centralnym Laboratorium PIG w 2005 r.

Whole rock analyses were performed at Central Chemical Laboratory of Polish Geological Institute in 2005

Uwzględniając trzy typy litologiczne rozpoznane w profilu (tab. 4) można zauważyć pewne zależności geochemiczne. Bazalty migdałowcowe, występujące w stropie serii, charakteryzuje względnie najniższa zawartość magnezu (MgO: 5,97–10,84% wag.) i tym samym najniższy współczynnik magnezowy (Mg# = 38–45), jednocześnie względnie wyższa zawartość tytanu (TiO₂: 1,2–1,97% wag.). Dla odmiany, bazalty określone w trakcie profilowania jako afanitowe i zalegające w spągowej części profilu wykazują już wyższe zawartości magnezu (najczęściej MgO: 9,2–12,44% wag., przy Mg# = 67–74) oraz niewielkie ilości tytanu (TiO₂ 0,3–0,79% wag.). W bazaltach afanitowych można także odnotować względnie niższe zawartości potasu (od 0,21 do 2,55% wag. K₂O). Trzeci wyróżniony pośredni typ litologiczny, jakim są aglomeraty, opisują zaledwie 2 próbki i na ich podstawie wiadać pośrednie cechy geochemiczne.

Zawartości krzemionki, najczęściej poniżej 52% (bez strat prażenia), wyraźnie wskazują na zasadowy typ skał. Jednak wysoka zawartość sumy alkaliów, w większości próbek powyżej 4%, powoduje, że na diagramie klasyfikacyjnym TAS (*Total Alkalies vs Silica*), projekcje obejmują nie tylko pola bazaltów, ale i trachybazaltów, a w przypadku migdałowców nawet trachyandezytów i bazaltowych trachyandezytów (fig. 12A). Najbardziej alkaliczny tefryfonolit, to próbka pochodząca z aglomeratu. W dwóch przypadkach, na głębokościach 3973,5 i 3998,7 m, wśród bazaltów afanitowych, analizy rejestrują enklawę lub małej miąższości pokrywę bazaltów o znikomej zawartości sumy alkaliów 1,11 i 1,61%, co przy dużym udziale magnezu MgO 12,44 i 11,79% wag. (po normalizacji do 100% bez strat prażenia <12% MgO) odpowiada składowi typowych pikrytów *sensu* Le Bas (fig. 12B), zaś na diagramie TAS

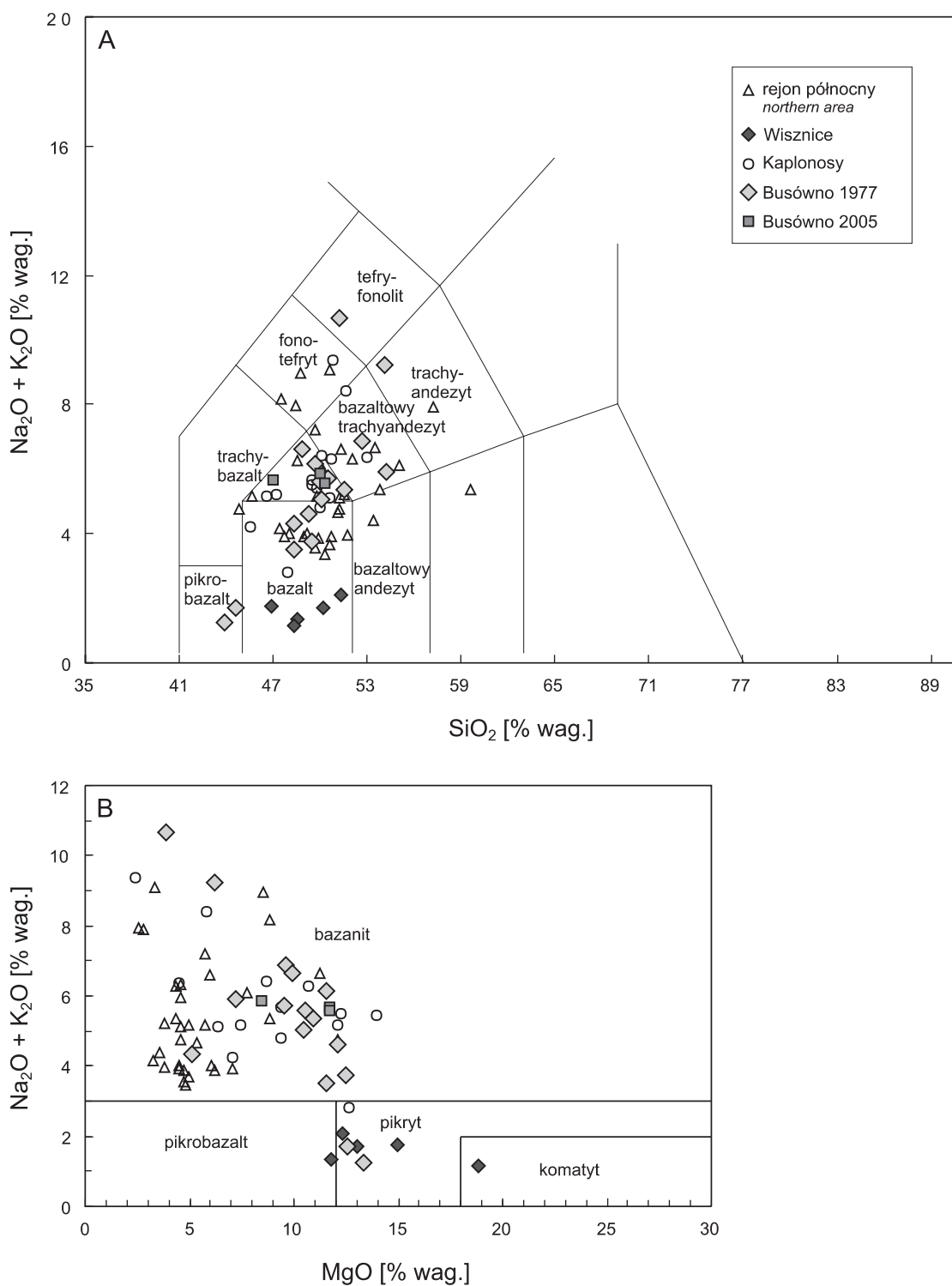


Fig. 12. Pozycja wulkanitów z otworu wiertniczego Busówno IG 1 na diagramach klasyfikacyjnych:

A – uwzględniając sumę alkaliów i krzemionkę TAS;

B – uwzględniając sumę alkaliów i magnez (Le Bas, 2003)

Dane geochemiczne z rejonu północnego, Wisznice i Kaplonosów na podstawie wyników Juskowiakowej (1971)

A – TAS – Total alkalis vs silica classification diagram for Busówno IG 1 basalts;
 B – total alkalis vs magnesium classification diagram showing presence of the picrites
 in Busówno IG 1 volcanics (Le Bas, 2003)

Data from northern area, Wisznice and Kaplonosy after Juskowiakowa (1971)

projektuje się w polu pikrobazaltów (fig. 12A). Na podstawie zawartości krzemionki i sumy alkaliów (TAS) widać także wyraźnie, jak bazalty z Busówna doskonale wpisują się w całą serię wulkaniczną rozpoznaną wierceniami od Kruszynian (północna część basenu podlasko-lubelskiego) do Kaplonosów i Wisznicy (południowa część basenu), odzwierciedlając najbardziej typowe, główne cechy wulkanizmu serii sławatyckiej, czyli charakter zasadowy (do pośredniego) i subalkaliczny.

Zestaw diagramów zawartości tlenków pierwiastków głównych w funkcji MgO jako wskaźnika stopnia zdyferencjowania magmy ilustruje geochemiczne pokrewieństwo całej serii, jednocześnie podkreślając pewną różnorodność (fig.

13). Na podstawie diagramów MgO vs CaO oraz MgO vs TiO₂ (fig. 13A, B) można wyróżnić dwie grupy skał wulkanicznych:

- I – niskotytanowe oraz równocześnie bogate w magnez i wapń,
- II – wysokotytanowe oraz uboższe w magnez i wapń.

Obecność tych dwóch grup ilustrują także diagramy stosunków CaO/TiO₂ i Al₂O₃/TiO₂ w funkcji TiO₂ czy MgO (fig. 14).

Z drugiej strony są to także w większości bazalty o charakterze przejściowym wapniowo-alkalicznym do toleitowego. Jednoznacznie toleitowym charakter i wysoki stosunek

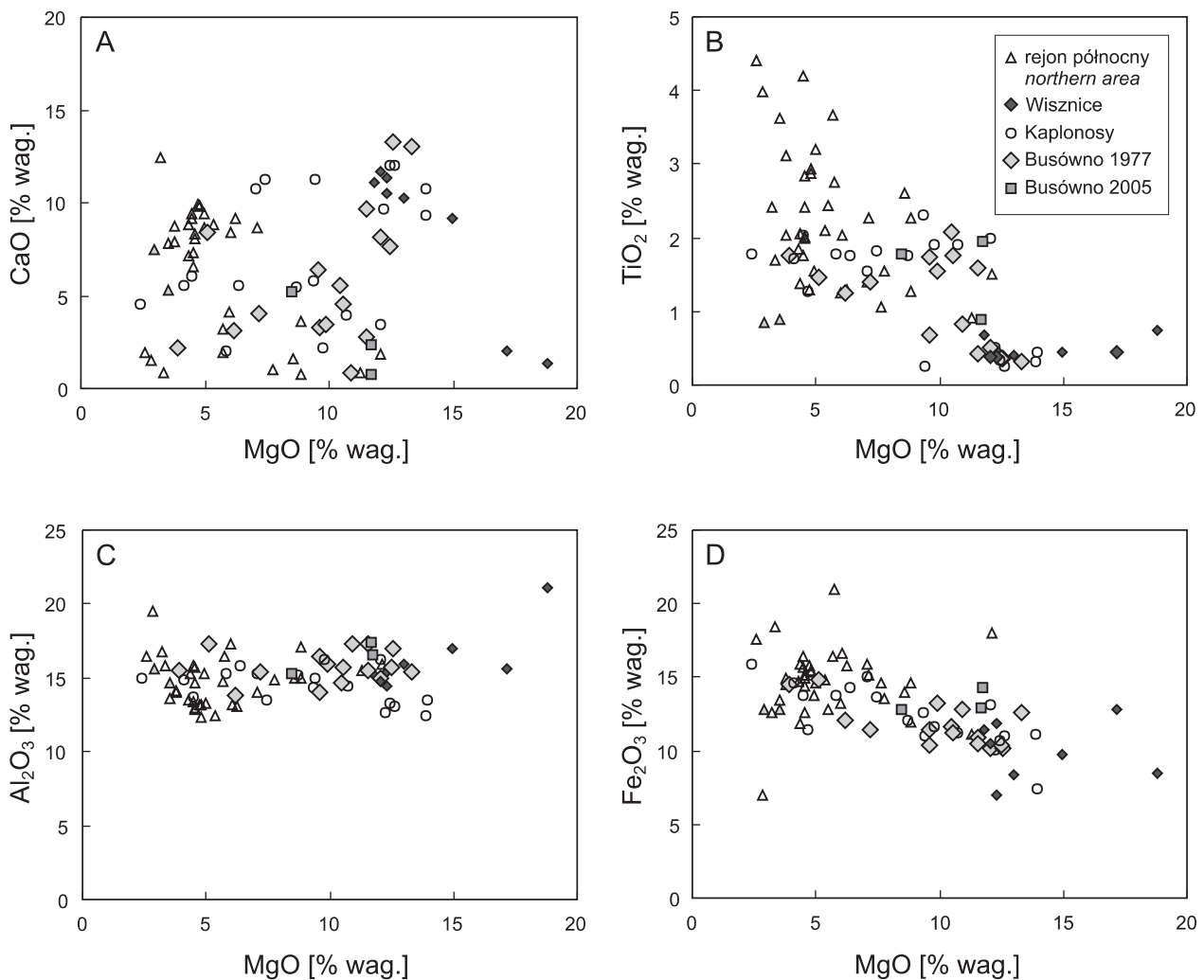


Fig. 13. Wybrane diagramy zmienności tlenków pierwiastków głównych w funkcji MgO jako wskaźnika stopnia zdyferencjowania bazaltów

Obok wulkanitów z Busówna dane o skałach wulkanicznych formacji sławatyckiej z rejonu północnego, Wisznicy i Kaplonosów (Juskowiakowa, 1971)

Variation diagrams of selected major oxides with MgO for Busówno IG 1 basalts

Data for volcanites of the Sławatycze Formation from northern area, Wisznice and Kaplonosy after Juskowiakowa (1971) for comparison

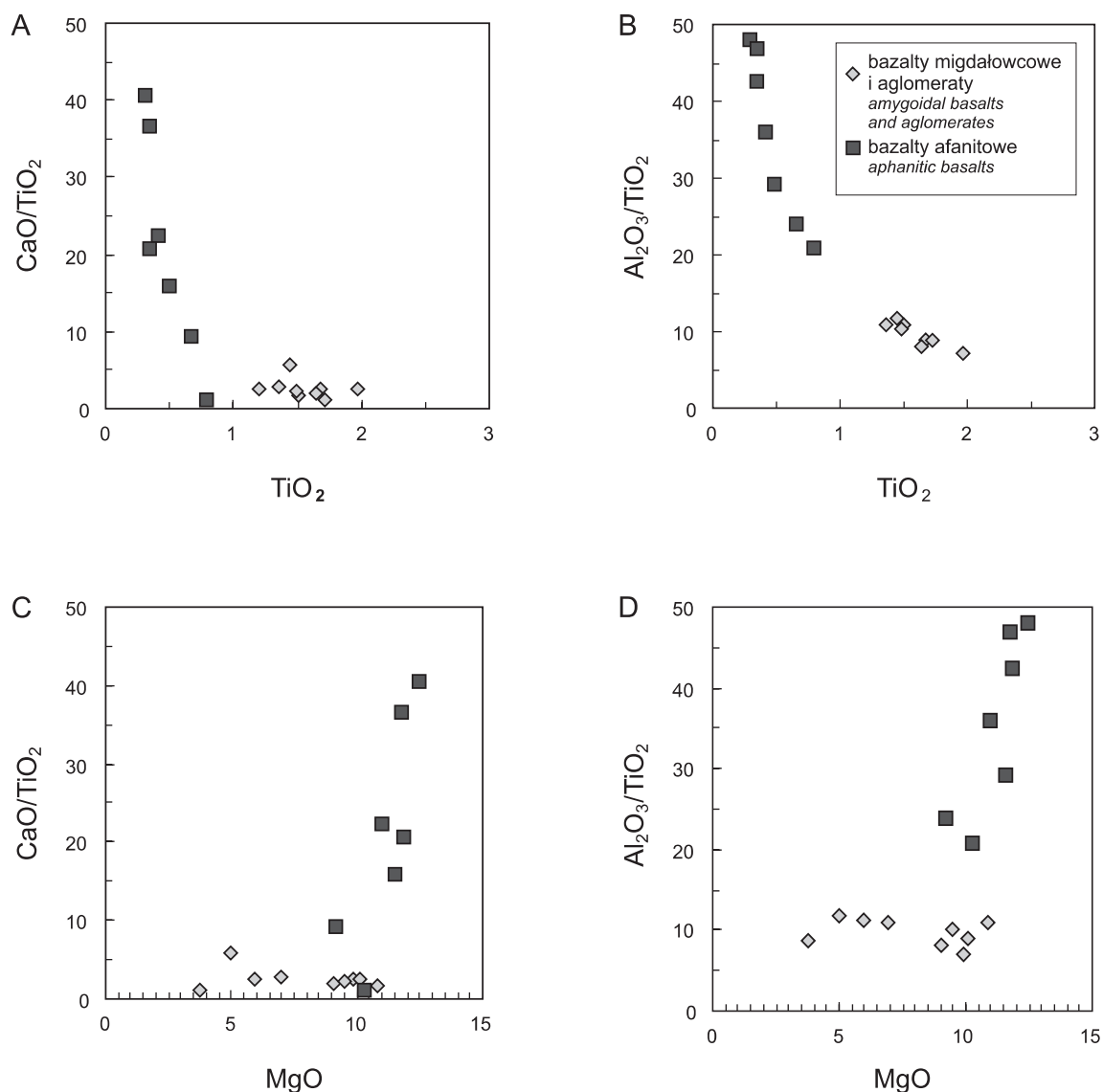


Fig. 14. Diagramy Al_2O_3/TiO_2 i CaO/TiO_2 w funkcji TiO_2 i MgO ilustrujące obecność w profilu Busówno dwóch typów skał, ubogich w Ti i bogatych w Ti

Variation of Al_2O_3/TiO_2 i CaO/TiO_2 ratio with TiO_2 and MgO showing the presence of low-Ti and high-Ti basalts in the Busówno profile (two groups can be distinguished with break of <1% TiO_2)

FeO/MgO przy odpowiedniej zawartości krzemionki (diagram Miyashiro, 1974), mają tylko cztery próbki z głębokości 3944,9, 3936,2, 3973,5, i 3998,7 m. Pozostałe plasują się na samej granicy lub w polu bazaltów wapniowo-alkalicznych (fig. 15). Niejednoznaczny trend pomiędzy toleitytowym i wapniowo-alkalicznym jest widoczny także w projekcji składu skał z Busówna na trójkącie: FeO – do sumy alkaliów – do MgO.

Po przeliczeniu wyników analiz chemicznych metodą CIPW (tabela 4b), w zarejestrowanym w ten sposób składzie

normatywnym, tylko w 4 przypadkach na 16 analiz (głęb. 3912,7; 3928,8; 3944,9; 4043,9 m) jest obecny kwarc normatywny. Oznacza to, że większość bazaltów w profilu Busówno IG 1 to skały o niedoborze krzemionki, podkreślonym ponadto znaczącymi ilościami oliwinu normatywnego, od 1,36 do 14,25%. Normatywny nefelin został wyliczony tylko dla jednej analizy (0,52%) – próbki tefryfonolitu z aglomeratu z głęb. 3936,2 m. Hipersten normatywny, pojawiający się w niemal każdej próbce w ilościach 3,36 do 23,66%, wskazuje na toleitytowy charakter serii wulkanicznej. Porównanie udziału albitu

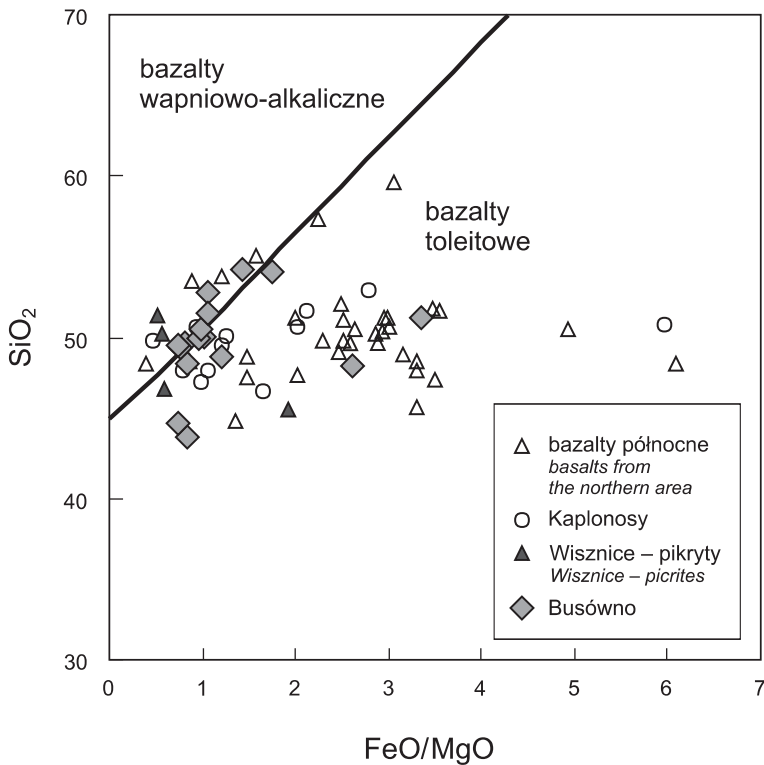


Fig. 15. Diagram klasyfikacyjny, SiO_2 vs MgO/FeO (Miashiro, 1975) przedstawiający przejściowy toleitowy i wapniowo alkaliczny charakter skał wulkanicznych w Busówno, na tle cech geochemicznych pozostałych wulkanitów formacji sławatyckiej (Juskowiakowa, 1971)

Geochemical classification diagram after Miashiro (1975) showing nature of volcanic rocks from Busówno. Fe/Mg ratio and silica content indicate tholeiitic and calc-alkaline affinity. Data for Sławatyce Formation volcanites after Juskowiakowa (1971) for comparison

i anortytu ujawnia w większości dominację albitu. Tylko w próbkach pikrytów, normatywny anortyt przeważa nad albitem. Diagram wykorzystujący normatywne ilości plagioklaz (łącznie albitu i anortytu) obok ortoklaz oraz sumy podstawowych normatywnych minerałów maficznych, jak hipersten, diopsyd i oliwin, doskonale potwierdza widoczną już nawet w obrazie mikroskopowym ogólną przewagę plagioklazów w składzie bazaltów. Uwzględniony na diagramie podział na bazalty wysoko- i niskotytanowe, pozwala stwierdzić, że skały o niższej zawartości TiO_2 są względnie bogatsze w wymienione trzy główne minerały maficzne, oraz że skały wysokotytanowe cechuje wzrastający udział normatywnego ortoklaz i plagioklazów. W kilku przypadkach jednak towarzyszy temu także wzrost zawartości normatywnego korundu, co jest oznaką późniejszych przeobrażeń i wietrzenia.

Informacje o zawartościach pierwiastków śladowych, w tym ziem rzadkich, są ograniczone do trzech próbek, niemniej jednak mogą okazać się dość istotne.

Pierwiastki śladowe w mniejszym stopniu zależne od wtórnych zmian pomagmowych, z reguły są lepszymi wskaźnikami cech geochemicznych bazaltów. Diagram klasyfikacyjny Floyd i in. (2000), posługujący się zawartością Zr w funkcji Nb/Y,

z uwagi na stosunek Nb/Y mniejszy od 0,67 (Bus-3773 Nb/Y=0,49, Bus-3930 Nb/Y=0,63, Bus-4044 Nb/Y=0,41), wskazuje na toleitowy charakter trzech analizowanych próbek. Próbki reprezentują oba główne typy litologiczne wyróżnione w trakcie profilowania (bazalty migdałowcowe i afanitowe). Ten sam stosunek, ale w funkcji SiO_2 , wykorzystuje klasyfikacja Winchestera i Floyd (1977) do rozróżniania bazaltów alkalicznych od subalkalicznych. Wartości graniczne Nb/Y od 0,1 do 0,73 oraz SiO_2 od 40 do 53% wag. wyznaczają pole bazaltów subalkalicznych, w którym idealnie mieszczą się wszystkie trzy analizowane próbki. Na podstawie tej ograniczonej liczby danych geochemicznych nie można dostrzec drastycznych różnic w zawartościach pierwiastków śladowych. Można już odnotować pewne tendencje. Mobilne pierwiastki niedopasowane, z grupy litofilnych o dużym promieniu jonowym LILE, jak rubid i bar wykazują wahania w zakresie, odpowiednio Rb: 30–45 ppm, Ba: 99–337 ppm. Podobnie zawartości niemobilnych pierwiastków niedopasowanych o wysokim potencjale jonowym HFSE, m.in. niobu i cyrkonu, są niemal analogiczne w bazaltach migdałowcowych i bazaltach afanitowych, wynosząc odpowiednio Nb: 10–15 ppm, Zr: 138–168 ppm. Koncentracja lekkich pierwiastków ziem rzadkich w próbkach reprezentujących oba typy litologiczne jest na tym samym poziomie i wynosi La: 11,6–19,8 ppm. Podobny trend utrzymuje się przy pierwiastkach ciężkich ziem rzadkich HREE. Udział yterbu wynosi Yb: 1,47–1,99 ppm.

Zawartości pierwiastków ziem rzadkich znormalizowane do średniego udziału w chondrycie określa ją podobny stopień wzbogacenia w stosunku do chondrytu poniżej $100 \times$ ($50 \times - 80 \times$ chondryt). Krzywe mają umiarkowanie wzniesiony przebieg nie tylko w strefie pierwiastków lekkich LREE ale w strefie pierwiastków ciężkich HREE i są względem siebie prawie równoległe (fig. 16). Tylko w próbce Bus-4044 zaznacza się słaba anomalia europowa. Taki kształt jest konsekwencją podobnych stopni frakcjonacji REE, wyrażonych stosunkami:

	Bus-3773	Bus-3930	Bus-4044
$(\text{La/Yb})_N$	5,66	7,13	5,22
$(\text{La/Sm})_N$	1,58	2,36	2,14
$(\text{Sm/Yb})_N$	3,57	3,02	2,44

Dla porównania (fig. 16) umieszczono charakterystyki REE znormalizowane do chondrytu niskotytanowego pikrytu z Kaplonosów i wysokotytanowego bazaltu toleitowego z Mielnika, także reprezentujących formację sławatycką.

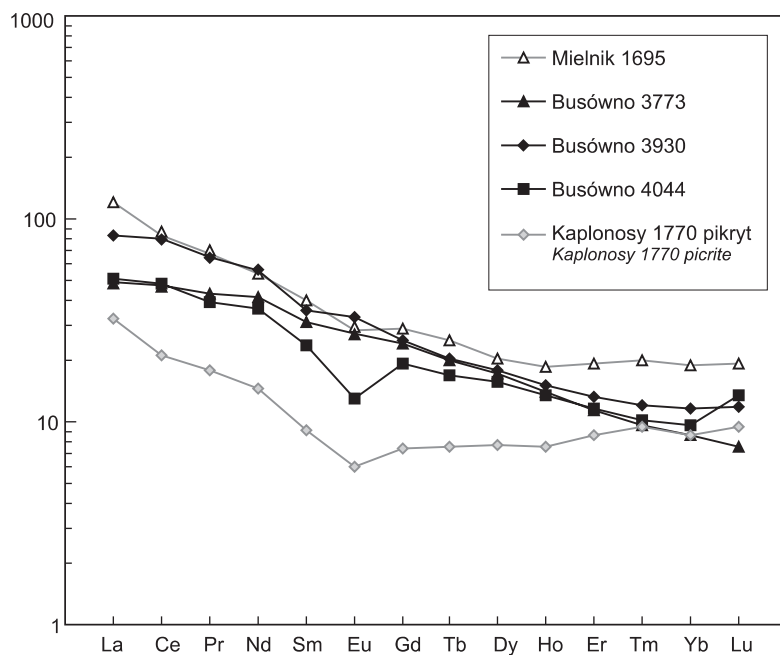


Fig. 16. Diagram zawartości pierwiastków ziem rzadkich w bazaltach z Busówna, znormalizowany do składu chondrytu (Sun, McDonough, 1989) w porównaniu z charakterystyką ubogich w Ti pikrytów i bogatych w Ti toleitytów z Kaplonosów i Mielnika

Chondrite-normalized rare-earth element diagram for the Busówno basalts compared to low Ti picrite and high Ti tholeiite patterns from Kaplonosy and Mielnik boreholes (normalised values after Sun, McDonough, 1989)

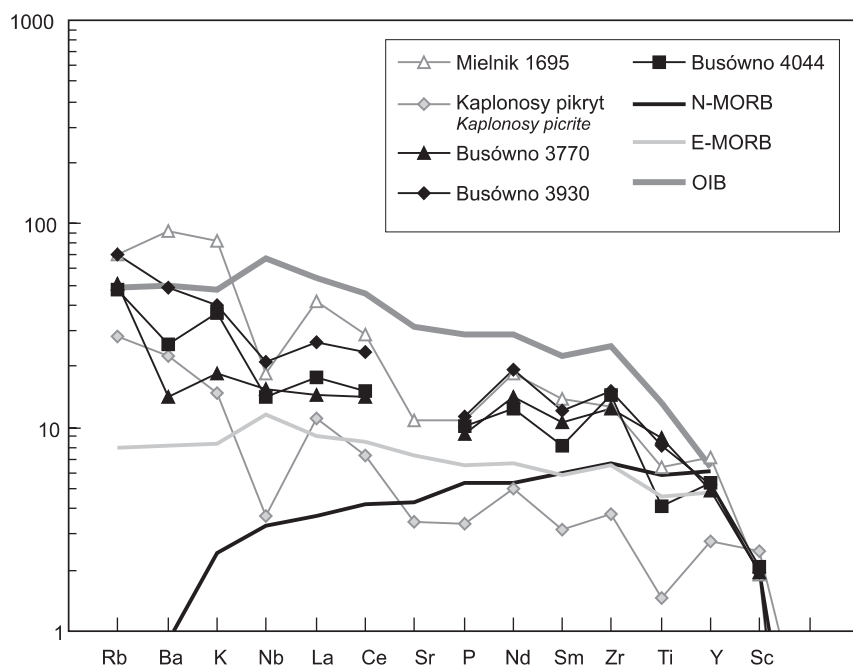


Fig. 17. Diagram zawartości niedopasowanych pierwiastków śladowych znormalizowanych do składu prymitywnego płaszczu (Sun, McDonough, 1989)

Dla porównania podano charakterystyki N-MORB, E-MORB i OIB – objaśnienia w tekście

Primitive mantle-normalized incompatible elements diagram compared to the N-MORB, E-MORB and OIB composition (PM values – after Sun and McDonough, 1989)

Explanations in the text

Charakterystyki pierwiastków niedopasowanych znormalizowanych do składu prymitywnego płaszczu przedstawia diagram na figurze 17, w którym pierwiastki są uszeregowane według stopnia niedopasowania, poczynając od najbardziej niedopasowanego rubidu do najmniej dopasowanego skandyu. Na diagramie czternastopierwiastkowym charakterystyki trzech analizowanych próbek z Busówna odwzorowuje bardzo zbliżony kształt, nieco wzniesiony przy mobilnych pierwiastkach LILE, a płaski i opadający przy pierwiastkach HFSE. Sam przebieg krzywej najbardziej jest zbliżony do średniego składu bazaltów wysp oceanicznych (OIB). Dla porównania na diagramie umieszczono cechy bazaltów grzbietów śródoceanicznych normalnych (N-MORB) i wzbogaconych (E-MORB), a także charakterystyki pikrytu (niskotytanowego) z profilu Kaplonosy oraz wysokotytanowego bazaltu z profilu Mielnik, jako przykłady innych typowych skał wulkanicznych serii sławatyckiej. W przedstawionych charakterystykach z Busówna, a także z Kaplonosów i Mielnika, rysują się wyraźne ujemne anomalie: niobowa, strontowa, fosforowa oraz tytanowa tylko w pikrytach. Ta ostatnia ma ścisły związek z niskotytanowym charakterem tych skał. Anomalia niobowa jest prawie zawsze obecna w toleitytach kontynentalnych typu CFB. Ujemna anomalia niobowa jest tu spowodowana kontaminacją magmy przez kontynentalną skorupę. Od dawna istnieją poglądy zakładające obecność tzw. składnika subdukcyjnego w płaszczu litosferycznym, kontaminującego magmy toleitytowe CFB (Hawkesworth i in., 1993; Hergt i in., 1991). Kolejna ujemna anomalia strontowa jest wywołana niskociśnieniowym frakcjonowaniem plagioklazów. Obserwuje się ponadto wysokie i zmienne stosunki LILE/HFSE, np. Ba/Nb, co jest charakterystyczną cechą dla wielu bazaltów prowincji kontynentalnych pokryw CFB.

Na podstawie cech geochemicznych bazaltów z Busówna można próbować oceniać rodzaj środowiska geotektonicznego. Najlepiej ilustruje to jeden z diagramów tektonomagmowych, oparty na niemobilnych pierwiastkach HFSE La–Y–Nb, (Cabanis, Lecolle, 1989). Pozwala on na wyróżnienie trzech głównych środowisk: 1 – łuków wulkanicznych, 2 – kontynentalne i 3 – oceaniczne, z bazaltami 1A – wapniowo-alkalicznymi, 2A – kontynentalnymi, 3A – alkaliczne bazalty ryftów kontynentalnych. Pozostałe mniejsze pola opisują bazalty basenów załukowych, E-MORB, N-MORB i środowiska przejściowe (fig. 18). Skały z Busówna, projektujące się w polu 2A, wykazują prawie typowe cechy bazaltów kontynentalnych. Brak jest współczesnych przykładów CFB (Wilson, 1989) i dlatego jakiegokolwiek porównania muszą odnosić się tylko do kopalnych prowincji CFB. Skały z Busówna, podobnie jak cała seria sławatycka, wykazują wiele geochemicznych analogii z syberyjską prowincją CFB. Wyróżniono w niej przede wszystkim monotonną serię toleitową, jednak z dwoma typami bazaltów: wysokotytanowymi i niskotytanowymi. Obecna jest też seria alkaliczna – meymechity (dolina rzeki Meymecha) oraz rzadkie w CFB pikryty (Arndt i in., 1998). Wyniki badań petrogenetycznych toleitów syberyjskich wskazują na źródło w płaszczu litosferycznym (Linghtfood i in., 1990) i frakcjonowanie w wielkich komorach magmowych stanowiących układy

otwarte, stąd kontaminacja i pojawiająca się wyraźna charakterystyka skorupowa. Obecność dwóch odmiennych pod względem zawartości Ti typów toleitów bywa tłumaczona pośrednio zmienną miąższością litosfery i wpływem pióropusza płaszczu. Syberyjska prowincja CFB jest związana z post-tektoniczną ekstensją na przełomie permu i triasu (248 mln). Poprzedziła ją kolizja kontynentalna Baltica–Syberia (270–220 mln lat) i powstanie orogenu uralskiego. Przejście NW krawędzi kratonu syberyjskiego nad pióropuszem płaszczu i stopniowe podnoszenie się czoła pióropusza wywołało umiarkowaną ekstensję (Wooden i in., 1993). Pokrywy bazaltowe CFB, były największymi po MORB przejawami wulkanizmu na Ziemi i podobnie generowane w środowiskach tektoniki ekstensyjnej. Większość prowincji kontynentalnych pokryw bazaltowych CFB jest zdominowana przez erupcje, głównie szczelinowe, zdyferencjowanych bazaltów toleitowych, wzbogaconych w pierwiastki niedopasowane w stosunku do N-MORB, a z charakterystykami przypominającymi OIB i E-MORB, co doskonale prezentuje figura 17. Subalkaliczne wulkanity z Busówna wykazują zatem wszystkie typowe cechy kontynentalnych pokryw bazaltowych CFB. Obecność dwóch typów bazaltów nisko- i wysokotytanowych, wraz z niewielkimi przewarstwieniami pikrytów, może wiązać się ze strefą lokalnego ścięnienia litosfery i skorupy.

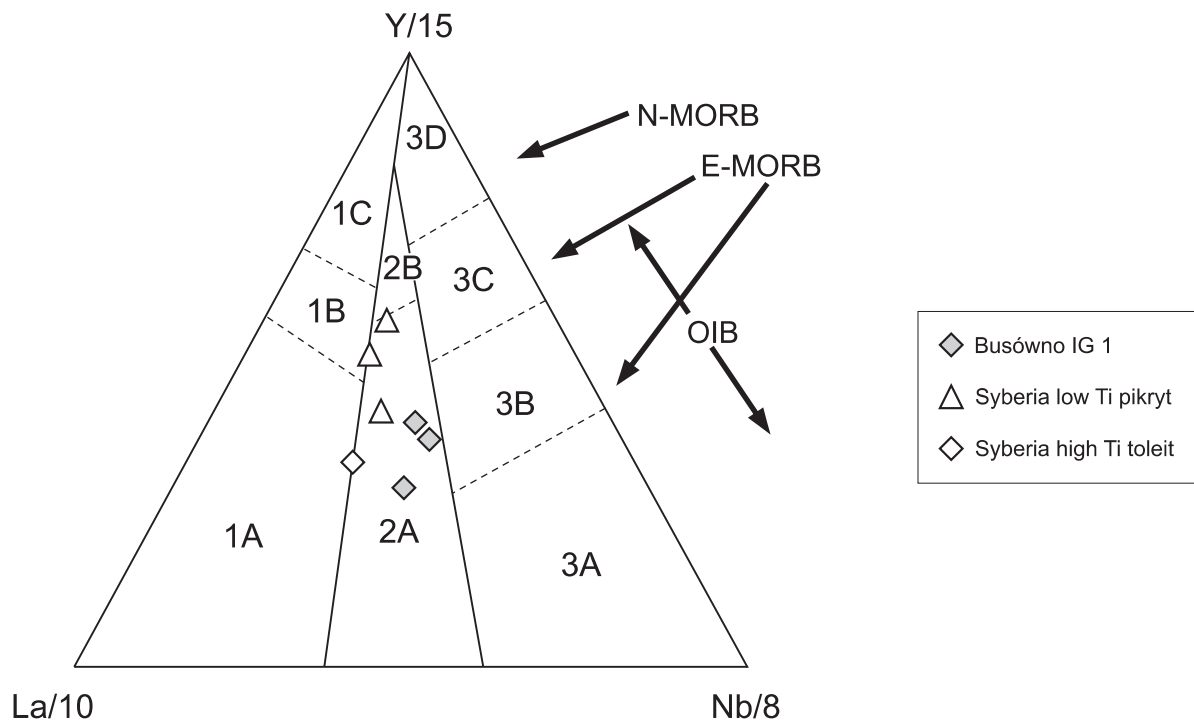


Fig. 18. Diagram tektonomagmowy La–Y–Nb (Cabanis, Lecolle, 1989)

Główne wyróżnione środowiska: 1 – łuków wulkanicznych, 2 – kontynentalne, 3 – oceaniczne; w tym bazalty: 1A – wapniowo-alkaliczne, 1B – pośrednie (między 1A a 1C), 1C – toleity łukowe, 2A – kontynentalne, 2B – bazalty załukowe, 3A – alkaliczne bazalty ryftów kontynentalnych, 3B, 3C – E-MORB, 3D – N-MORB

Geochemical discrimination of the environment of basalts from Busówno IG 1 by La–Y–Nb diagram (Cabanis, Lecolle, 1989)

Fields contain: 1 – volcanic-arc basalts, 2 – continental basalts, 3 – oceanic basalts; subdivisions of the fields: 1A – calc-alkaline basalts, 1B – overlap between, 1C – arc tholeites 1A–1C, 2A – continental basalts, 2B – back-arc basin basalts, 3A – alkali basalts from intercontinental rift, 3B, 3C – E-type MORB, 3D – N-type MORB

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Busówno IG 1 osady kambru według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 3580,0–2969,5. Ich miąższość wynosi 610,5 m. Głębokość spągu interwału profilu, odpowiadająca utworom kambru, została określona na podstawie próbek rdzeniowych. Strop sukcesji kambryjskiej określono na podstawie pomiarów geofizycznych. Ponad utworami kambru zalegają utwory tremadoku. Głębokości występowania osadów reprezentujących poszczególne jednostki chronostratygraficzne (oddziały) kambru określono na podstawie próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizyki wiertniczej.

Odcinek profilu odpowiadający utworom kambru był w wysokim stopniu rdzeniowany. W środkowym kambrze uzyskano około 95% rdzenia, w dolnym kambrze uzysk był również wysoki i wyniósł około 80%.

Kambr środkowy

Według pomiarów geofizycznych kambr środkowy obejmuje odcinek profilu Busówno IG I na głębokości 2969,5–3102,0 m. Jego miąższość wynosi 132,5 m. Strop środkowego kambru wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych, natomiast jego spąg na podstawie próbek rdzeniowych (na głębokości 3099,5 m). Różnica 2,5 m wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem rdzenia.

Utwory środkowego kambru występują pod osadami ordowiku (tremadoku). Spektrum litologiczne środkowego kambru jest mało urozmaicone. Tworzą go głównie drobnoziarniste, jasnoszare piaskowce, miejscami przewarstwiające się z iłowcem lub mułowcami. W piaskowcu drobnoziarnistym bez przewarstwień iłowca lub mułowca występują nieliczne skamieniałości śladowe *Palaeophycus* isp. W odcinkach profilu, w których pojawiają się przewarstwiające się piaskowce i mułowce, stwierdzono obecność bardzo licznych skamieniałości śladowych: *Monocraterion* isp., *Bergaueria* isp., *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Monomorphichnus* isp., *Palaeophycus* isp., *Teichichnus rectus* Seilacher.

W piaskowcu drobnoziarnistym występują bardzo liczne ziarna glaukonitu. W spektrum litologicznym środkowego kambru podrzędnie pojawiają się piaskowce różnoziarniste.

Osady środkowego kambru w otworze Busówno IG 1 nie mają dokumentacji biostratygraficznej. Na prawdopodobną obecność najniższego poziomu biostratygraficznego środkowego kambru w omawianym profilu może wskazywać korelacja z sąsiednimi otworami Łopiennik IG 1 i Kaplonosy IG 1. We obu wymienionych wyżej otworach występuje fauna trylobitów, między innymi z *Ellipsocephalus polytomus* Linnarsson. Wskazuje ona na poziom *Acadoparadoxides oelandicus* (Lendzion, 1983a, b).

Utwory środkowego kambru były deponowane w środowisku otwartego wybrzeża morskiego, z wyraźnym od-

działaniem falowania i sztormów. Brak ewidentnych wskaźników obecności pływów w zapisie facjalnym wskazuje na ich brak lub minimalny wpływ ich oddziaływania.

Piaskowcowo-iłowcowe osady środkowego kambru reprezentują formację kostrzyńską (Lendzion, 1983a, b).

Kambr dolny

Według pomiarów geofizycznych dolny kambr obejmuje odcinek profilu Busówno IG 1 od głębokości 3102,0–3580,0 m i miąższości 478,0 m. Według rdzenia jest to głębokość 3099,5–3580,0 m, a jego miąższość wynosi 480,5 m. Różnica 2,5 m wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem rdzenia.

Wykształcenie litologiczne utworów dolnego kambru jest stosunkowo mało urozmaicone. Są to najczęściej pakiety nieregularnie przewarstwiających się piaskowców, iłowców i mułowców z bardzo licznymi pograżami piaskowca w iłowcu. W odcinkach z licznymi przewarstwieniami piaskowcowo-mułowcowymi występują bardzo liczne skamieniałości śladowe: *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Bilinichnus punctatus* Pacześna, *Monocraterion* isp., *Bergaueria major* Palij. Innym typem litologicznym są jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, poziomo warstwowane, z ziarnami glaukonitu, z nielicznymi wkładkami pakietów piaszczysto-mułowcowych. Występują tu nieliczne skamieniałości śladowe: *Monocraterion tentaculatum* Torell, *Monocraterion* isp.

W górnej części sukcesji dolnokambryjskiej dominuje szary mułowiec, z nieregularnymi wkładkami drobnoziarnistego piaskowca. Występują tu bardzo liczne skamieniałości śladowe: *Skolithos bulbus* Alpert, *Skolithos* isp., *Chondrites* isp., *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij, *Monocraterion* isp., *Monocraterion tentaculatum* Torell, *Diplocraterion parallellum* Torell, *Skolithos linearis* Haldemann,

Inną charakterystyczną cechą spektrum litologicznego w dolnym kambrze otworu Busówno IG 1 jest obecność piaskowcowo-iłowcowych pakietów, w których osad jest całkowicie przerobiony przez organizmy. Występują tu bardzo liczne skamieniałości śladowe. Są to domichnia filtratorów: *Diplocraterion parallellum* Torell, *Monocraterion tentaculatum* Torell, *Skolithos linearis* Haldemann.

W piaskowcu występuje małokątowe (20°) warstwowanie przekątne w dużej skali i warstwowanie poziome. Rzadziej jest obserwowane dużokątowe (30–40°) warstwowanie przekątne w dużej skali i laminacja smużysta.

W najniższej części sukcesji dolnokambryjskiej dominują utwory mułowcowe. Tworzą one pakiety o miąższości dochodzącej do 12,0 m. Przewarstwienia piaskowca drobnoziarnistego są rzadko spotykane i mają niewielką miąższość, dochodzącą do 2,0 m.

W odcinkach występowania przewarstwiających się piaskowców i mułowców pojawiają się bardzo liczne skamieniałości śladowe: *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Treptichnus triplex* Palij i *Treptichnus lublinensis* Paczeńska.

Utwory dolnego kambru w otworze Busówno IG 1 nie mają dokumentacji biostratygraficznej opartej na faunie trylobitowej. W najniższej części dolnego kambru został wyróżniony poziom *Platysolenites antiquissimus* Eichwald na podstawie występowania zespołu skamieniałości śladowych, do których należą przede wszystkim *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus triplex* Palij i *Treptichnus lublinensis* Paczeńska. Są to ichnotaksony wskaźnikowe dla najniższego dolnego kambru w całym lubelskim basenie sedymentacyjnym (Paczeńska, 1996). W wyniku korelacji osadów w profilu Busówno IG 1, zawierających te skamieniałości śladowe z utworami z innych, sąsiednich otworów, w których stwierdzono występowanie skamieniałości *Platysolenites antiquissimus* Eichwald można było z dużym prawdopodobieństwem zaliczyć osady ze spągowej części sukcesji dolnokambryjskiej do wspomnianego wyżej poziomu.

Jolanta PACZEŚNA

FACJE I SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W SUKCESJI KAMBRYJSKIEJ

Ewolucja facjalna lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego w kambrze została zdeterminowana zmianą reżimu tektonicznego basenu na przełomie ediakaru i kambru. Silikoklastyczna sekwencja utworów kambryjskich profilu Busówno IG 1 reprezentuje poryftową fazę ewolucji basenu lubelsko-podlaskiego. Po definitywnym ustaniu procesów ryftowych we wczesnym kambrze, rejon profilu Busówna znalazł się na pasywnym brzegu paleokontynentu Baltiki (Poprawa, Paczeńska, 2002; Paczeńska, Poprawa, 2005a, b; Paczeńska, 2006).

Odcinek profilu Busówno IG 1 w dolnym i środkowym kambrze reprezentuje osady klastyczne górnej części formacji włodawskiej, formacji mazowieckiej, nierozdzielonej formacji kapłonoskiej i radzyńskiej oraz formacji kostrzyńskiej (Lendzion, 1983a, b; Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 2001; 2006).

Metodyka badań facjalnych

Zakres badań sedymentologicznych obejmował przede wszystkim wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na szczegółowym profilu roboczym sporządzonym w skali 1:100. W tekście niniejszego artykułu przedstawiono opis facji (tab. 7) i asocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji.

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Miałła (1977, 2000) oraz wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału. W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Nowy, chronostratygraficzny podział systemu kambryjskiego

Ze względu na niekorelatywność tradycyjnego, trójdzielnego podziału systemu kambryjskiego w skali globalnej, Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (ISCS) zaproponowała a Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (ICS) (2007) ratyfikowała nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego (fig. 19). Wyróżnione w nim cztery oddziały i dziesięć pięter kambru nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi. Dla każdego z pięter podano wiek geochronologiczny ich dolnych i górnych granic. Nowe wydzielenia geochronologiczne w systemie kambryjskim nie mają jeszcze statusu formalnych jednostek stratygraficznych i oczekują na ratyfikację ich definicji przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (stan na październik 2007 r.) (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Międzynarodowa..., 2007). Ich wydzielenie jest oparte na odmiennych zasadach biostratygraficznych, głównie na innej faunie trylobitowej. Nowy podział chronostratygraficzny kambru zastosowano na profilu litologiczno-stratygraficznym otworu Busówno IG (por. fig. 4, 19).

Systemy depozycyjne i asocjacje facjalne

Wyróżnione w profilu kambru systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych, determinujących ich oznaczenie oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe, struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne.

W silikoklastycznej sekwencji kambru profilu Busówno IG 1 wyróżniono nadsystem płytkiego, otwartego zbiornika morskiego, wyznaczając w nim dwa systemy depozycyjne: przybrzeża i odrzeża. Zasięgi wymienionych systemów depozycyjnych przyjęto według MacEachern, Pemberton (1992).

- P – przybrzeża, rozciągającego się między średnią niską wodą a minimalną, normalną podstawą falowania;
- O – odrzeża, obejmującego strefę rozciągającą się między minimalną (normalną) podstawą falowania a maksymalną, sztormową podstawą falowania.

System depozycyjny przybrzeża (P)

Asocjacja facjalna górnego przybrzeża (PG)

Opis. Asocjację facjalną PG reprezentują następujące facje: Sfx, Sp, Sl, Sh. Facje mułowcowe są reprezentowane przez fację Mm i niekiedy Mm(A). Frekwencja skamieniałości śladowych jest bardzo niska. Są to głównie domichnia filtratorów *Monocraterion* isp. i *Diplocraterion parallelum* (fig. 20A, B). W rzadko spotykanych, cienkich wkład-

System	Tradycyjne wydzielenia	Gradstein i in., 2004	Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (ISCS) Babcock i in., 2005; Międzynarodowa... 2007	
	Geyer i Shergold, 2000; Geyer, 2005; Lenzion, 1983a, b		oddział	piętro
K A M B R	górnny kambr	furong (oddział)	furong	piętro 10
				piętro 9
				paib
	środkowy kambr	środkowy kambr	oddział 3	piętro 7
				drum
				piętro 5
	dolny kambr	dolny kambr	oddział 2	piętro 4
				piętro 3
			terreneuv	piętro 2
				piętro 1

Fig. 19. Korelacja tradycyjnych i aktualnie proponowanych chronostratygraficznych wydzielen systemu kambryjskiego

Correlation of the traditional and actually proposed chronostratigraphical divisions of the Cambrian system

kach mułowcowych facji Mm(A) występują nieliczne kanały osadozerców *Gyrolithes polonicus* Fedokin (fig. 21Dx), *Planolites montanus* Richter (fig. 21Dy), *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Teichichnus rectus* Seilacher.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Górne przybrzeże (*shoreface*) obejmuje obszar otwartego wybrzeża, rozciągającego się od linii wyznaczającej zasięg najniższej wody

do minimalnej podstawy falowania przy spokojnej, niesztormowej pogodzie. Asocjacja facjalna GP w analizowanym profilu cechuje się częstym występowaniem piaskowców drobnoziarnistych planarnie małowatowo warstwowanych przekątnie (fig. 21A). Często przewarstwiają się one z piaskowcami drobnoziarnistymi z dużokątowym przekątnym warstwowaniem planarnym. Wspomniana wyżej sukcesja sta-

Tabela 7

Zestawienie facji wyróżnionych w utworach dolnego i środkowego kambru

Listing of facies distinguished in the Lower and Middle Cambrian deposits

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedimentacyjne, wskaźnik bioturbizacji BI	Skamieniałości śladowe
Gp	Zlepienie polimiktyczne zbudowane z dobrze obtoczonych klastów szarego kwarcu i mułowca o średnicy 0,5–1,0 cm, masywne. Tworzą w profilu jedną warstwę o miąższości 0,20 m	brak
Gm	Zlepienie monomiktyczne zbudowane z dobrze obtoczonych klastów szarego kwarcu o średnicy 0,5–1,3 cm, masywne. Tworzą w profilu warstwę o miąższości 0,15 m	brak
Gif	Zlepienie monomiktyczne zbudowane z klastów czarnego ilowca, tkwiących w spoiwie piaskowcowym, z drobnymi kongrecjami fosforytowymi i pirytowymi. Tworzą w profilu warstwę o miąższości 0,70 m	brak
Sfc	Piaskowce różnoziarniste, szarobeżowe. Tworzą w profilu warstwę o miąższości 6,0 m	brak
Sfx	Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane pod dużym kątem przekątnie w dużej skali o nierozpoznawalnym w rdzeniu rodzaju warstwowania. BI-(5–6)	<i>Skolithos linearis</i> <i>Monocraterion</i> isp. <i>Diplocraterion parallellum</i>
Sm(A)	Piaskowce drobnoziarniste masywne, rzadko przewarstwiające się z bardzo cienkimi warstewkami mułowca. Liczne skamieniałości śladowe. BI-(5–6)	<i>Planolites beverleyensis</i> <i>Planolites montanus</i> <i>Bergaueria</i> isp. <i>Monocraterion</i> isp. <i>Teichichnus rectus</i> <i>Bergauria major</i> <i>Planolites</i> isp. <i>Bilinichnus punctatus</i> <i>Gyrolithes polonicus</i>
Sm	Piaskowce drobnoziarniste, masywne	<i>Palaeophycus</i> isp. <i>Monomorphichnus</i> isp. <i>Monocraterion</i> isp.
Sfp	Piaskowce drobnoziarniste małąkątowo przekątnie warstwowane w dużej skali	brak
Sl	Piaskowce drobnoziarniste małąkątowo przekątnie warstwowane w dużej skali. Liczne skamieniałości śladowe. BI-(4)	<i>Skolithos linearis</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i> <i>Diplocraterion parallellum</i>
Sh	Piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym. Liczny glaukonit. BI-(3)	<i>Skolithos</i> isp. <i>Monocraterion tentaculatum</i> <i>Monocraterion</i> isp.
Sp	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie płasko warstwowane pod dużym kątem	brak
Sf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą	brak
Sr	Piaskowce drobnoziarniste z przekątną laminacją riplemarkową	brak
Mm(A)	Mułowce szare lub szarzielone, masywne, przewarstwiające się z cienkimi warstewkami piaskowca drobnoziarnistego, z bardzo licznymi skamieniałościami śladowymi. BI-(6)	<i>Gyrolithes polonicus</i> <i>Skolithos</i> isp. <i>Skolithos bulbosus</i> <i>Chondrites</i> isp. <i>Bilinichnus simplex</i> <i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i> <i>Diplocraterion parallellum</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i> <i>Skolithos linearis</i> <i>Treptichnus triplex</i> <i>Treptichnus lublinensis</i>
Mm	Mułowce szare masywne	brak
Cm(A)	Iłowce czarne, masywne	<i>Planolites montanus</i>
Ci	Iłowce szarzielone z rzadkimi warstewkami piaskowca drobnoziarnistego	brak

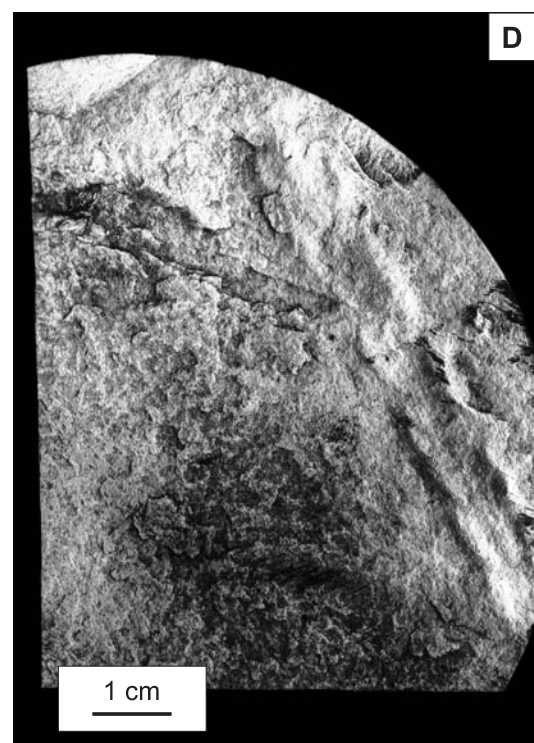
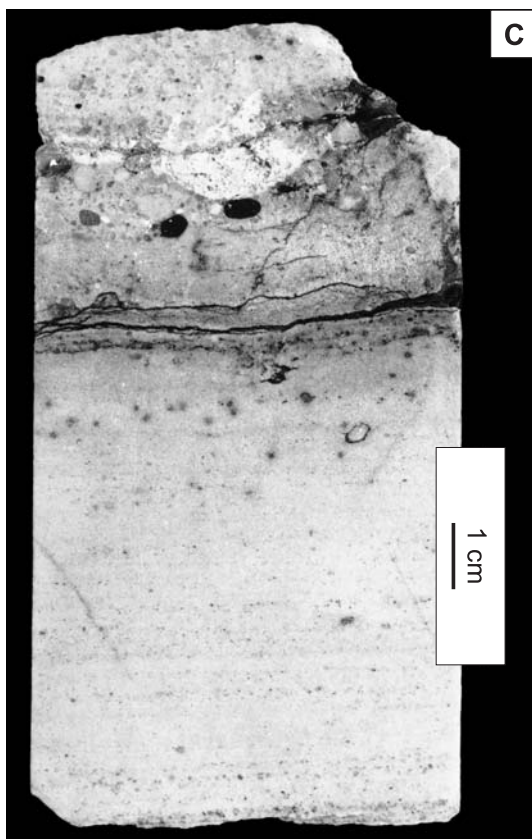
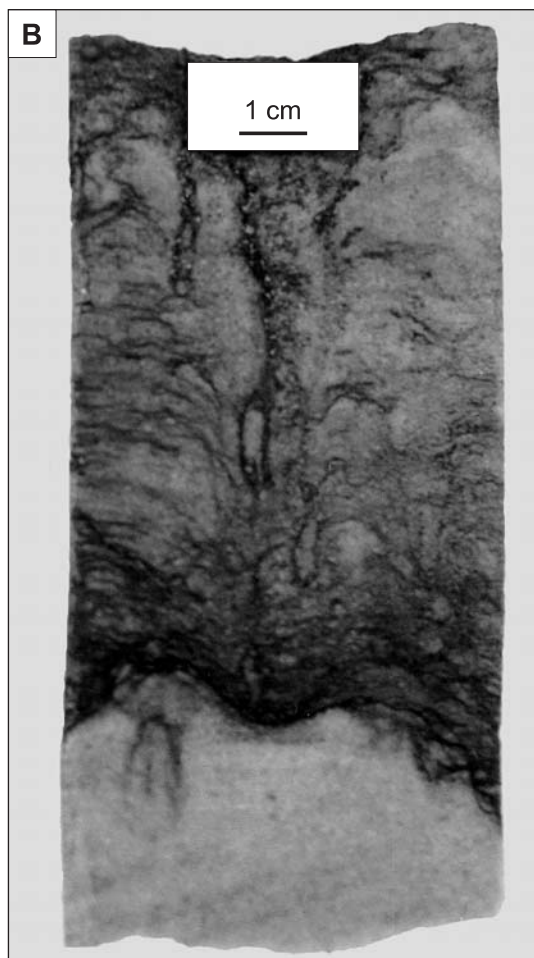
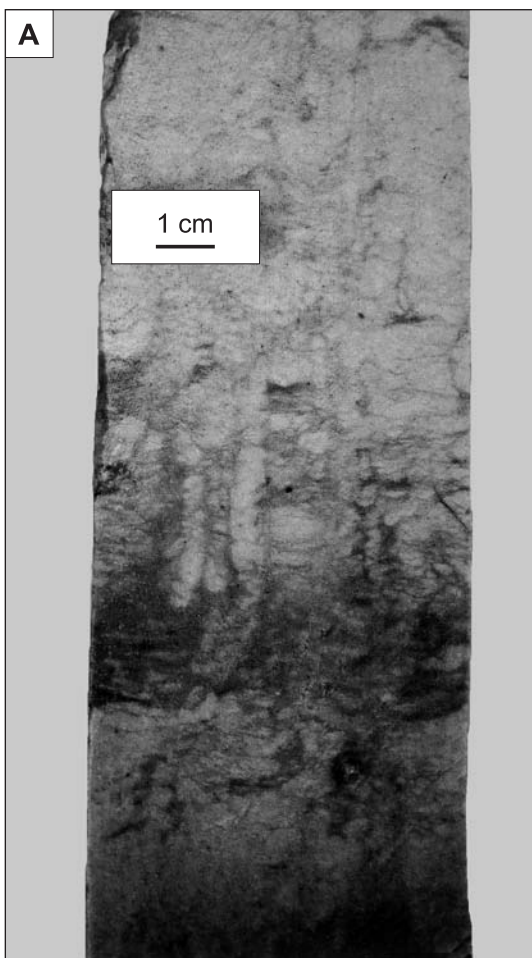


Fig. 20. Charakterystyczne osady kambru

A – zbioturbizowany piaskowiec drobnoziarnisty przewarstwiający się z mułowcem, przykład ichnofacji *Glossifungites* i transgresywnej powierzchni erozyjnej, formacja kaplonoska + radzyńska, głęb. 3239,3 m; **B** – zbioturbizowany piaskowiec drobnoziarnisty przewarstwiający się z mułowcem, w spągu rdzenia powierzchnia erozyjna w przekątnie warstwowanym piaskowcu drobnoziarnistym, przykład ichnofacji *Glossifungites* i transgresywnej powierzchni erozyjnej, formacja kaplonoska + radzyńska, głęb. 3283,0 m; **C** – erosion surface with monomictic quartz conglomerate at the upper part of fine-grained sandstone bed, Kaplonosy + Radzyń Formation, depth 3308.0 m; **D** – *Bilinichnus punctatus* Paczeńska, osady proksymalnego górnego odrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 3522,0 m

Characteristic deposits of the Cambrian

A – bioturbated fine-grained sandstone intercalated with mudstone, *Glossifungites* ichnofacies and transgressive surface of erosion example, Kaplonosy + Radzyń Formation, depth 3239.3 m; **B** – bioturbated fine-grained sandstone intercalated with mudstone, erosion surface in the cross-bedded fine-grained sandstone at the base of core sample, *Glossifungites* ichnofacies and transgressive surface of erosion example, Kaplonosy + Radzyń Formation, depth 3283.0 m; **C** – erosion surface with monomictic quartz conglomerate at the upper part of fine-grained sandstone bed, Kaplonosy + Radzyń Formation, depth 3308.0 m; **D** – *Bilinichnus punctatus* Paczeńska, proximal upper offshore deposits, Mazowsze Formation, depth 3522.0 m

←

nowi zapis migracji wielokierunkowych, sinusoidalnych megariplemarków (Raychaudhuri i in., 1992; MacEachern, Pemberton, 1992; Pemberton i in., 1992). W wyniku przemieszczenia się struktur dna i dużej mobilności osadu w strefie górnego przybrzeża, infauna filtratorów, która zamieszkiwała pionowe lub ukośnie posadowione jamki, nie mogła zasiedlać tej strefy przybrzeża. Innym, negatywnym czynnikiem środowiskowym była mała zawartość substancji organicznej, powodująca zubożenie zasobów pokarmowych w tak wysokoenergetycznym środowisku, skutecznie eliminujące z siedliska osadożerców, bytujących wewnątrz osadu w poziomych kanałach żerowiskowych (Paczeńska, 1996).

W obrębie asocjacji górnego przybrzeża, w profilu Busówno IG 1 wyróżniono dwie subasocjacje facjalne. Należą do nich subasocjacje proksymalnego i dystalnego górnego przybrzeża (PGP i DGP). W subasocjacji PGP wyraźnie dominują piaskowce grubo- i drobnoziarniste wykształcone w facji Sl i Sfx. Skamieniałości śladowe są rzadko spotykane lub nie występują wskutek niesprzyjających dla zachowania się jamek mieszkalnych warunków środowiskowych. Była to głównie wysoka energia środowiska oraz niskie właściwości kohezyjne gruboziarnistych osadów strefy PGP.

Drugą subasocjacją górnego przybrzeża było dystalne górne przybrzeże (DGP). Rozciągało się ono powyżej minimalnej podstawy falowania. Dominującym czynnikiem środowiskowym była wysoka energia środowiska. Wśród struktur sedimentacyjnych dominuje facja Sf, rzadziej Sr (fig. 21B). Wśród facji mułowcowych najczęściej występuje facja Mi(A) i Mm. Skamieniałości śladowe są liczne i stanowią ichnotaksonomicznie zróżnicowany zespół. Dominują w nim fodinichnia osadożerców *Treptichnus bifurcus* Billings, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings). Domichnia filtratorów reprezentują liczne jamki *Monocraterion* i rzadziej *Skolithos*.

Asocjacja facjalna dolnego przybrzeża (DP)

Opis. W odcinkach profili odpowiadających asocjacji facjalnej dolnego przybrzeża dominują piaskowcowe facje Sm(A) oraz mułowcowa facja Mm, rzadko z przeławieniami

piaskowców drobnoziarnistych facji Sr lub Sf. Wśród skamieniałości śladowych dominują fodinichnia osadożerców *Planolites montanus*, *Planolites beverleyensis*, *Trichophycus pedum* i *Teichichnus rectus*. Wskaźnik bioturbizacji osadu (BI) osiąga wartości od 4 do 6.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Wysoki wskaźnik bioturbizacji (4–6) wskazuje na sprzyjające warunki dla egzystencji osadożerców, którzy byli związani z facją niskoenergetyczną Mm. Asocjacja facjalna DP była asocjacją przejściową między wysokoenergetyczną asocjacją przybrzeża i niskoenergetyczną asocjacją odrzeża. Z tego względu występują w niej zarówno facje wysokoenergetyczne, do których należy facja Sm, jak i niskoenergetyczna facja Mm.

System depozycyjny odrzeża (O)

Asocjacja facjalna górnego odrzeża (GO)

Opis. Cechą typową dla asocjacji facjalnej górnego odrzeża jest dominacja facji Mm, Mm(A) oraz dość częste występowanie facji Sr i Sf. Rzadziej występuje facja Sm(A). Zupełnie podrzędnie są spotykane wysokoenergetyczne facje Sp i Sl. Asocjację facjalną GO cechuje występowanie bardzo urozmaiconego ichnotaksonomicznie i etologicznie zespołu skamieniałości śladowych. Wskaźnik bioturbizacji często osiąga maksymalne wartości BI-(6). Dominują tutaj jamki żerowiskowo-mieszkalne, znacznie rzadziej występują jamki mieszkalne – domichnia.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Przewaga fodinichnia osadożerców w niskoenergetycznych środowiskach górnego odrzeża wiązała się ze zwiększoną zawartością zasobów pokarmowych w osadzie. Powodowało to, przy jednoczesnym dobrym natlenieniu zbiornika, wzrost aktywności osadożerców (Beynon, Pemberton, 1992). Wskutek ich wzmożonej działalności życiowej wskaźnik bioturbizacji w asocjacji GO osiągnął wartości (4–6). Rzadkość występowania jamek mieszkalnych filtratorów w środowiskach odrzeża w stosunku do stref przybrzeża wskazuje na pogłębienie się środowisk sedimentacji i znacznie niższą ich energię.

W skład asocjacji górnego odrzeża wchodzi dwie subasocjacje facjalne.

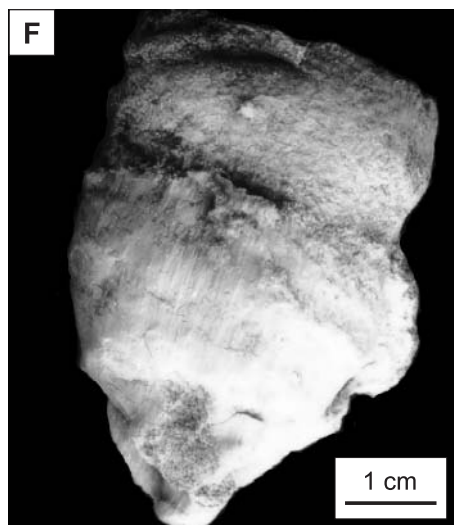
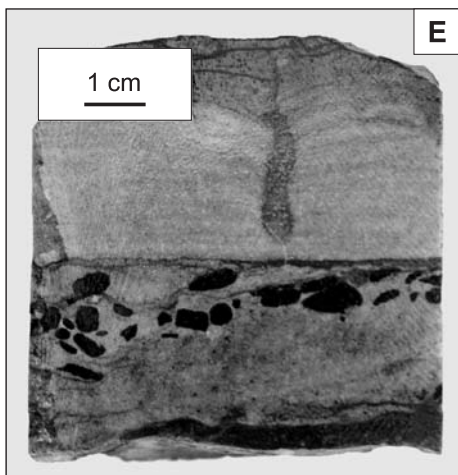
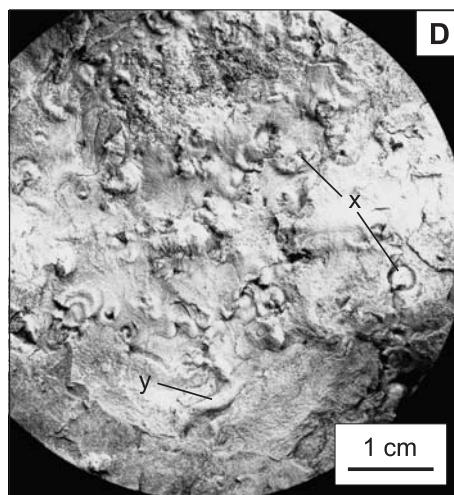
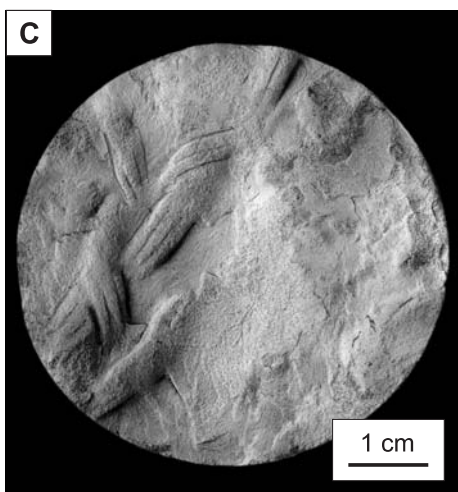
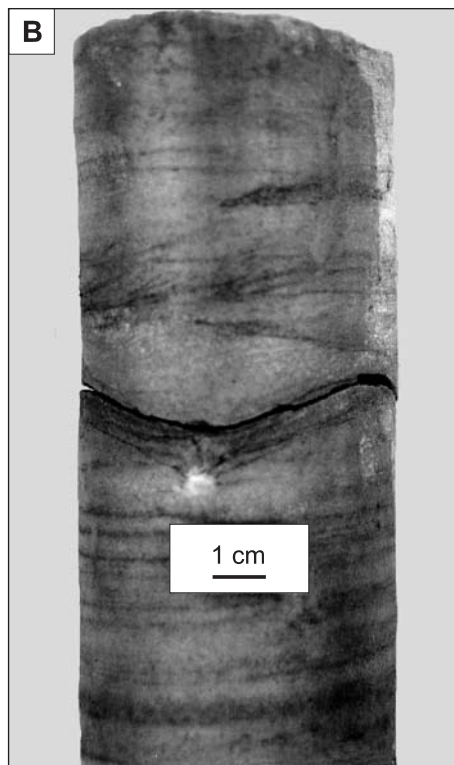


Fig. 21. Charakterystyczne osady kambru

A – małokątowo przekątnie warstwowany w dużej skali piaskowiec drobnoziarnisty, osady proksymalnego górnego przybrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 3505,0 m; **B** – drobnoziarnisty piaskowiec warstwowany poziomo w dolnej części rdzenia, w górnej części rdzenia piaskowiec drobnoziarnisty z przekątną laminacją riplemarkową, formacja kaplonoska + radzyńska, głęb. 3278,0 m; **C** – *Treptichnus triplex* Palij, osady proksymalnego górnego odbrzeża, formacja mazowiecka, głębokość 3501,8 m; **D** – x – *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, y – *Planolites montanus* Richter, osady dystalnego górnego przybrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 3495,0 m; **E** – *Monocraterion* isp., w poziomo warstwowanym piaskowcu drobnoziarnistym, w dolnej części warstwy piaskowca powierzchnia erozyjna z klastami ilowca, formacja kaplonoska + radzyńska, głęb. 3442,0 m; **F** – *Mammilichnis* isp., osady dystalnego górnego przybrzeża, formacja włodawska, głęb. 3487,0 m

Characteristic deposits of the Cambrian

A – large scale, low-angle cross-bedded fine-grained sandstone, proximal upper shoreface, Mazowsze Formation, depth 3505.0 m; **B** – fine-grained sandstone with horizontal bedding at the base of core sample, fine-grained sandstone with cross ripple lamination, Kaplonosy + Radzyń Formation, depth 3278.0 m; **C** – *Treptichnus triplex* Palij, proximal upper offshore, Mazowsze Formation, depth 3501.8 m; **D** – x – *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, y – *Planolites montanus* Richter, distal upper shoreface deposits, Mazowsze Formation, depth 3495.0 m; **E** – *Monocraterion* isp., in the horizontal bedded fine-grained sandstone, surface of erosion with claystone clasts at the lower part of sandstone bed, Kaplonosy + Radzyń Formation, depth 3442.0 m; **F** – *Mammilichnis* isp., distal upper offshore, Włodawa Formation, depth 3487.0 m



Płytszą subasocjacją jest proksymalne górne odbrzeże (PGO) z charakterystyczną dominacją facji Sr. Rzadziej występuje facja Mm(A). Zupełnie podrzędnie pojawia się facja Sp. Wśród skamieniałości śladowych większość stanowią fodinichnia osadożerców, do których należą przede wszystkim *Treptichnus bifurcus* Billings, *T. lublinensis* Paczeńska, *T. triplex* Palij (fig. 21C), *T. rectus* Paczeńska, *Planolites beverleyensis* (Billings). Sporadycznie występują ślady pełzania organizmów, do których należy *Bilinichnus punctatus* Paczeńska (fig. 20D). Frekwencja jamek mieszkalnych filtratorów jest niewielka. Wśród domichnia dość licznie występują jamki *Skolithos linearis* Haldemann oraz *Monocraterion* isp. oraz *Mammilichnis aggeris* Chamberlein (fig. 21F). Są one głównie związane z rzadko występującą facją Sl.

Subasocjacja dystalnego górnego odbrzeża (DGO) jest reprezentowana przez facje piaskowcowe Mm, Mm(A) i rzadziej Sm(A). W niskoenergetycznym środowisku strefy DGO dominowały jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. Głównie były to jamki *Teichichnus rectus* i *Planolites beverleyensis*. W subasocjacji DGO nie stwierdzono występowania jamek filtratorów (domichnia). Przyczyną absencji domichnia był fakt preferowania przez ich twórców wyżej energetycznych siedlisk, które mogłyby zapewnić im większą dostępność zasobów pokarmowych, znajdujących się w zawieszynie wodnej.

Sekwencje depozycyjne

W obrębie neoproterozoiczno-środkowokambryjskiej pokrywy osadowej basenu lubelsko-podlaskiego wydzielono dwie sekwencje depozycyjne drugiego rzędu, oznaczone jako A i B (fig. 22). Są one określane przez główne niezgodności kątowe lub erozyjne w spągu i stropie. Sekwencję A (?najniższy/środkowy neoproterozoik) reprezentują osady facji typu *red-beds* oraz płytkomorskie silikoklastyki. Następna w sukcesji sekwencja depozycyjna drugiego rzędu, oznaczona jako B, obejmuje przedział czasu od późnego ediakaru do środkowego kambru i jest reprezentowana przez zróżnicowane osady zarówno wulkanogeniczne, jak i kla-

styczne. Dolna granica sekwencji B jest wyznaczona przez niezgodność kątową. Górna granica sekwencji B jest zdefiniowana przez niezgodność erozyjną, która obejmuje przedział czasu, od najpóźniejszego środkowego kambru do wczesnego tremadoku.

Dolna część sekwencji B (późny ediakar) obejmuje utwory formacji białopolskiej, lubelskiej i włodawskiej. Jest ona charakteryzowana przez brakiczne środowiska sedymentacji. Reprezentują one transgresywny ciąg systemowy (TST I).

Powyżej w kambryjskim profilu basenu lubelsko-podlaskiego występują utwory formacji mazowieckiej, kaplonoskiej + radzyńskiej i kostrzyńskiej. Osady tych formacji osadziły się w otwartomorskich środowiskach przybrzeża i odbrzeża. Reprezentują one przedział czasu od najwcześniejszego kambru – najniższej części poziomu *Platysolenites antiquissimus* do kambru środkowego (dolnej części poziomu *Paradoxides paradoxissimus*). Górny zasięg tego poziomu jest ograniczony przez erozję. Osady formacji mazowieckiej tworzą ciąg systemowy wysokiego stanu względnego poziomu morza (HST I). HST I jest dokumentowany przez agradację parasekwencji, przechodzącą ku górze profilu w progradację.

Górna granica HST I jest określona przez powierzchnię erozji, która stanowi transgresywnie zmienioną granicę sekwencji niższego, trzeciego rzędu. Powierzchnia ta przed wspomnianą modyfikacją była lateralnym odpowiednikiem powierzchni erozji subaeralnej, dokumentowanej na wschód od basenu lubelsko-podlaskiego, na terenie Białorusi i Ukrainy (por. Mens, 1987) oraz w zachodniej części jego podlaskiej strefy (por. Paczeńska, 2001). Jednocześnie wspomniana powierzchnia stanowi transgresywną powierzchnię erozyjną TSE II, wyznaczoną na podstawie analizy ichnofacjalnej. TSE II i w przybliżeniu koresponduje ze stropem poziomu *Platysolenites antiquissimus*. Jest to również dolna granica kolejnego w sukcesji transgresywnego ciągu systemowego, czyli TST II (fig. 22).

TST II jest charakteryzowany przez retrogradację linii brzegowej oraz gwałtowny wzrost względnego poziomu morza. TST II kończy się w okresie depozycji utworów wyższej

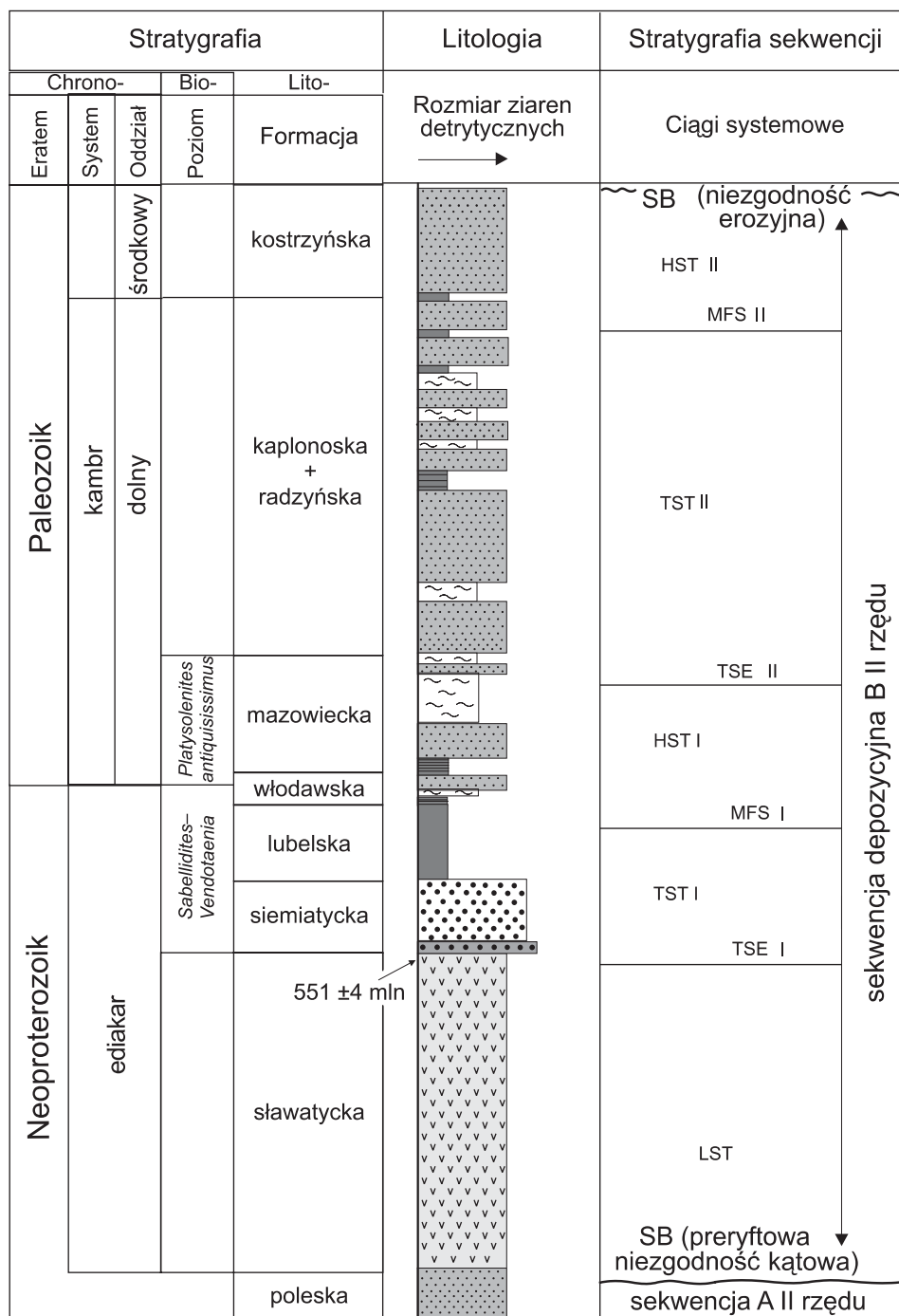


Fig. 22. Sekwencje depozycyjne i ciągi systemowe w ediakarze i kambrze (według Pacześna, Poprawa, 2005a, b)

Depositional sequences and system tracts in the Ediacaran and Cambrian (after Pacześna, Poprawa, 2005a, b)

części poziomu *Protolenus*, w momencie wykształcenia się powierzchni maksymalnego zalewu MFS II. Powyżej MFS II jest wykształcony kolejny ciąg systemowy wysokiego stanu, tj. HST II, składający się z progradujących parasekwencji, zbudowanych z osadów odbrzeża i przybrzeża (fig. 22) (por. Pacześna, 2001). Granice kolejnych parasekwencji w TST II

wyznaczono na podstawie transgresywnych powierzchni erozyjnych (TSE), wyznaczanych przez obecność ichnofacji *Glossifungites* (fig. 20A, B) lub powierzchni erozyjnych z leżącymi na nich warstewkami zlepieńców kwarcowych (fig. 20C).

Magdalena SIKORSKA

PETROGRAFIA OSADÓW KAMBRU

Kambr dolny

Utwory dolnokambryjskie występują w profilu Busówno IG 1 na głębokości 3580,3–3097,6 m. Badaniami objęto dodatkowo osady późnego ediakaru do głębokości 3657,4 m. Są to osady terygeniczne, reprezentowane przez jasnoszare, beżowe piaskowce z licznymi przeławieniami ciemnych skał mułowcowo-iłwcowych, które same tworzą niekiedy kilkumetrowe serie. Licznie występują ślady niespokojnej sedimentacji i bioturbacje.

Mikroskopowe badania petrograficzne wykazały, że zgodnie z klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972) piaskowce są reprezentowane głównie przez drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe (niekiedy typu ortokwarcytów), a w małym stopniu przez bardzo drobnoziarniste waki kwarcowe. Ponadto stwierdzono obecność pyłowców ilastych, iłowców pyłowcowych i iłowców właściwych.

Uziarnienie piaskowców określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego (d_{max}) i najczęstszego (d_{mf}) ziarna kwarcu. Wzajemny stosunek obu wielkości (d_{max}/d_{mf}) świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego.

Piaskowce są dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie. Należą do czystych piaskowców o dobrze obtoczonych ziarnach i na ogół dobrze wysortowanym materiale okrucowym (średnia wartość stosunku $d_{max}/d_{mf} = 3,4$). Te pierwotne cechy teksturalne (fig. 23), które obecnie są zamaskowane przez diagenetyczną sylikifikację, zostały ujawnione w katodoluminescencji (CL). Na zdjęciach CL (fig. 23B, D) widać wyraźnie różnicę w stopniu obtoczenia ziaren w skałach z różnej głębokości. Pozornie wydaje się, że w piaskowcach dominują podłużne i wklęsło/wypukłe kontakty międzyziarnowe (fig. 23A, C), podczas gdy na obrazach CL (fig. 23B, D) widać głównie kontakty punktowe. Wskazują one na umiarkowaną kompaktację mechaniczną.

Zasadniczy składnik detrytu w piaskowcach i pyłowcach dolnego kambru (tab. 8) stanowi kwarc monokrystaliczny. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu wynosi 0,13 mm, a maksymalnego 0,47 mm (największe ziarna osiągają 1,27 mm średnicy). Skalenie (potasowe) w piaskowcach występują w śladowych ilościach, częściej pojawiają się w skałach mułowcowych. Można przypuszczać, że w przyspągowym odcinku badanego profilu (najwyższy ediakar) pierwotnie było więcej skaleni, lecz zostały zastąpione częściowo lub całkowicie przez węglany, kwarc, serycyt. Łyszczyki (muskowit i zielony biotyt) są częstym składnikiem piaskowców, tworzą niekiedy grube pakiety i są częściowo przeobrażone. Wśród minerałów akcesorycznych, we frakcji ciężkiej stwierdzono obecność głównie cyrkonu i turmalinu, sporadycznie piroksenów, amfiboli, rutylu, granatów, autigenicznego anatazu i sfalerytu oraz minerałów nieprzezroczystych: pirytu i magnetytu. W piaskowcach odnotowano występowanie pojedynczych okruców kwarcow-

wych pochodzących ze skał metamorficznych oraz otoczków czertów. W utworach późnego ediakaru obecne są różnej wielkości (max. kilkucentymetrowe) fosfoklasty ilaste, dobrze obtoczone o spłaszczonych kształtach.

Glaukonit najliczniej występuje w późnym ediakarze i górnej części kambru dolnego. W jednej z próbek piaskowca (głęb. 3624,9 m), gdzie udział glaukonitu wynosi 26,0%, ma on charakter spoiwa. Wydaje się, że w tym przypadku glaukonit nie tworzył się *in situ*, lecz został przyniesiony z innej części zbiornika sedimentacyjnego. Najczęściej minerał ten tworzy charakterystyczne owalne ziarna, które w czasie kompaktacji ulegały zdeformowaniu. Na skutek diagenetycznych przeobrażeń glaukonit stracił swą trawiastozieloną barwę i obecnie bywa żółtozielony (niekiedy z brązowym żelazistym pigmentem) lub prawie całkiem odbarwiony. Część ziaren uległa rekrytalizacji. Odnotowano także częściową fosfatazację glaukonitu, która ujawnia się w badaniach katodoluminescencyjnych (fig. 23C, D). Ponadto glaukonit bywa zastępowany przez węglany czy kwarc autigeniczny.

Piaskowce dolnokambryjskie są skałami zwięzłymi, silnie scementowanymi dzięki powszechnej obecności regeneracyjnego cementu kwarcowego oraz innych spoiw. Występowanie regeneracyjnych obwódek na ziarnach kwarcu, szczególnie dobrze widocznych w badaniach katodoluminescencyjnych (CL), nadaje im zazwyczaj nieregularny kształt, ale też w sprzyjających warunkach, przy dużej pierwotnej porowatości, pozwala na tworzenie prostych ścian (fig. 24A, B). Cement węglanowy występuje bardzo nierównomiernie (średnia zawartość w piaskowcach 2,2% obj.). Tworzy drobne skupienia oraz formy poikilitowe i wyjątkowo, w przypadku intensywnej karbonatacji, podstawowe spoiwo piaskowca. Dominującym typem węglanu jest dolomit, a znacznie rzadziej odnotowywano obecność ankerytu. Wśród cementów ortochemicznych pojawia się także baryt, który najczęściej występuje w pseudomorfozach po detrytycznych składnikach skały. Odnotowano też pojedyncze wystąpienie cementu fosforanowego (fig. 24C, D).

Spoivo ilaste ma z reguły charakter pierwotny – protomatrix (Dickinson, 1970), ale obserwuje się także obecność autigenicznego illitu, czy drobne skupienia wtórnego chlorytu o subnormalnych barwach interferencyjnych. Skład ilastego matriksu jest illitowy lub illitowo-chlorytowy, niekiedy z domieszką substancji żelazistej. Udział pelitu ilastego w piaskowcach jest zmienny: od ilości śladowych w ortokwarcytach do 26,0% obj. w wakach (średnio 5,6% obj.).

Istotny udział w utworach kambru dolnego mają drobnoziarniste skały typu iłowców właściwych, pylastych czy pyłowców ilastych. Są to skały będące mieszaniną pelitu ilastego i głównie pyłu kwarcowego z domieszką skaleni, łyszczyków oraz węglanów. Pojawia się w nich glaukonit, fosforany, piryt oraz niekiedy w znacznych ilościach substancja żelazista, nadająca skałom brązowy odcień.

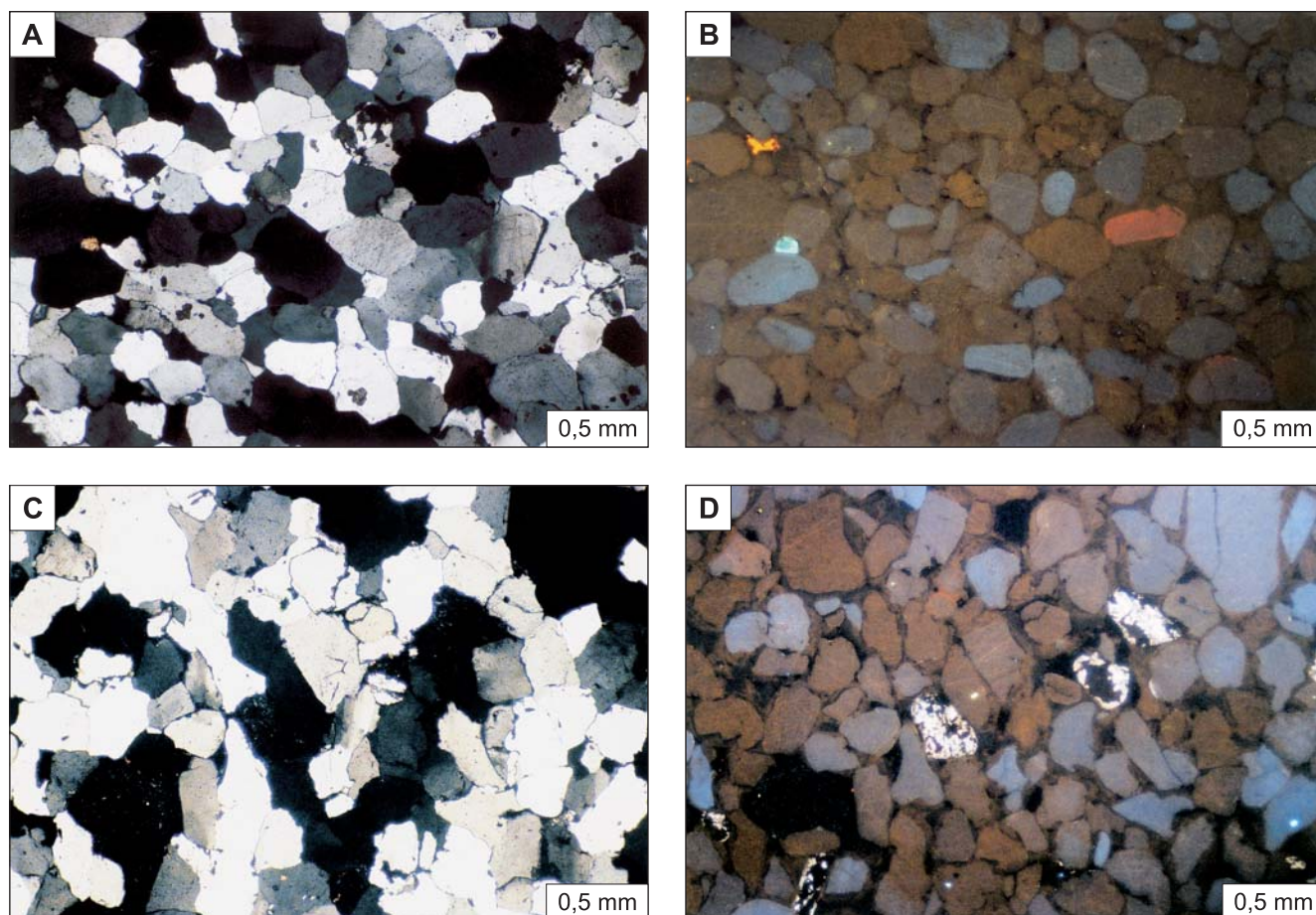


Fig. 23. Obrazy mikroskopowe i katodoluminescencyjne skał kambru i późnego ediacaru

A, B – obraz mikroskopowy (PL, nikole x – A) i katodoluminescencyjny (CL – B) arenitu kwarcowego spojonego regeneracyjnym cementem kwarcowym; w CL widoczne pierwotne cechy teksturalne skały: doskonale obtoczenie ziarn, punktowe kontakty międzyziarnowe; kambr dolny, głęb. 3227,1 m; **C, D** – obraz mikroskopowy (PL, nikole x – C) i katodoluminescencyjny (CL – D) arenitu kwarcowego; w CL widoczne silnie fosforyzowane (biała barwa CL) ziarna glaukonitu, głęb. 3581,5 m, późny ediacar

Crossed polars and CL images of the Cambrian and latest Ediacaran rocks

A, B – crossed polars image (A) and CL image (B) of quartz arenite with quartz cement (quartz overgrowths); CL image shows primary texture features: very well rounded quartz grains and point grain-to-grain contacts; Lower Cambrian, depth 3227.1 m; **C, D** – crossed polars image (C) and CL image (D) of quartz arenite; strongly phosphatised (white CL colour) glauconite grains are visible in CL, depth 3581.5 m, the latest Ediacaran

Kambr środkowy

Utwory środkowokambryjskie występują w profilu na głębokości 3097,6–2949,0 m. Są to osady terygeniczne zdominowane przez jasnoszare, beżowe piaskowce z nieregularnie występującymi cienkimi wkładkami i soczewkami ciemnych skał iłowcowych. Nieliczne są ślady niespokojnej sedymentacji i bioturbacje.

Mikroskopowe badania petrograficzne wykazały, że piaskowce są reprezentowane głównie przez drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe (często typu ortokwarcytów), a sporadycznie przez bardzo drobnoziarniste waki kwarcowe. Ponadto stwierdzono obecność iłowców pyłowcowych – w jednej z próbek zaobserwowano uziarnienie frakcjonalne.

Uziarnienie piaskowców kambru środkowego jest podobne jak w opisanych wcześniej piaskowcach dolnokam-

bryjskich. Pomierzone średnie wielkości najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) i maksymalnego (d_{max}) wynoszą odpowiednio: 0,13 mm i 0,50 mm (max. 1,08 mm). Ponadto piaskowce te charakteryzują się podobnym wysortowaniem: średnia wartość stosunku $d_{max}/d_{mf} = 3,6$ (tab. 8). Większość ziaren jest bardzo dobrze obtoczona. W części przystropowej profilu obserwuje się wyraźnie gorsze wysortowanie w piaskowcach, co przy bardzo dobrym obtoczeniu ziaren, wskazuje na obecność inwersji teksturalnej typu drugiego (*sensu* Folk, 1968), świadczącej o wysokiej energii wód w środowisku sedymentacji.

Piaskowce kambru środkowego są wyjątkowo dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie. Są to czyste piaskowce kwarcowe, w których udział kwarcu jest bardzo duży (tab. 8) i waha się od 66,0 do 99,3% obj. (średnio 93,0% obj.). Są to niemal wyłącznie ziarna monokrystaliczne, wyjątkowo obser-

Tabela 8

Uziarnienie oraz skład mineralny piaskowców i pyłowców kambru

Grain size and mineral composition of Cambrian sandstones and siltstones

Stratygrafia	Głębokość pobrania próbki [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu [mm] – d _{max}	Największe ziarno kwarcu [mm] – d _{mf}	d _{max} / d _{mf}	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukonit	Min. ilaste	Siarczany	Węglany	Fosforany	Okrzuchy skał	Inne
KAMBR ŚRODKOWY	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	2969,0		ar.kw.dr. (ortkw)	0,91	0,14	6,5	92,3	0	+	0,7	0	7,0	0	0	0	0	+
	2972,5		ar.kw.dr. (ortkw)	0,84	0,18	4,7	96,0	0	0	0,3	0	+	0	3,7	0	0	0
	2976,5		ar.kw.dr. (ortkw)	0,64	0,14	4,6	90,3	0	0,3	0,7	0	2,0	0	6,7	0	0	0
	2980,5		ar.kw.dr. (ortkw)	0,56	0,17	3,3	96,3	0	0	0,3	0	2,7	0	0,7	0	0	0
	2985,3		ar.kw.dr. (ortkw)	0,71	0,18	3,9	98,3	0	+	0,7	0	1,0	0	0	0	0	0
	2994,5		ar.kw.b.dr.	0,28	0,10	2,8	93,7	0	0,3	0,7	0	5,3	0	0	0	0	0
	3010,5		ar.kw.dr.	0,28	0,13	2,2	95,0	0	0,6	2,6	0	1,8	0	0	0	0	0
	3021,6		ar.kw.dr. (ortkw)	0,90	0,15	6,0	99,3	0	0	0,7	0	0	0	0	0	0	0
	3026,0		ar.kw.dr.	1,08	0,18	6,0	94,7	0	0	1,3	0	4,0	0	0	0	0	0
	3030,9		ar.kw.dr. (ortkw)	0,38	0,15	2,5	98,3	0	0	0,3	0	7,0	0	0,7	0	0	0
	3034,0		ar.kw.b.dr.	0,21	0,08	2,6	87,3	0	1,0	0,7	0	6,0	0	4,7	0	0,3	0
	3036,5		ar.kw.dr. (ortkw)	0,55	0,17	3,2	97,0	0	+	0,3	0	2,7	0	0	0	0	0
	3041,0		ar.kw.b.dr.	0,22	0,08	2,8	87,4	+	+	3,3	0	1,3	0	8,0	0	0	0
	3050,1		ar.kw.b.dr.	0,17	0,07	2,4	88,1	0	0,3	0,7	0,3	10,3	0	0,3	0	0	0
	3055,3		ar.kw.b.dr.	0,15	0,08	1,9	93,6	0	0	2,0	0	1,7	0	2,7	0	0	0
	3064,7		wa.kw.b.dr.	0,36	0,09	4,0	66,0	0	0,7	0,7	0,3	28,0	0	4,3	0	0	0
	3070,2		ar.kw.dr. (ortkw)	0,49	0,15	3,3	98,7	0	0	0,6	0	0	0	0,7	0	0	0
	3080,0		ar.kw.dr. (ortkw)	0,34	0,14	2,4	99,0	0	0	0,3	0	0,7	0	0	0	0	+
	3084,4		ar.kw.dr. (ortkw)	0,35	0,14	2,5	96,6	0	0,3	0,7	0	1,7	0	+	0	0	0,7
	3097,8		ar.kw.b.dr.	0,18	0,07	2,6	79,1	0,3	0,3	2,3	5,7	9,3	0	3,0	0	0	0
	3112,3		węgl.pyłowice il.	0,11	0,05	2,2	69,3	+	2,7	2,7	0,3	13,3	0	11,7	0	0	0
	3124,2		ar.kw.b.dr.	0,12	0,06	2,0	79,3	0	1,3	1,7	6,0	4,0	0	7,7	0	+	0
	3158,8		ar.kw.b.dr.	0,17	0,09	1,9	94,7	0,3	+	2,7	0,3	0,7	0	1,0	0	0	0,3

KAMBR DOLNY

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
KAMBR DOLNY	3170,1	37	ar.kw.b.dr.	0,22	0,07	3,1	90,1	0,3	0,3	2,0	1	3,3	0	3,0	0	0	0	
	3193,5	40	węgl.ar.kw.b.dr.	0,15	0,07	2,1	76,7	0,3	1,0	1,3	0	9,7	0	11,0	0	+	0	
	3227,0	44	ar.kw.dr.	0,90	0,21	4,3	89,7	0	0	1	0	0	0,7	8,3	0	0,3	0	
	3233,0	45	ar.kw.dr.(ortkw)	0,60	0,20	3,0	97,7	0	0	0,3	0	0	1,0	0	0,7	0	0,3	0
	3270,9	46	ar.kw.dr.(ortkw)	0,50	0,15	3,3	97,3	0	+	0,7	0	0	1,7	0	+	0	0,3	0
	3277,0	47	ar.kw.dr.(ortkw)	0,75	0,16	4,7	97,0	0	0	1,0	0	0	1,0	0	0,3	0	0,7	0
	3282,4	48	pyłowiec il.	0,25	0,05	5,0	50,8	0,3	3,3	3,3	2,3	0	43,0	0	0	0	0,3	0
	3287,8	49	ar.kw.dr.(ortkw)	0,52	0,15	3,5	97,0	0	0	0,7	0	0	1,7	0	0,3	0	0,3	0
	3293,5	50	ar.kw.b.dr.(ortkw)	0,60	0,12	5,0	96,3	0	0	2,0	0	0	1,0	0	0	0	0,7	0
	3304,6	52	ar.kw.b.dr.	0,40	0,08	5,0	94,3	0	+	2,0	0	+	2,7	0	0,3	0	0,7	0
	3316,6	54	ar.kw.dr.(ortkw)	0,60	0,20	3,0	97,7	0	0	1,3	0	0	0	0	0,3	0	0,7	0
	3335,0	57	ar.kw.b.dr.	0,25	0,11	2,3	94,7	0,3	1,0	0,7	0	+	1,3	0	1,0	0	1,0	0
	3346,3	59	ar.kw.b.dr.	0,23	0,07	3,3	78,7	0	2,7	1,0	0	0	13,3	0	4,0	0	0,3	0
	3358,8	61	ar.kw.b.dr.	0,30	0,10	3,0	93,3	0	0,7	0,7	0	0	3,3	0	1,3	0	0,7	0
	3410,9	63	wa.kw.b.dr.	0,20	0,07	2,9	66,4	0	0,7	0,7	0,3	0,3	26,0	0	5,6	0	0,7	0
	3440,6	67	ar.kw.dr.	0,50	0,20	2,5	84,1	0	1,0	0,3	0	0	13,3	0	0,7	0,3	0,3	0
	3453,3	69	ar.kw.b.dr.	0,50	0,07	7,1	84,7	0	2,3	0,7	0	0	12,0	0	0	0	0,3	0
	3459,6	70	ar.kw.śred.(ortkw)	1,27	0,30	4,2	99,4	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0	0,3	0
	3466,0	71	ar.kw.dr.(ortkw)	0,62	0,18	3,4	96,4	0	0,3	0,3	0,3	0	2,7	0	0	0	0,3	0
	3478,0	73	ar.kw.dr.	0,47	0,19	2,5	90,0	0	0,7	0,3	0,3	0	8,0	0,3	0	0	0,7	+
	3483,0	74	pyłowiec il.	0,38	0,05	7,6	56,7	1,3	3,7	2,0	2,0	0,3	31,0	0	3,0	0	0,3	1,7
	3489,4	76	wa.kw.b.dr.	0,70	0,12	5,8	73,7	0	0,3	0,3	0,3	0	22,7	0	3,0	0	+	+
	3495,8	77	ar.kw.dr.	0,62	0,22	2,8	99,7	0	0	+	+	0	0	0	0	0	0,3	0
	3502,8	79A	ar.kw.śred.(ortkw)	0,95	0,34	2,8	98,8	0	0	+	+	0	0,3	0,3	0,3	0,3	+	0
	3581,4	81	ar.kw.śred.	1,68	0,35	4,8	88,1	0	0	0,3	0,3	3,0	5,3	0,7	3,0	2,0	0	0,3
	3624,9	83	glauc.ar.kw.śred.	1,68	0,40	4,2	70,4	0	0,3	0,3	0,3	26,0	2,3	0	0,7	0	0	0
	3636,3	85	węgl.ar.kw.dr.	1,43	0,20	7,2	72,1	0	2,0	0,3	0,3	8,0	6,0	0	11,3	+	0,3	0
	3642,4	86	skarb.ar.kw.śred.	2,02	0,40	5,0	61,7	0	0,3	0,7	0,7	3,3	3,3	0	30,0	0,7	+	0
	3657,3	89	węgl.ar.kw.dr.	0,75	0,21	3,6	64,5	0,6	2,2	0,3	0,3	5,6	7,0	0	18,5	0,7	0,6	0

ar. – arenit, wa. – waka, ortkw. – ortokwarcyt, kw. – kwarcowy, il. – ilasty, wegl. – węglanowy, skarb. – skarbonatyzowany, b.dr. – bardzo drobno-, dr. – drobno-, śred. – średnio-, gr. – gruboziarnisty; + ilości śladowe
 ar. – arenite, wa. – wacke, ortkw. – orthoquartzite, kw. – quartz, il. – clay, wegl. – carbonated, skarb. – carbonatised, b.dr. – very fine, dr. – fine, śred. – medium, gr. – coarse; + traces

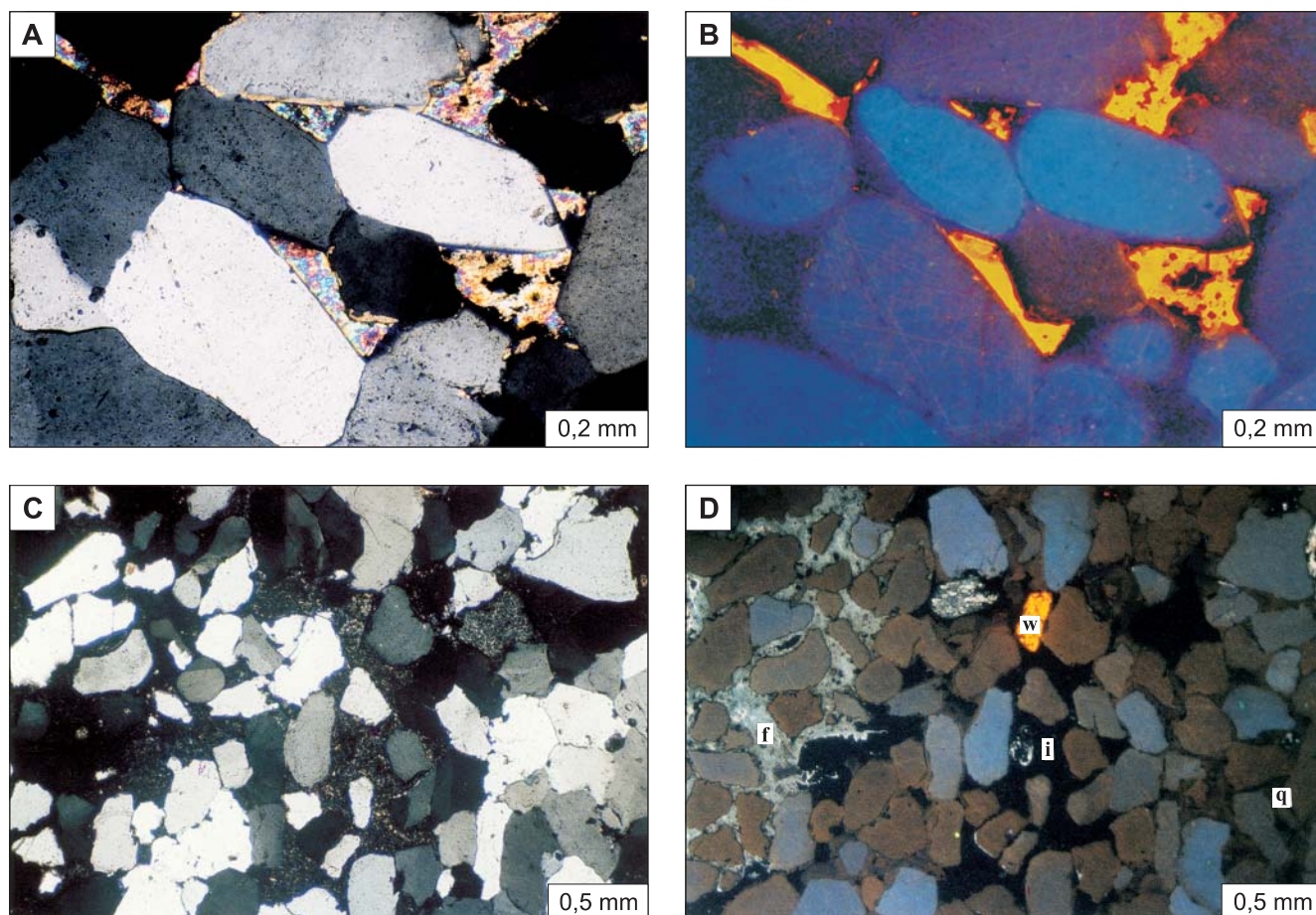


Fig. 24. Obrazy mikroskopowe i katodoluminescencyjne skał kambru i późnego ediakaru

A, B – obraz mikroskopowy (PL, nikole x – A) i katodoluminescencyjny (CL – B) arenitu kwarcowego spojenego cementem kwarcowym i dolomitowym, w CL widoczne kwarcowe obwódki regeneracyjne, tworzące proste ściany, otoczone późniejszym dolomitom (żółtopomarańczowa barwa CL), kambr dolny, głęb. 3227,1 m; **C, D** – obraz mikroskopowy (PL, nikole x – C) i katodoluminescencyjny (CL – D) arenitu kwarcowego z cementem fosforanowym (f) oraz kwarcowym (q), ilastym (i) i węglanowym (w), późny ediakar, głęb. 3581,5 m

Crossed polars and CL images of the Cambrian and latest Ediacaran rocks

A, B – crossed polars image (A) and CL image (B) of quartz arenite with both quartz and dolomite cement, quartz overgrowths with straight edges surrounded by subsequent dolomite (yellow-orange CL colour), Lower Cambrian, depth 3227.1 m; **C, D** – crossed polars image (C) and CL image (D) of quartz arenite with phosphate cement (f), quartz cement (q), clay cement (i) and carbonate cement (w), latest Ediacaran, depth 3581.5 m

wowano kwarc polikrystaliczny, typowy dla skał metamorficznych. Niemal zupełnie brak skaleni, tylko w jednej próbce odnotowano ich śladowe występowanie. Sporadycznie pojawiają się łyszczki, które noszą wyraźne ślady przeobrażeń. Obecne w piaskowcach pojedyncze ziarna glaukonitu także nie mają świeżej postaci, są zdeformowane i częściowo odbarwione. W wyseparowanej frakcji ciężkiej, wśród przezroczystych minerałów allogenicznych, dominują cyrkon, turmalin oraz mniej liczny rutyl. W śladowych ilościach pojawiają się pirokseny (w tym hipersten) i granaty. Poza tym w preparatach występują: liczny piryt, a także magnetyt, anataz, sfaleryt, leukoksen i uwodnione tlenki żelaza.

Badane piaskowce są spojeny cementem kwarcowym w postaci obwódek regeneracyjnych wokół ziaren. Autogeniczny kwarc nie zamknął całkowicie przestrzeni międzyziarnowych i pozostały one częściowo puste. W niektórych prób-

kach wolne pory wypełnił autogeniczny kaolinit. Minerale ilaste są reprezentowane także przez illit tworzący protomatrix oraz illit pochodzenia diagenetycznego. Całkowity udział pelitu ilastego w piaskowcach jest niewielki i zmienia się od ilości śladowych do 28,0% obj. (śr. 4,4% obj.). Cement węglanowy (dolomit/ankeryt) występuje nieregularnie, tworzy najczęściej skupienia poikilitowe, rzadko drobne żyłki. Zawartość węglanów waha się od śladowych wystąpień do 8,0% obj. (średnio 1,7% obj.).

Procesy diagenetyczne

Osady kambru na kratonie wschodnioeuropejskim, zależnie od głębokości pogrzebania, zostały w różnym stopniu zdiagenezowane (Sikorska, 1998). Na tym tle badane osady można określić jako średniozdiagenezowane. Największe

znaczenie dla ich lityfikacji miała cementacja kwarcowa. Na ziarnach kwarcu są widoczne, szczególnie wyraźnie w katodoluminescencji (CL), regeneracyjne obwódki (fig. 23D, 24B, 25D). W zależności od wolnej przestrzeni w czasie ich krystalizacji, przybierają one formy mniej lub bardziej automorficzne. Często pozostające po sylifikacji puste pory mają zupełnie proste ściany.

W badaniach CL stwierdzono obecność dwóch generacji cementu kwarcowego: wcześniejszy – o brązowej barwie luminescencji i późnodiagenetyczny nie wykazujący luminescencji (czarna barwa), wyraźnie widoczny w arenitach kwarcowych z przyspagowej części profilu (fig. 25A). Pierwsza faza cementacji kwarcowej ustabilizowała szkielet ziarnowy piaskowców, tworząc miejscami ażurową siatkę (fig. 25A) i

nie dopuściła do intensywnej kompaktacji, mimo głębokiego pogrzebienia osadu.

W pseudomorfozach, po trudnych do zidentyfikowania pierwotnych ziarnach (glaukonitu, ?skaleni), obserwuje się kwarc autigeniczny, obok kalcytu, barytu, apatyty i chlorytów (głęb. 3581,4 m). Ziarna uległy rozpuszczeniu i tylko częściowemu ponownemu wypełnieniu, co wytworzyło znaczącą porowatość wtórną w opisywanej skale, dobrze widoczną w płytkach nasączonych niebieską żywicą (fig. 25B).

Cementacja węglanowa jest mniej powszechna niż kwarcowa, ale w pojedynczych przypadkach bywa bardzo intensywna (późny ediakar). Na obrazach CL wyraźnie widać, że cement kwarcowy jest wcześniejszy od węglanowego (fig.

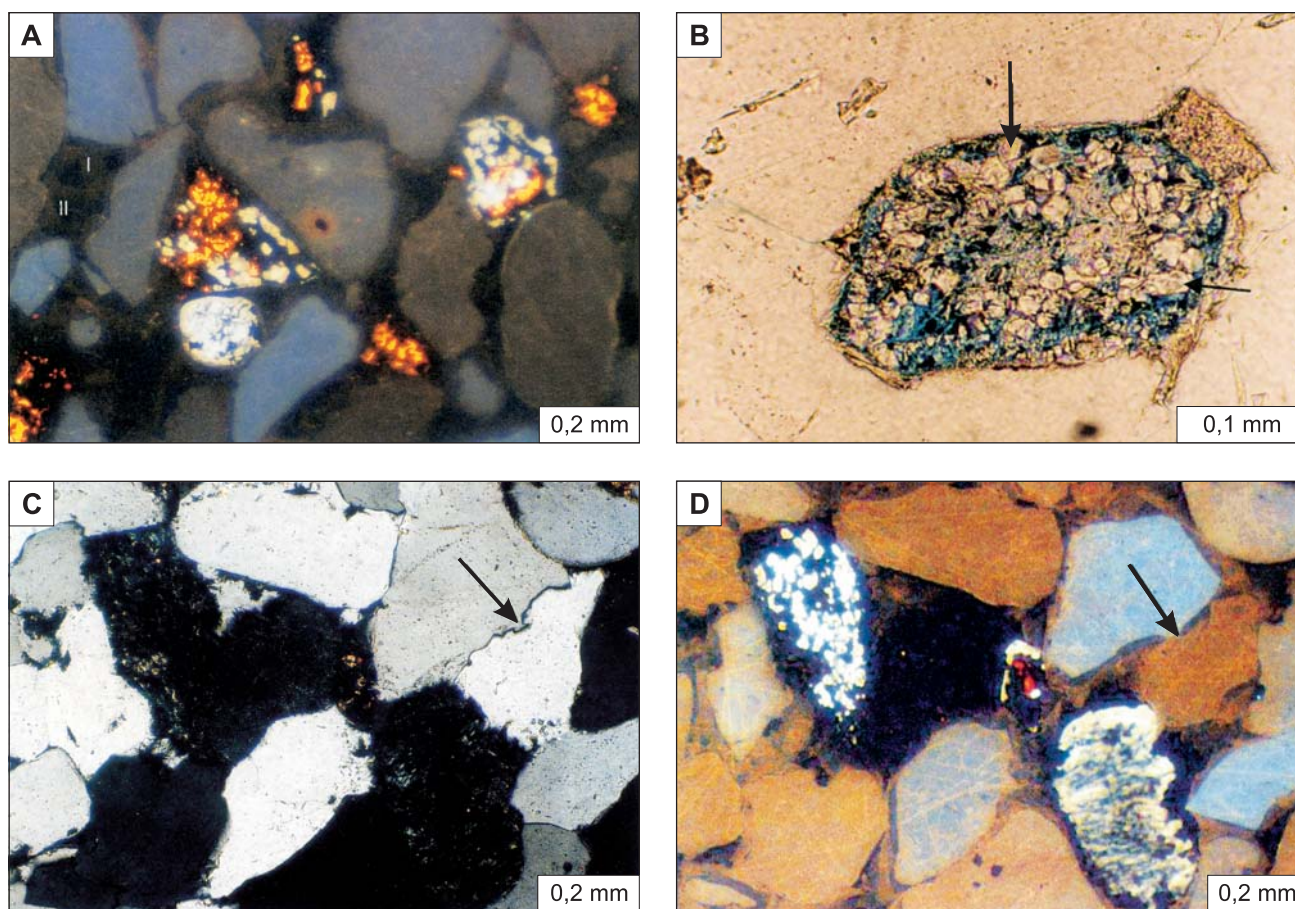


Fig. 25. Obrazy mikroskopowe i katodoluminescencyjne skał późnego ediakaru

A – arenit kwarcowy z pseudomorfozami węglanowo-fosforanowymi; widoczne dwie generacje cementu kwarcowego: I – cement podtrzymujący szkielet ziarnowy (brązowa barwa CL); II – cement wypełniający pozostałe wolne przestrzenie (czarna barwa CL), głęb. 3581,5 m; **B** – pseudomorfoza illitowo-chlorytowo-fosforanowa po skaleniu (?); widoczna wtórna porowatość (niebieska barwa żywicy) i kryształy apatyty (strzałki); PL, bez analizatora, głęb. 3581,5 m; **C, D** – obraz mikroskopowy (PL, nikole x – C) i katodoluminescencyjny (CL – D) arenitu kwarcowego; widoczne trzy ziarna glaukonitu w różnym stopniu fosfatyzowane (biała barwa CL apatyty); pozorne kontakty międzyziarnowe suturowe (C – strzałka), w rzeczywistości są to kontakty punktowe (D – strzałka), głęb. 3581,5 m

Crossed polars and CL images of the latest Ediacaran rocks

A – quartz arenite with carbonate-phosphate pseudomorphs; two generations of quartz cement are visible: I – cement supporting grain framework (brown CL colour); II – cement filling remaining pore space (black CL colour), depth 3581.5 m; **B** – illite-chlorite-phosphate pseudomorph after feldspar (?); secondary porosity (blue colour of epoxy) and apatite crystals (arrows) are visible; plane polarized light, depth 3581.5 m; **C, D** – crossed polar image (C) and CL image (D) of quartz arenite; variably phosphatised three glauconite grains (white CL colour) are visible; apparently sutured grains (C – arrow) show in fact point grain-to-grain contacts (D – arrow), depth 3581.5 m

24B) – automorficzne ściany obwódek regeneracyjnych otaczają węglany. Minerale te nie tylko wypełniają przestrzeń międzyziarnową, ale także zastępują składniki skały: ziarna kwarcu wraz z regeneracyjnymi obwódkami, glaukonit, skalenie, schlorytyzowane łyszczki, fosfoklasty. Obserwuje się faliste wygaszanie światła w węglanach, charakterystyczne dla późnodiagenetycznego dolomitu lub ankerytu. Odnotowano także drobne skupienia węglanów pokryte żelazistym pigmentem. Wśród diagenetycznych cementów pojawiają się także fosforany, baryt i grubokrystaliczny chloryt.

Mniej trwałe składniki skał uległy przeobrażeniom: łyszczki i glaukonit zostały odbarwione i częściowo schlorytyzowane,

spoiwo ilaste nosi ślady serycytyzacji, glaukonit bywa zrekrystalizowany i sfosfatyzowany.

Badane skały uległy umiarkowanej kompaktacji mechanicznej i chemicznej. Na obrazach CL widać, że ziarna detrytyczne są względnie luźno upakowane (fig. 23B, D; 25B, D) – dominują punktowe kontakty międzyziarnowe. Obserwowane w mikroskopie kontakty wklęsło/wypukłe i zazębiające (sugerujące rezultat procesu rozpuszczania ziaren pod wpływem ciśnienia), w rzeczywistości są kontaktami pomiędzy obwódkami regeneracyjnymi, co widać w CL (fig. 23C, D; 25C, D). Proces rozpuszczania pod wpływem ciśnienia (kompaktacja chemiczna) ujawnia się w postaci nielicznych szwów mikrostylolitowych.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Busówno IG 1 osady ordowiku według pomiarów geofizycznych występują w interwale głębokościowym 2890,0–2969,5 m, a więc ich miąższość wynosi 79,5 m. Interwał serii ordowickiej, z wyjątkiem dwu niewielkich odcinków w obrębie osadów tremadoku (o długości 0,7 i 3,0 m), był wiercony z ciągłym poborem próbek rdzeniowych. Głębokości występowania osadów poszczególnych jednostek stratygraficznych ordowiku określono dwoma metodami: na podstawie próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizyki otworowej. Głębokości określone dwiema metodami w najwyższej części profilu były identyczne, natomiast niżej obserwuje się niewielkie (maksymalnie do około 2,0 m) przesunięcie próbek rdzeniowych względem pomiarów geofizycznych.

Tremadok

Zespół skalny tremadoku prawdopodobnie jest ułożony – analogicznie jak w profilach sąsiednich otworów wiertniczych regionu – niezgodnie na osadach piaskowcowo-iltych poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* kambru środkowego (formacja kostrzyńska). Ich granica przypada w obrębie odcinka zgłębnionego bezrdzeniowo (fig. 4).

Zapis litologiczny tremadoku składa się w przeważającej mierze ze skał silikoklastycznych o różnej kategorii wielkościowej ziaren, podrzędnie wapieni i skał krzemionkowych o charakterze chalcedonitów. Zasadniczą część członu klastycznego tworzą oligomiktyczne piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste, mułowce i ilowce oraz zlepieńce. Zdecydowana większość piaskowców jest reprezentowana przez arenity kwarcowe o zwartym szkieletcie ziarnowym.

Część dolną sekwencji litologicznej tworzą głównie szare piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste o charakterze arenitów i skał przejściowych do grupy wak, którym towarzyszą wkładki i przewarstwienia ilowców i mułowców ciemnoszarych. Część dolną sekwencji wieńczy cienka (ok.

0,12 m) ławica zlepieńca spirytyzowanego z obfitym materiałem gruboskorupowych ramienionogów bezzawiasowych.

Część górną sekwencji jest złożona z szarych piaskowców kwarcowych drobno- i średnioziarnistych, mułowców i ilowców z ławicą wapienia grubokrystalicznego (sparyt). Ich sekwencję w części przystropowej zamyka pakiet skał krzemionkowych typu chalcedonitu z wyraźną powierzchnią rozmycia w stropie.

Z korelacji litologicznej i geofizycznej z profilami sąsiednich otworów wiertniczych regionu oraz wstępnych oznaczeń okazów bezzawiasowych ramienionogów można przyjąć, że osady otworu Busówno IG 1 z interwału 2941,5–2969,5 m reprezentują wiekowe ekwiwalenty dolnego tremadoku, tj. regionalnego piętra bałtyckiego pakerort.

Arenig

Na osadach tremadoku z wyraźną niezgodnością i luką stratygraficzną występują utwory formacji wapieni z Uherki (Modliński, 1984), które w najniższej części (głębokość 2935,0–2941,5 m według pomiarów geofizycznych) zaliczane są do arenigu. Na podstawie korelacji litologicznej i geofizycznej z innymi profilami Lubelszczyzny oraz nielicznej zidentyfikowanej tu makrofauny można wyróżnić osady arenigu dolnego, odpowiadającego regionalnemu piętru bałtyckiemu latorp i arenigu górnego, równowiekowego z piętrzem volkhov.

Według prób rdzeniowych profil latorpu rozpoczyna się warstwą zlepieńca podstawowego o miąższości 0,40 m, reprezentowanego tu, z uwagi na litologię skał podścielających (bardzo twarde i zwarte skały krzemionkowe typu chalcedonitów), przez brekcję o spoiwie ilasto-glaukonitowym. Wyżej występuje wapień dolomityczny (0,15 m), przechodzący stopniowo w wapień margliste (1,05 m). Według pomiarów geofizycznych osady latorpu zostały wyróżnione w interwale 2940,0–2941,5 m, tworząc wąską anomalie charakteryzującą się wyższym natężeniem naturalne-

go promieniowania gamma, niż występujące niżej osady wyżej części profilu tremadoku, jak też wyżej leżące utwory wapienne volkhovu.

Osady volkhovu są reprezentowane przez wapień marglisty szare i szarobrunatne z licznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych. W wapieniach tych zidentyfikowano nieliczną faunę trylobitów: *Niobe* sp. i *Symphysurus palpebrosus* (Dalman). Ten ostatni gatunek jest taksonem charakterystycznym dla górnego volkhovu i został stwierdzony w wielu profilach Polski północnej i wschodniej (Modliński, 1973; Szymański, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2001). Według pomiarów geofizycznych osady volkhovu występują w interwale 2935,0–2939,0 m.

Lanwirn

Osady lanwirnu reprezentowane są przez środkową część formacji wapieni Uherki, występującą na głębokości 2925,0–2935,0 m według pomiarów geofizycznych. Niższą część profilu lanwirnu budują wapień organodetrytyczne szare, szarowiśniowe, szarobrunatne i szaroróżowe z nielicznymi cienkimi przerostami ilastymi. Według korelacji geofizycznej z innymi profilami Lubelszczyzny osady te z interwału 2931,5–2935,0 m mogą odpowiadać bałtyckiemu piętru kunda, a z interwału 2928,5–2931,5 m – piętrům aseri–lasnamagi.

Wyżej (głębokość 2925,0–2928,5 m według pomiarów geofizycznych) występują wapień organodetrytyczne szare i ciemnoszare z cienkimi przerostami ilastymi, zawierające miejscami rozproszone ooidy żelaziste. W osadach tych zidentyfikowano liczną faunę cystoidów z rodzaju *Echinospaerites*, szczątki trylobitów z rodzajów *Illaeus* i *Remopleurides* oraz graptolitów *Dicranograptus* sp. Tę część profilu można korelować z dużym prawdopodobieństwem z bałtyckim piętrēm uhaku.

Karadok

Osady karadoku zostały wyróżnione według pomiarów geofizycznych w interwale 2895,0–2925,0 m i są reprezentowane w dolnej części profilu przez utwory formacji wapieni Uherki, a wyżej przez formację iłowców Udala.

Zaliczona do karadoku najwyższa część formacji wapieni Uherki (2923,0–2925,0 m według pomiarów geofizycznych) jest zbudowana z wapieni organodetrytycznych z przerostami iłowców przechodzących ku górze w wapień marglisty z przerostami margli. W stropie tych osadów występuje bardzo wyraźna powierzchnia rozmycia ze strefą pirytyzacji. W wapieniach masowo występują cystoidy z rodzaju

Echinospaerites, ponadto stwierdzono bliżej nieokreślone szczątki graptolitów. Osady te można korelować z bałtyckim piętrēm kukruse.

Występująca wyżej formacja iłowców Udala jest dobrze wyodrębniona na wykresach pomiarów geofizycznych (głęb. 2895–2923,0 m) i odznacza się wyraźnie wyższym natężeniem naturalnego promieniowania gamma niż podścielającą ją osady formacji wapieni Uherki, czy przykrywającą ją utwory formacji wapieni z Kodeńca (Modliński, 1984).

Najniższa część formacji iłowców Udala (głęb. 2920,0–2923,0 m według pomiarów geofizycznych) jest reprezentowana przez czarne iłowce z fauną brachiopodów *Paterula* sp., *Lingula* sp. i *Sericoides* sp. oraz bliżej nieokreślonymi problematykami *Tomaculum* sp. Osady tego interwału można prawdopodobnie korelować z bałtyckim piętrēm haljala.

Wyżej występuje seria osadów ilasto-mułowcowych (głęb. 2895,0–2920,0 m według pomiarów geofizycznych) ciemnoszarych i szarozielonych z wkładkami wapieni marglistych i margli. W osadach zidentyfikowano niezbyt liczny i stosunkowo słabo zachowany zespół fauny graptolitów, trylobitów i bezzawiasowych brachiopodów, który nie daje podstaw dla szczegółowego rozpoznania osadów. Na szczególną uwagę zasługuje obecność w tym zespole gatunku *Dicranograptus clingani* Carruthers taksonu wskaźnikowego dla poziomu biostratygraficznego równowiekowego bałtyckim piętrēm oandu–rakvere. Ogólnie tą serię osadów można zaliczyć do wyższego karadoku, odpowiadającego bałtyckim piętrēm od keila po nabala (niższą część vormsi?).

Aszgil

Aszgil jest reprezentowany przez utwory formacji wapieni z Kodeńca występujące, według pomiarów geofizycznych, na głębokości 2889,5–2995,0 m. Są to w dolnej części wapień marglisty ciemnoszare i szarozielonkawe, miejscami szarobrunatne, w dole z wkładkami iłowców i margli. W osadach zidentyfikowano zespół trylobitów: *Panderia* sp., *P. megalophthalma* Linnarsson, *Tretaspis* sp., *Lonchodomas* sp., *Illaeus* sp. Obecność *Tretaspis* sp. i *Panderia megalophthalma* Linnarsson wskazuje, że osady odpowiadają prawdopodobnie wyższej części bałtyckiego piętra ?vormsi i piętru pirgu.

W najwyższej części formacji wapieni z Kodeńca (0,60 m) występują wapień marglisty i wapień marglisty z laminami mulasto-piaszczystymi. Zidentyfikowane w tych osadach brachiopody: *Eostropheodonta* sp., *Leptaena* sp. i *Orbiculoidea* sp. przemawiają za obecnością aszgilu górnego odpowiadającego bałtyckiemu piętrēm porkuni.

Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I PETROGRAFIA OSADÓW TREMADOKU

Zespół skalny tremadoku w otworze wiertniczym Busówno IG 1 przewiercono w interwale 2939,5–2967,5 m według prób rdzeniowych oraz 2941,5–2969,5 m według pomiarów geofizycznych, tj. na odcinku o miąższości 28,0 m. Interwał serii tremadockiej zgłębiono następująco: z pełnym poborem prób rdzeniowych – w dwu odcinkach z głębokości 2939,5–2947,5 i 2948,3–2964,5 m; bezrdzeniowo – w odcinkach z głęb. 2947,5–2948,3 m (0,8 m) i z głęb. 2964,5–2967,5 (3,0 m). Zakresem rdzeniowania objęto w sumie fragment profilu o długości 24,2 m, tj. około 86% całkowitej miąższości sekwencji. Z odcinków profilu zgłębionych pełnordzeniowo dysponowano łącznie 23,0 mb rdzenia.

Z pozyskanego skalnego materiału rdzeniowego wykonano 16 standardowych płytek cienkich i 5 powierzchni polerowanych. Część płytek cienkich przed przykryciem barwiono czerwoną alizaryną w celu odróżnienia kalcytu od dolomitu oraz roztworem Evamy'ego, selektywnie barwiącym węglany żelaziste (Friedman, 1971; Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Dla grupy 10 płytek cienkich z piaskowców, mułowców i wapieni wykonano ilościowe analizy planimetryczne.

Jakościowe i ilościowe studium petrograficzne płytek cienkich wykonano przy użyciu mikroskopu Reichert; zdjęcia fotograficzne – mikroskopu produkcji japońskiej Olympus PM 10SP, sprzężonego z automatyczną przystawką do mikro-fotografii.

Zasadnicze typy skał silikoklastycznych i węglanowych wyróżniono na podstawie składu mineralnego, cech teksturalnych i strukturalnych oraz zawartości i charakteru komponentów allochemicznych. Jako podstawą przy klasyfikacji i nazewnictwie wapieni posłużono się nomenklaturą Dunhama (1962) i Chilingara i in. (1967), a skał klastycznych – nomenklaturą Dotta w modyfikacji Pettijohna i in. (1972) oraz Pottera i in. (1980) z uwzględnieniem dla grupy piaskowców propozycji Jaworowskiego (1987). Zastosowano przy tym zasadę, że makroskopową diagnostykę litologiczną poszczególnych typów skał korygowano każdorazowo, uwzględniając rezultaty analiz mikroskopowych płytek cienkich. Skalę wielkości ziaren terygeniczych przyjęto według Pettijohna i in. (1972), natomiast stopień ich obtoczenia określano w sposób przybliżony przez porównanie wizualne z wzorcami graficznymi Folka (1959, 1968). Za górną granicę wielkości ziaren dla mikrytu przyjęto 0,004 mm, tj. wartość 8,0 w skali phi. Zgodnie z tym, matrix w opisanych skałach węglanowych oznacza głównie spoiwo mikrytowe lub mikrytowo-ilaste.

Jako kryteria diagnostyczne wyróżnienia poszczególnych rodzajów skał wykorzystano zmienność ich 9 standardowych cech litologicznych i petrograficznych (Ratajczak i in., 1998). Są to kolejno: zawartość w % obj. głównych składników mineralnych (kwarc, skalenie, łuszczyki, glaukonit, minerały ilaste, węglany), ziarnowy materiał szkieletowy (biogeniczny), okruchy skał, wielkość maksymalnego (d_{max}), najczęstszego

(d_{mf}) ziarna kwarcu w mm, różnica wielkości najczęstszego (d_{mf}) i maksymalnego (d_{max}) ziarna kwarcu w mm, stopień obtoczenia i kulistość ziaren, liczba i typ kontaktów oraz rodzaj inwersji teksturalnej ziaren, obecność i charakter spoiwa regeneracyjnego, rodzaj i częstość struktur sedymentacyjnych oraz barwa.

Zakres i skalę zmienności grupy pierwszych czterech cech określano ilościowo; pozostałych pięciu – w sposób półilościowy lub opisowy.

Za kryterium zakwalifikowania poszczególnych typów skał do określonej klasy uziarnienia posłużono się wielkością średnicy najczęstszego (d_{mf}) ziarna kwarcu, natomiast stopień ich wysortowania mierzono wielkością różnicy średnicy ziarna maksymalnego (d_{max}) i najczęstszego (d_{mf}).

Zakres znaczeniowy polskich terminów petrograficznych i litologicznych przyjęto zgodnie z podanym w *Słowniku Petrograficznym* autorstwa Ryki i Maliszewskiej (1991). Określenia dotyczące uziarnienia osadów i morfologii ziaren oraz polskie nazwy struktur sedymentacyjnych przyjęto według wskazań podręczników Gradzińskiego i in. (1976, 1986) oraz *Słownika Geologii Dynamicznej* autorstwa Jaroszewskiego i in. (1985), natomiast terminy dotyczące elementów stratygrafii sekwencyjnej pochodzą z pracy Porębskiego (1996).

Do kodowania wyróżnionych typów skał wykorzystano nomenklaturę anglojęzyczną. Dużymi literami oznaczono litologię osadu (dwie pierwsze duże litery nazwy angielskiej, np. silstone – SL), natomiast małymi literami inne cechy (np. gl – glaukonit).

Przyjęto następujące symbole literowe składników ziarnowych i spoiwa badanych zlepieńców, piaskowców i mułowców: Qm – kwarc monokrystaliczny; Qp – kwarc polikrystaliczny; Q = Qm + Qp; K – skałen potasowy; P – plagioklasy; F = P + K; L – okruchy skał litycznych; Lt = L + Qp; B – ziarna szkieletowe (bioklasty).

Zmienność litologiczną osadów profilu przedstawiono zarówno w odcinkach rdzeniowanych, jak i nie rdzeniowanych. Jakość osadów tych ostatnich zidentyfikowano na podstawie próbek okrucowych i interpretacji karotażu geofizycznego – głównie krzywych pomiarów profilowania gamma (PG) i neutron-gamma (PNG), dokonując ich kalibracji litologicznej i porównując je z profilami odcinków rdzeniowanych. Za wzorce odniesienia posłużyły w szczególności odcinki rdzeniowane w najbliższej położonych profilach trzech następujących otworów wiertniczych: Bachus 1, Wierzbica 1 i Niwa 1.

Płytki cienkie i powierzchnie polerowane wykonała Pracownia Szlifierska Muzeum Geologicznego PIG, zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich – B. Szymański.

Zbiory dokumentacyjne próbek litologicznych, okazów paleontologicznych, powierzchni polerowanych i płytek cienkich z sekwencji skalnej tremadoku profilu Busówno IG 1 zarchiwizowano w Zakładzie Geologii Regionalnej, Surowcowej i Geofizyki PIG w Warszawie.

Charakterystyka litologiczno-petrograficzna skał

Zapis litologiczny tremadoku tworzą trzy jakościowo różne grupy skał o odmiennej genezie: silikoklastyki, skały krzemionkowe (chalcedonity) i wapienie (kalcyklastyki) (Lendzion i in., 1979; Langier-Kuźniarowa, 1993; Lendzion, 1993; Szymański, 1998).

Skały silikoklastyczne

Zespół skał silikoklastycznych jest reprezentowany przez zlepienie polimiktyczne, oligomiktyczne piaskowce kwarcowe różno-, średnio- i drobnoziarniste oraz mułowce i iłowce. Ich wzajemne proporcje ilościowe (miąższościowe) w profilu są zmienne: w części dolnej przeważają piaskowce kwarcowe średnio- i drobnoziarniste; w górnej – iłowce i mułowce (Szymański, 1998). Ilościowy udział grupy skał silikoklastycznych w profilu wynosi około 97,0% miąższości sekwencji.

Zlepienie stanowią miąższościowo podrzędnie reprezentowany typ litologiczny skał klastycznych profilu. Zaliczono do nich skały zawierające co najmniej 10% ziaren złożonych z litoklastów o wielkości ponad 2,0 mm (tj. poniżej 1φ). Ich występowanie odnotowano w dwu interwałach profilu: na głębokości około 2949,85–2950,0 m oraz około 2967,3–2967,5 m. W pierwszym z interwałów zlepienie stwierdzono powyżej subakwalnej powierzchni nieciągłości sedimentacyjnej; w drugim – zostały zidentyfikowane na podstawie przesłanek pośrednich w odcinku zgłębnionym bezrdzeniowo (głęb. 2964,5–2967,5 m – 3,0 m)¹. Stwierdzona rzeczywista miąższość poziomów skał zlepieńcowych wynosi odpowiednio ok. 0,15 i 0,20 m.

Zlepienie intraformacyjne (głęb. 2949,85–2950,0 m) są skałami zwięzłymi, twardymi, o nierównym przełamie i intensywnym stopniu diagenety. Ich barwa jest niejednolita: szara lub ciemnoszara, partiami z odcieniem brunatnym. Są one pozbawione makroskopowo wyraźnego uwarstwienia i charakteryzują się złą selekcją oraz niskim stopniem wysortowania materiału detrytycznego. Znaczne partie skały wykazują bądź intensywny stopień sylikfikacji i karbonatyzacji, bądź są impregnowane fosforanami. W zlepieńcach nie stwierdzono występowania struktur sedimentacyjnych, często natomiast obserwuje się mikropory, spękania i nieregularne mikrożyłki wypełnione węglanami lub kwarcem neogenicznym, niekiedy z siarczkami (piryt, markasyt). Struktura zlepieńców jest różnoziarnista psefitowo-psamitowa, tekstura – bezładna, miejscami konkretyjna.

Jakościowy skład litologiczno-mineralny zlepieńców jest słabo zróżnicowany. Są one zbudowane z trzech podstawowych elementów teksturalnych o odmiennej genezie, które wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych. Są to: grubookruchowy materiał detrytyczny, spoiwo

mieszane – detrytyczne typu masy wypełniającej (matrix) i typu cementu właściwego oraz minerały neogeniczne.

Ziarnowy człon frakcji grubookruchowej tworzą głównie egzoklasty tremadockich i kambryjskich skał osadowych pochodzenia lokalnego. Ich materiał jest jakościowo słabo urozmaicony, zawiera otoczki i okruchy piaskowców kwarcowych drobno- i średnioziarnistych o regeneracyjnym spoiwie kwarcowym i jasnoszarej lub szarej barwie, mono- i polikrystalicznych kwarców żyłowych, ciemnoszarych i szarych skał fosforanowych i fosforanowo-ilastych oraz ciemnoszarych mułowców i iłowców o teksturze laminowanej lub bezładnej. W składzie grubookruchowego materiału litycznego ilościowo przeważają piaskowce o charakterze arenitów kwarcowych.

Ziarna materiału litycznego są rozmieszczone w skałe bezładnie i nierównomiernie, najczęściej tkwią luźno w masie wypełniającej nie stykając się wzajemnie, bądź miejscami kontaktują punktowo, wyjątkowo – liniowo. Zawartość materiału litycznego jest zmienna i wynosi od 20 do 60% obj. skały. Zarys większości klastów jest owalny lub izometryczny, podrzędnie graniasty lub wydłużony – tabliczkowy (iłowce). Zwykle przeważa materiał półobtoczony i obtoczony o powierzchniach ziaren wygładzonych i błyszczących. Średnica maksymalna składników grubookruchowych nie przekracza 2,0 cm, a frakcji dominującej wynosi od 0,8 do 1,2 cm.

Jakościowy skład masy wypełniającej tworzą: mono- i polikrystaliczny detrytyczny kwarc frakcji psamitowej i aleurytowej, minerały ilaste z grupy illit–chloryt, niekiedy z domieszką kaolinitu, nieliczne skaolinizowane ziarna skałeni (plagioklaz, mikroklin), pojedyncze ziarna w różnym stopniu zmienionego agregatowego bladezielonego glaukonitu oraz drobne blaszki muskowitu, wyjątkowo biotyt. Jako komponent ilościowo podrzędny w wielu partiach skały stwierdzono ziarnisty materiał biogeniczny, który składa się z drobnych okruchów i fragmentów fosforanowo-chitynowych skorupki bezzawiasowych ramienionogów, często w różnym stopniu wtórnie skalcytyzowanych i/lub spirytyzowanych. Z grupy minerałów neogenicznych skała zawiera w zmiennych ilościach węglany – przeważnie kalcyt i/lub dolomit, wyjątkowo syderyt i/lub ?ankeryt, kwarc, zrekrystalizowaną kryptokrystaliczną krzemionkę, brunatne i bezbarwne izotropowe fosforany, wodorotlenki i tlenki żelaza oraz siarczki – głównie pirit. Skład mineralny zlepieńców uzupełnia ubogie spektrum minerałów ciężkich – cyrkon, anataz, turmalin, epidot, leukoksen, magnetyt, turmalin, tytanit i apatyt, rzadziej rutyl.

Spoiwo zlepieńców jest obfite i rozmieszczone nierównomiernie, typu bazalnego lub wypełniającego, partiami o charakterze konkretyjnym (fosforany, krzemionka). Spoiwo to jest dwojakiego rodzaju: typu masy wypełniającej (matrix), zbudowanej z materiału piaszczysto-ilastego lub mułowcowo-ilastego, wyjątkowo ilastego, oraz typu cementu właściwego, który tworzą węglany – głównie kalcyt i/lub do-

¹ Za podstawę identyfikacji występowania u podstawy sekwencji tremadockiej postulowanego poziomu bazalnych zlepieńców transgresywnych przyjęto rezultaty interpretacji zapisu pomiarów geofizycznych (PG, PNG) oraz fakt występowania lokalnego poziomu zlepieńców transgresywnych w profilach sąsiednich otworów wiertniczych (otw. Parzew IG 10, Łopiennik IG 1, Wierzbica 1).

lomit, fosforany, autigeniczny kwarc, krzemionka, wodortlenki i tlenki żelaza oraz piryt.

Zlepienie podstawowe profilu Busówno IG 1 wraz z ich genetycznymi odpowiednikami w innych sekwencjach regionu tworzą transgresywny człon kompleksu tremadockiego, którego geneza może być wiązana z marginalnomorskimi środowiskami strefy litoralnej szybko rozprzestrzeniającego się epikontynentalnego zbiornika morskiego. Zgodnie z tym, są to osady heterochroniczne, odwzorowujące, następujące w różnym czasie w poszczególnych profilach, najwcześniejsze epizody transgresji. Ich materiał detrytyczny pochodził z dezintegracji starszych, głównie kambryjskich, skał osadowych i został zdeponowany w rezultacie gwałtownych, krótkotrwałych i szybko gasnących zdarzeń depozycyjnych (Szymański, 1998). Spągowa powierzchnia erozyjna sekwencji dokumentuje natomiast moment retrogradacji linii brzegowej zbiornika.

Piaskowce są reprezentowane przez grupę skał o niejednorodnym charakterze teksturalnym, zmiennym uziarnieniu i słabo zróżnicowanym składzie mineralnym. Ich udział w poszczególnych fragmentach profilu jest zmienny i wynosi od około 70% w części dolnej sekwencji do 40% w części górnej.

Zbadane piaskowce są skałami masywnymi, zwięzłymi i twardymi lub bardzo twardymi o nierównym przełamaniu oraz zmiennym, przeważnie zaawansowanym, stopniu diagenety. Ich barwa jest niejednolita: przeważa szara lub jasnoszara, podrzędnie w partiach wzbogaconych w wodortlenki i tlenki żelaza lub materiał bitumiczny – szarobrunatna. Znaczna część piaskowców jest spękana i przecięta w niektórych interwałach sekwencji cienkimi nieregularnymi żyłkami i mikrożyłkami węglanów lub kwarcu, niekiedy chlorytu. W piaskowcach stwierdza się, zwłaszcza w dolnym odcinku sekwencji, nierówne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej, słabo zachowane mikrostylolity o różnej genezie oraz ubogie spektrum struktur sedymentacyjnych – nieliczne bioturbacje (ichnofauna), hieroglify prądowe oraz sedymentacyjne struktury deformacyjne.

Struktura piaskowców jest psamitowa (fig. 26A) – głównie średnio- i drobnoziarnista, podrzędnie różnoziarnista, niekiedy psamitowo-aleurytowa (fig. 26B). Tekstura skały jest bezładna (fig. 27A, B) bądź wyjątkowo partiami konkretyjna. Sporadycznie spotyka się, głównie w skałach przyspągowych odcinków sekwencji, teksturę kierunkową niewyraźnie poziomo lub faliście warstwowaną, podkreśloną przez równoległą lub lekko skośną laminację materiałem ilastym.

W następstwie pionowym piaskowce tworzą niewyraźnie zwykle indywidualizujące się jednostki warstwowania dwójakiego rodzaju: ławice proste (= elementarne) o jednorodnej litologii oraz ławice złożone, składające się z zespołu ławic o jednorodnej lub gradacyjnej litologii. Ich miąższość jest zróżnicowana i wynosi odpowiednio: pierwszych – 0,2–0,5 m, drugich – 0,6–1,2 m. Jednostki typu ławic prostych są zazwyczaj słabo skonstrastowane i ograniczone niewyraźnymi makroskopowo granicami, natomiast zespoły ławic złożonych są bądź izolowane i wyraźnie wyodrębnione, bądź przewarstwują się z mułowcami i ilowcami. Ich przejścia do obu tych typów skał otaczających są przy tym na ogół stop-

niowe i płynne, niekiedy tak dalece, że makroskopowo trudno jest jednoznacznie określić granice poszczególnych typów litologicznych. Czasem zdarza się, że spągowe powierzchnie części tych ławic są wyraźne i ostre, lekko nierówne i noszą cechy właściwe powierzchniom nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej. Jednostki warstwowania piaskowców charakteryzuje zróżnicowana w profilu częstość występowania. Zespoły ławic prostych (= elementarnych) przeważają w dolnym odcinku sekwencji, natomiast ławic złożonych – w odcinku środkowym i górnym.

Zespół skał grupy piaskowców wyróżnia monotony i słabo zróżnicowany skład mineralny i chemiczny (Szymański, 1998). Zbadane próbki piaskowców należą w przeważającej większości do arenitów kwarcowych, podrzędnie, głównie w odcinku środkowym i górnym sekwencji, są reprezentowane waki kwarcowe i odmiany przejściowe od wak do arenitów kwarcowych, a zupełnie wyjątkowo w części przyspągowej – waki sublityczne. Zasadnicza część arenitów kwarcowych to skały dojrzałe mineralogicznie (brak minerałów nietrwałych) i teksturalnie (brak matriksu ilastego, bardzo dobre wysortowanie i obtoczenie komponentów ziarnowych), niekiedy wykazujące inwersję teksturalną *sensu* Folk (1968), polegającą na występowaniu słabo wysortowanych, lecz dobrze lub bardzo dobrze obtoczonych ziaren. Ich szwarty szkielet ziarnowy wiąże albo regeneracyjne spoiwo kwarcowe (fig. 26A), albo spoiwo węglanowe (fig. 26B), wyjątkowo – krzemionkowo-fosforanowe.

Piaskowce są zbudowane z trzech zasadniczych składników teksturalnych o odmiennej genezie, występujących w zmiennych proporcjach ilościowych. Są to: materiał klastyczny tworzący szkielet ziarnowy skały, spoiwo typu matrix i typu cementu właściwego lub regeneracyjnego oraz minerały diagenetyczne.

Ziarnowy szkielet piaskowców tworzą ziarna klastycznego kwarcu (65,0–90,0% obj.), nieliczne drobne blaszki muskowitu (~1,0% obj.), wyjątkowo biotyту oraz zmętniałe ziarna i okruchy skaleni (<1,5%), wśród których wyróżniono plagioklasy i mikroklin. Z innych składników okazjonalnie reprezentowane są drobne ziarna bioklastów (fig. 26A), pojedyncze egzoklasty skał osadowych (fig. 26B) – głównie ilastych i fosforanowych (fig. 26A), strzępiaste skupienia izotropowej substancji bitumicznej oraz agregatowe ziarna bladozielonego glaukonitu (~1,0% obj.). Skład mineralny skały uzupełnia ubogi zespół minerałów ciężkich – cyrkon, anataz, turmalin, leukoksen, magnetyt, piryt i apatyt, rzadziej rutyl, pirokseny (?hipersten), epidot, tytanit. Zawartość minerałów ciężkich jest nieznaczna i średnio waha się od 0,3 do 1,5% obj., wyjątkowo sięga 2,0% obj. skały. Zdecydowanie przeważają zwykle minerały nieprzezroczyste (piryt, magnetyt, leukoksen), przezroczyste w postaci bardzo dobrze obtoczonych ziaren są reprezentowane głównie przez cyrkon, turmalin i rutyl.

Ziarnowy materiał detrytyczny skały jest dobrze obtoczony i umiarkowanie (waki) lub dobrze wysortowany (arenity). Zwykle ziarna frakcji psamitowej powyżej 0,1 mm są lepiej obtoczone niż frakcji aleurytowej. Ich większość ma kształt kulisty lub owalny. Średnia wielkość najczęstszego ziarna

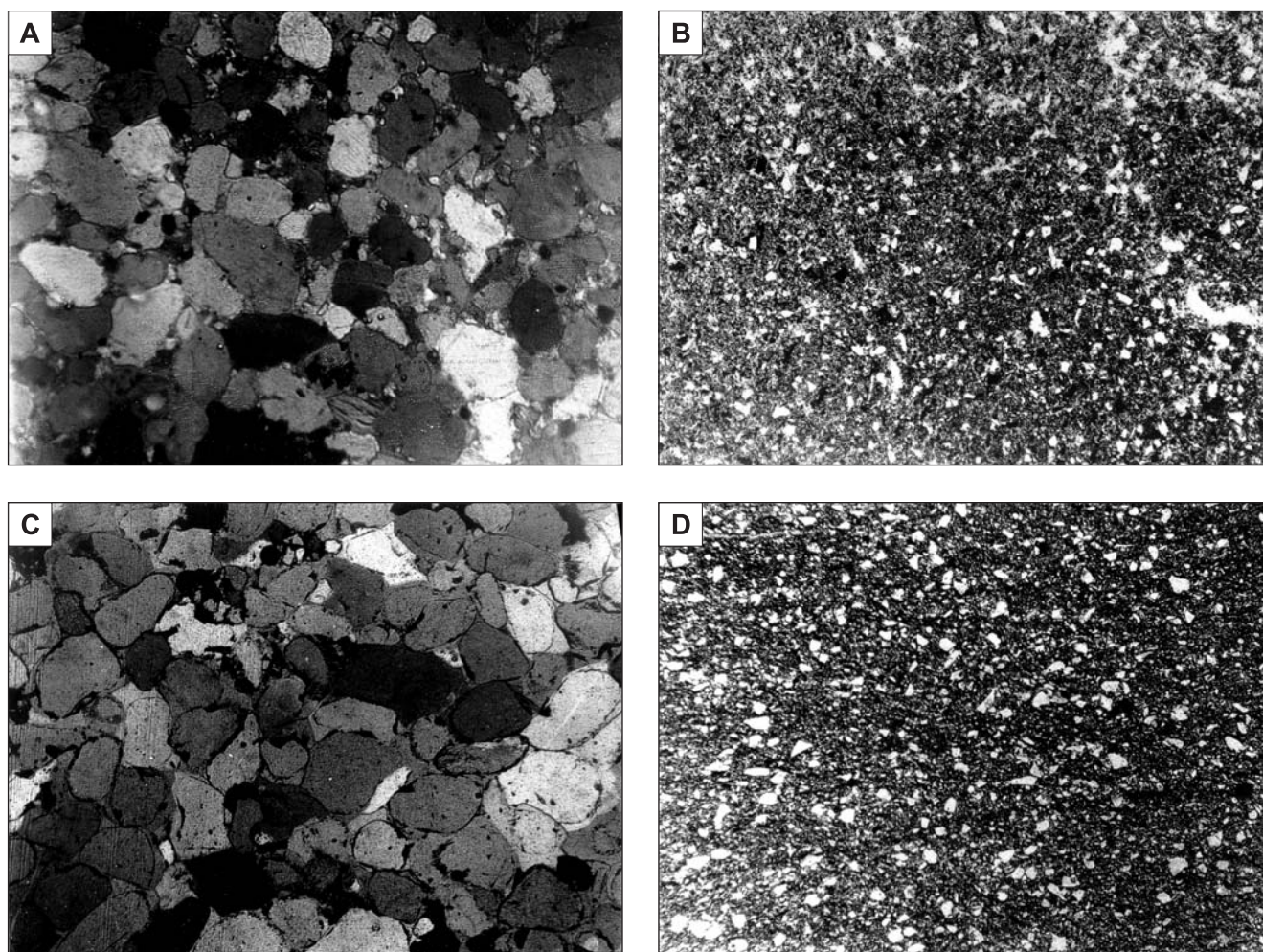


Fig. 26. Obrazy mikroskopowe (nikole skrzyżowane) silitoklastyków tremadoku

A – piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty (arenit kwarcowy) o kwarcowym cemencie regeneracyjnym, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2952,2 m, pow. ok. $\times 40$, nikole skrzyżowane; **B** – piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty (arenit kwarcowy) o spoiwie ilasto-węglanowym z fosforanami i pirytem, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2942,1 m, pow. ok. $\times 40$, nikole skrzyżowane; **C** – mułowiec ilasty bitumiczny, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. ok. 2948,1 m, pow. ok. $\times 40$, bez analizatora; **D** – mułowiec ilasty, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2965,0 m, pow. ok. $\times 40$, bez analizatora

Crossed polars image of micrographs of the Tremadocian siltoclastics

A – medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) with a quartz overgrowth cement, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2952.2 m, magn. $\times 40$, crossed nicols; **B** – medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) with a calcareous cement and clayey matrix, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2942.1 m, magn. $\times 40$, crossed nicols; **C** – clayey bituminous siltstone, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2948.1 m, magn. $\times 40$, one nicol; **D** – Clayey siltstone, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2965.0 m, magn. $\times 40$, one nicol

kwarcu (d_{mf}) w piaskowcach drobnoziarnistych waha się od 0,13 do 0,16 mm, co odpowiada w skali phi wartości 2,95 i 2,5, a w piaskowcach średnioziarnistych wynosi – 0,35 mm. Średnia wielkość maksymalnego ziarna kwarcu (d_{max}) w piaskowcach drobnoziarnistych wynosi 0,21 mm, a w piaskowcach średnioziarnistych osiąga wartość 0,84 mm. Czasem obserwuje się bimodalność rozkładu uziarnienia, gdy najczęstsze ziarna skupiają się w dwu frakcjach: psamitowej drobno-

ziarnistej i aleurytowej (pyłowej) lub psamitowej średnioziarnistej i aleurytowej².

Średnia zawartość kwarcu detrytycznego w piaskowcach jest zwykle duża; w dolnym odcinku profilu zmienia się od 62,2 % (głęb. 2952,5 m) do 91,6% (głęb. 2954,8 m), a w środkowym i górnym wynosi od około 65,0 do 80,0% obj. skały. Zwykle maksymalne zawartości kwarcu są notowane w arenitach o regeneracyjnym spoiwie kwarcowym oraz o cemencie

² Sposób określenia stopnia wysortowania oparty na relacji wielkości ziarna maksymalnego (d_{max}) do wielkości ziarna najczęstsze (d_{mf}) jest metodą szacunkową, która z reguły przesuwają klasyfikację uziarnienia badanych skał w kierunku gorszych kategorii wysortowania. Z wizualnej oceny płytek cienkich – reprezentujących niepomiarowo większy zbiór ziaren wynika, że piaskowce tremadoku są na ogół dobrze wysortowane.

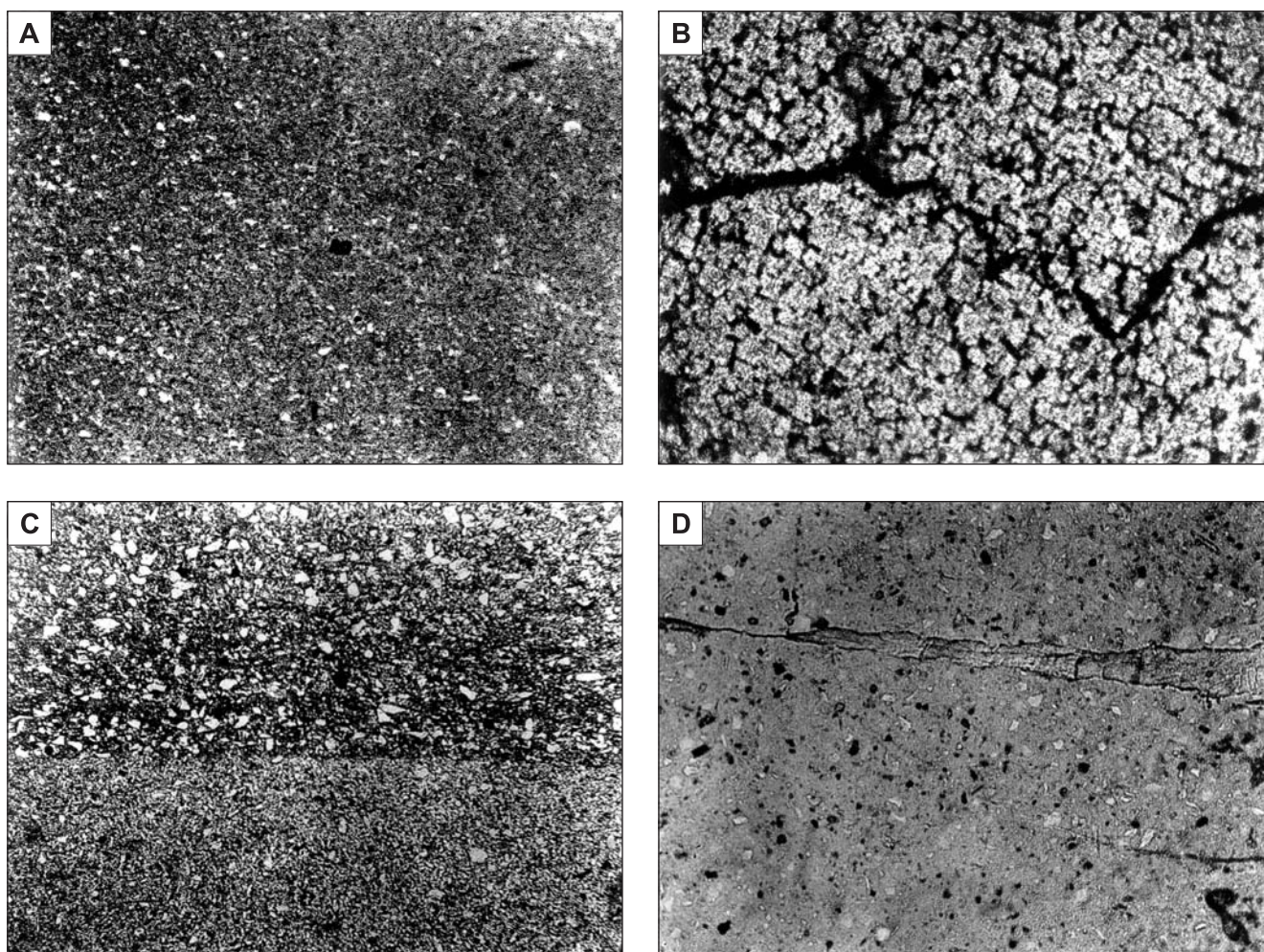


Fig. 27. Obrazy mikroskopowe ilowców dolomitycznych i skał krzemionkowych (chalcedonitów) dolnego tremadoku

A – mułowiec ilasty – kontakt mułowca ilastego i ilowca, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2944,2 m, pow. ok. $\times 40$, bez analizatora; **B** – ilowiec, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2947,5 m, pow. ok. $\times 40$, bez analizatora; **C** – skała krzemionkowa (chalcedonit) z mikrożyłką kalcytu, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2939,8 m, pow. ok. $\times 40$, bez analizatora; **D** – wapień dolomityczny, tremadok dolny (pakerort A_{II}), głęb. 2940,8 m, pow. ok. $\times 40$, bez analizatora

Crossed polars of claystone, dolomitic limestone and chalcedonite of the Lower Tremadocian

A – clayey siltstone – a contact between clayey siltstone and claystone, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2944,2 m, magn. $\times 40$, one nicol; **B** – bituminous claystone, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2947,5 m, magn. $\times 40$, one nicol; **C** – siliceous rock (chalcedonite) with calcite microveinlet, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2939,8 m, magn. $\times 40$, one nicol; **D** – dolomitic limestones, Lower Tremadocian (Pakerort A_{II}), depth 2940,8 m, magn. $\times 40$, one nicol.

węglanowym. Znacząca część ziaren kwarcu jest obwiedziona cienkimi regeneracyjnymi obwódkami kwarcowymi (fig. 26A) lub w partiach skały o cemencie węglanowym – skolorowana (fig. 26B). Często nie pozwala to określić precyzyjnie ich pierwotnego kształtu i stopnia obtoczenia. Osobniki kwarcu wykazują najczęściej wygaszanie światła zwyczajne, tylko sporadycznie faliste lub mozaikowe, niekiedy zawierają one drobne wrostki i inkluzje mineralne. Stwierdzono także nieliczne kwarcce o budowie agregatowej.

Zasadniczym komponentem pelitowej substancji ilastej jest przede wszystkim illit i chloryt, którym miejscami towarzyszy ilościowo podrzędnie kaolinit. Illit występuje zwykle w postaci zwartej mozaiki drobnouseczkowych agregatów, często trudnych do identyfikacji pod mikroskopem ze względu na obecność rozproszonego, drobnodispersyjnego ciem-

nego pigmentu złożonego z piryty, leukoksenu lub wodorotlenków i tlenków żelaza, izotropowej substancji bitumicznej i impregnacji fosforanowych.

Jakościowy skład mineralny skał grupy piaskowców uzupełniają minerały neogeniczne: kryptokrystaliczna krzemionka tworząca bądź cienkie obwódkki regeneracyjne na części ziaren kwarcu, bądź gniazdowe skupienia i impregnacje, węglany reprezentowane przez kalcyt i/lub dolomit, niekiedy syderyt, izotropowa substancja fosforanowa, oraz siarczki – głównie piryty i markasyt.

Spoiwo piaskowców jest zwykle skąpe, rozmieszczone nierównomiernie, typu wypełniającego lub kontaktowego, partiami o charakterze konkrecyjnym. Spoiwo to jest dwojaki rodzaju: typu masy wypełniającej (matrix) zbudowanej z materiału ilasto-mułowcowego, wyjątkowo ilastego

oraz typu cementu właściwego, który tworzą węglany – głównie kalcyt i/lub dolomit (fig. 26A, B), fosforany (fig. 26B), neogeniczny kwarc (fig. 26A, B), krzemionka oraz pirit. Zawartość matriksu w arenitach kwarcowych nie przekracza 10% obj., cementu właściwego mieści się w granicach 5,0–20,0% obj. skały; natomiast w wakach i odmianach przejściowych od wak do arenitów kwarcowych udział tych dwóch typów spoiwa wynosi odpowiednio 15,0–35,0% i 0,0–12,0% obj. skały.

Zespół transgresywnych osadów piaskowcowych tremadoko profilu Busówno IG 1 – analogicznie jak pozostałych profili Lubelszczyzny (Szymański, 1998) – wykazuje liczne analogie litologiczno-petrograficzne z ich genetycznymi odpowiednikami w równowiekowych profilach obszarów sąsiednich, w tym: obniżenia podlaskiego, obniżenia perybałtyckiego i podłoża przedgórza Karpat (otw. Uszkowce 1, Uszkowce 4) w Polsce (Modliński, Szymański, 1972; Szymański, 1974; Tomczyk, 1962a, b, 1963) oraz wyniesienia wołyńsko-podolskiego i zapadliska lwowskiego na Ukrainie (Pomyanowska, Chizniakow, 1972; Ginda, 1978; Drygant, 1979, 2000).

Mułowce. Skały mułowcowe występują w całym profilu serii tremadockiej, grupując się głównie w dolnym i środkowym odcinku sekwencji. W dolnym odcinku stanowią one do 10% miąższości serii, w środkowym i górnym ich udział nie przekracza 20% miąższości.

Zbadane mułowce są skałami związłymi, twardymi o nierównym przełamie i zmiennym – przeważnie zaawansowanym – stopniu diagenety. Ich barwa jest monotonna: przeważa szara lub ciemnoszara, podrzędnie szarobrunatna (głęb. 2960,9 m). Część mułowców jest intensywnie zsylikowana, skalcytyzowana lub partiami spirytyzowana, nierzadko impregnowana fosforanami. Ich odmiany bogate w substancję ilastą wykazują miejscami podwyższoną zawartość materii organicznej (kerogen). Zdecydowana większość mułowców jest niewyraźnie poziomo uławiconą, partiami spękana i przecięta cienkimi mikrożyłkami węglanów lub kwarcu. Skały te odznaczają się dobrym stopniem wysortowania i umiarkowanym obtoczeniem skadników materiału detrytycznego. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,05 mm, a maksymalnego (d_{max}) – 0,12 mm. W mułowcach stwierdza się bądź nieliczne bioturbacje (ichnofauna), hieroglify prądowe oraz sedimentacyjne struktury deformacyjne, bądź są one nieme w sensie depozycyjnym.

Struktura skały jest aleurytowa (fig. 26C, D; 27A), niekiedy aleurytowo-psamitowa, natomiast tekstura – bezładna (fig. 27A) bądź wyjątkowo partiami konkrecyjna. Sporadycznie spotyka się teksturę kierunkową – niewyraźnie poziomo warstwowaną, podkreśloną przez laminację równoległą, soczewkową lub lekko przekątną.

Skały mułowcowe tworzą – analogicznie jak piaskowce – niewyraźnie zindywidualizowane jednostki warstwowania dwójakiego rodzaju: ławice proste (= elementarne) o jednolitej litologii oraz ławice złożone o litologii gradacyjnej, składające się ze zmiennej liczby ławic prostych. Stwierdzona miąższość pierwszej grupy ławic waha się od 0,1 do około 0,2 m, natomiast drugiej wynosi 0,3–0,5 m, wyjątkowo osiąga

0,6 m (głęb. 2940,0 m). Jednostki warstwowania mułowców ze skałami otaczającymi związane są albo stopniowymi przejściami, albo kontaktują wzdłuż lekko nierównych powierzchni. Część tych ostatnich można uznać za powierzchnie będące rezultatem krótkotrwałych epizodów niedepozycji lub ograniczenia względnego tempa sedimentacji.

Zespół skał grupy mułowców wyróżnia słabo zróżnicowany charakter teksturalny. Zbadane próbki tych skał należą do dwu podstawowych odmian litologicznych, tj. mułowców kwarcowych i mułowców ilastych. Ich zasadnicza różnica sprowadza się do odmiennej zawartości substancji ilastej: nieznacznej w mułowcach kwarcowych (10–20% obj.), a wyraźnie większej w mułowcach ilastych (20–50% obj.). Zwykle skały tych dwu odmian mułowców są makroskopowo słabo skonstrastowane i tworzą w następstwie pionowym liczne wzajemne przejścia o nieostrych i płynnych granicach. Zmienna ilość substancji ilastej w ich składzie nie zawsze pozwala na postawienie ostrej granicy między nimi i jednoznaczne oddzielenie mułowców kwarcowych od mułowców ilastych. Z dwu wyróżnionych odmian mułowców pierwsza wyraźnie przeważa miąższościowo w dolnym odcinku profilu, a druga – w odcinku środkowym i górnym.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny oraz chemiczny mułowców jest podobny do wyżej opisanych piaskowców. Mułowce kwarcowe od piaskowców różnią się głównie wielkością ziaren kwarcu, niekiedy także większą zawartością łyszczyków i minerałów ilastych. Mułowce ilaste natomiast zwykle zawierają znacznie więcej pelitu ilastego, stanowiącego spoiwo typu masy wypełniającej (fig. 26C, D). Znaczna ilość pelitu jest przyczyną mniejszej zazwyczaj związłości mułowców ilastych niż mułowców kwarcowych, czy piaskowców (Szymański, 1998).

Iłowce są reprezentowane we wszystkich odcinkach profilu, tworząc dominujący komponent litologiczny środkowej i górnej części sekwencji. Ich udział w poszczególnych fragmentach profilu jest zmienny i wynosi od około 20% miąższości w części dolnej sekwencji do 40% w części górnej.

Iłowce są skałami związłymi, na ogół twardymi o płaskiej oddzielności i intensywnym stopniu diagenety. Ich barwa jest monotonna: szara i ciemnoszara, partiami z odcieniem ciemnobrunatnym. Zwykle są one albo pozbawione makroskopowo wyraźnego uwarstwienia, albo wykazują nieregularną płaską laminację podkreśloną równoległym ułożeniem minerałów łyszczykowych i ziaren kwarcu frakcji aleurytowej lub aleurytowo-psamitowej. W iłowcach miejscami licznie występują struktury sedimentacyjne, w tym: bioturbacje, hieroglify prądowe oraz sedimentacyjne struktury deformacyjne. Znaczna część iłowców jest intensywnie zsylikowana, skalcytyzowana lub spirytyzowana, nierzadko impregnowana fosforanami. Ich odmiany ubogie w materiał detrytyczny często – zwłaszcza w górnym odcinku profilu – wykazują podwyższoną zawartość materii organicznej (tzw. mikrolitofacja ciemna *sensu* Langier-Kuźniarowa, 1971, 1993). Struktura iłowców jest pelitowa lub pelitowo-aleurytowa, tekstura – bezładna lub partiami kierunkowa, płasko lub faliście laminowana (fig. 27A, B).

Zespół skał grupy iłowców wyróżnia słabo urozmaicony charakter teksturalny. Zbadane próbki tych skał można sklasyfikować do trzech podstawowych odmian litologicznych, tj. iłowców właściwych, iłowców bitumicznych i iłowców mułowcowych. Ich zasadnicza różnica sprowadza się do odmiennej ilości materiału detrytycznego: nieznacznej w iłowcach bitumicznych (2,0–3,0% obj.) i iłowcach właściwych (3,0–15,0% obj.), a wyraźnie większej w iłowcach mułowcowych (15,0–50,0% obj.). Zwykle skały trzech wyróżnionych odmian iłowców są makroskopowo słabo skonstrastowane i tworzą w następstwie pionowym liczne wzajemne przejścia o nieostrych i płynnych granicach. Zmienna ilość materiału detrytycznego w ich składzie nie zawsze pozwala na postawienie ostrej granicy między nimi i jednoznaczne oddzielenie iłowców od iłowców mułowcowych, a tych z kolei od mułowców ilastych. Z tych trzech typów skał dwie pierwsze wyraźnie przeważają miąższościowo w górnym odcinku profilu, a ostatnia – w odcinku dolnym.

Zasadniczy składnik mineralny iłowców tworzy pelitowa substancja ilasta, głównie illit i chloryt, którym towarzyszy niekiedy kaolinit i minerały o pakietach mieszanych (?). Ziarnowy materiał skały składa się głównie z ziaren kwarcu frakcji aleurytowej, niewielkiej ilości łuszczyków – w większości muskowitu, śladowo – biotyту, skaleni i minerałów akcesorycznych. Skład mineralny dopełniają węglany, krzemionka, fosforany, rzadziej piryт, glaukonit i materia organiczna.

Zawartość materiału detrytycznego w poszczególnych odmianach skał ilastych bywa zmienna i waha się od 2,0–3,0% obj. (iłowce bitumiczne) do 3,0–15,0% obj. w iłowcach właściwych i 15,0–50,0% obj. w iłowcach mułowcowych. Ziarna materiału detrytycznego są dobrze wysortowane i słabo lub częściowo obtoczone. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,04 mm, a wielkość maksymalna (d_{max}) osiąga wartość 0,07 mm, wyjątkowo – 0,09 mm. Ziarnowy materiał detrytyczny bywa bądź rozszany równomiernie w tle ilastym skały, bądź tworzy miejscami obfitsze nagromadzenia w formie lamin, smug i pasm o nieregularnym przebiegu i nieostrych konturach.

Skały węglanowe

Skały węglanowe stanowią podrzędny miąższościowo i pojawiający się epizodycznie komponent litologiczny serii tremadockiej profilu Busówno IG 1. Ich wystąpienie odnotowano w górnym odcinku sekwencji w interwale 2940,6–2941,0 m, w którym tworzą wśród silikoklastyków wyraźnie zindywidualizowaną izolowaną warstwę o gradacyjnej litologii i miąższości około 0,4 m. Z otaczającymi skałami silikoklastycznymi warstwa skał węglanowych jest wyraźnie skonstrastowana: w spągu graniczy wzdłuż lekko nierównej płaszczyzny kontaktu typu powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej z piaskowcami kwarcowymi: w stropie – z mułowcami ilastymi. Ilościowy udział wapieni w profilu osadów tremadoku wynosi około 1,5% miąższości sekwencji.

Zbadane wapienie są skałami masywnymi, zwięzłymi i twardymi o nierównym przełamie i zmiennym – przeważnie

intensywnym – stopniu rekrytalizacji. Zwykle są one albo pozbawione wyraźnego uławicenia, albo ujawniają istnienie nieostro zarysowanych smug i pasm o nieregularnym przebiegu. Ich barwa jest monotonna: przeważa szara lub jasnoszara, podrzędnie ciemnoszara, partiami – w zależności od rodzaju i ilości domieszki materiału ilastego – rozjaśniona lub przyciemniona (głęb. 2940,9 m). W wapieniach sporadycznie notuje się obecność charakterystycznych, nierównych powierzchni śródwarstwowych nieciągłości sedymentacyjnych z cienkimi powłokami ilastymi, słabo wykształconych stylolitów o różnej genezie, a także drobnych mikrospektań oraz nieregularnych żyłek wypełnionych kwarcem lub siarczkami (piryt).

Z analiz mikroskopowych wynika, że wśród węglanów są reprezentowane głównie wapienie margliste i wapienie dolomityczne, udział wapieni i wapieni piaszczystych jest nieznaczny. Ich charakter petrograficzny odpowiada trzem podstawowym typom teksturalnym w rozumieniu Folka (1959), tj. sparytom, sparytom zailonym i ubogim biosparytom z relikami struktur biogenicznych. Ilościowe relacje tych trzech typów teksturalnych są zmienne; najczęściej przeważają sparyty zailone i/lub sparyty (80%), którym miejscami towarzyszą zazwyczaj podrzędne przerosty biosparytów (20%). Skały te są makroskopowo słabo skonstrastowane, a ich wzajemne przejścia stopniowe i nieostre. Często trudno postawić jednoznacznie granice pomiędzy poszczególnymi ich odmianami. Struktura skał węglanowych jest allotriomorficzna (ziarnista), tekstura – masywna, bezładna lub miejscami niewyraźnie smugowana.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny wapieni jest słabo urozmaicony i nie wykazuje znaczniejszych różnic. Ich tło skalne tworzy zwarta mozaika wzajemnie pozazębionych ksenomorficznych indywiduów kalcytu i/lub dolomitu o średnicy 0,3–2,1 mm, wśród których miejscami pojawiają się charakterystyczne rekrytalizacyjne struktury „wachlarzowe” kalcytu. Znaczna część ziaren i kryształów kalcytu wykazuje zbliżnienia polisyntetyczne oraz drobne spękania. Czasem noszą one partiami oznaki działania czynników dynamotermicznych (granuloblasteza) (fig. 27D).

Materiał allochemiczny skały składa się głównie z trzech podstawowych komponentów: z minerałów ilastych (5,0–20,0% obj.) – w tym illitu i chlorytu, detrytycznego kwarcu (1,0–15,0% obj.) oraz materiału biogenicznego (0,0–10,0% obj.), które wzajemnie wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych. Ziarna bioklastów są zbudowane z drobnych fragmentów struktur biogenicznych i/lub w różnym stopniu ich przekrytalizowanych relików, których wielkość waha się od 0,2 do 0,5 mm. Są one rozmieszczone bezładnie i nierównomiernie: czasem tworzą w biosparytach obfitsze nagromadzenia, natomiast w sparytach często brak ich zupełnie. Skład taksonomiczny materiału biogenicznego jest reprezentowany głównie przez szczątki organizmów bentonicznych, w tym m.in. ramienionogów, ?krynoidów, małżoraczków, ?konodontów, ślimaków, ?mszywiolów oraz drobnych fragmentów o niezidentyfikowanej przynależności systematycznej (*varia*). Zawartość komponentów biogenicznych w poszczególnych odmianach skał jest zmienna: w sparytach i sparytach zailonych dochodzi do 4,0%, a w bio-

sparytach osiąga maksymalnie 10,0% obj. skały (głęb. 2940,7 m).

Z grupy innych komponentów pochodzenia allogenicznego w skałach węglanowych stwierdzono zmienne ilości minerałów ilastych (ok. 3,0–20% obj.) – głównie illitu i chlorytu, detrytyczny kwarc frakcji aleurytowej i psamitowej (0,0–7,5% obj.), chalcedon oraz śladowo – zserycytizowane drobne ziarna skaleni i glaukonit. Ziarna kwarcu są dobrze obtoczone i słabo wysortowane. Zwykle ziarna frakcji psamitowej wykazują wyraźniej lepszy stopień obtoczenia niż ziarna frakcji aleurytowej. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,07 mm, a maksymalna (d_{max}) – 0,22 mm. Czasem rozkład uziarnienia jest bimodalny i kategoria ziaren najczęstszych należy do dwu frakcji; aleurytowej i psamitowej drobnoziarnistej lub aleurytowej i psamitowej średnioziarnistej. Część ziaren detrytycznego kwarcu – głównie frakcji psamitowej – nosi wyraźne ślady korozji przez węglany, niekiedy jest obwiedziona cienkimi kwarcowymi obwódkami regeneracyjnymi lub obwódkami fosforanowymi. Sporadycznie notowane są strzępiaste nagromadzenia ciemnobrunatnej izotropowej substancji bitumicznej (fig. 26D), neogeniczny chloryt, tworzący miejscami drobnołuseczkowe agregatowe skupienia, pleochroiczne drobnoblaszkowe skupienia biotyту oraz impregnacje i gniazdowe nagromadzenia wodorotlenków i tlenków żelaza, fosforanów, syderytu oraz siarczków – głównie piryту.

Zespół cech sedimentologicznych i teksturalnych, wreszcie pozycja w profilu skał węglanowych wskazują, że mogą być one interpretowane jako muszłowce sztormowe (Tucker, 1995). Zgodnie z takim ujęciem ich materiał bioklastyczny został napławiony prądami sztormowymi z brzeżnych partii zbiornika i/lub stref śródmorskich płycizn, w czasie działania okresowych zjawisk katastoficznych (sztormy, huragany) powodujących krótkotrwałe epizody zwiększonej ruchliwości wód (Walker, 1984; Simpson, Eriksson, 1990).

Skały węglanowe tremadoku profilu Busówno IG 1 wykazują liczne analogie teksturalne, litologiczno-petrograficzne i sedimentologiczne z genetycznymi ich odpowiednikami w innych równowiekowych sekwencjach Lubelszczyzny (Szymański, 1998). Ich występowanie stwierdzono m.in. w otworach wiertniczych Łopiennik IG 1, Busówno IG 1, Bachus 1, Wierzbica 1 i Horodło 1, w których są rozmieszczone w środkowym i górnym odcinku sekwencji. Zwykle tworzą one wyraźnie zindywidualizowane, izolowane przewarstwienia o jednolitej lub gradacyjnej litologii i miąższości od około 0,12 m (otw. Horodło 1) do 0,4–0,6 m (otw. Busówno IG 1, Łopiennik IG 1). Zdecydowana większość przewarstwień sytuuje się wśród iłowców, wyjątkowo towarzyszą piaskowcom (otw. Horodło 1). Z otaczającymi skałami klastycznymi granice poszczególnych ławic wapieni są wyraźne i ostre; w spągu często lekko nierówne, typu powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych (otw. Łopiennik IG 1). Liczba przewarstwień węglanowych w poszczególnych profilach jest zmienna i waha się od 1 (otw. Horodło 1) do 5 (otw. Łopiennik IG 1), przy ich sumarycznej miąższości odpowiednio 0,12 m i około 1,5 m. Udział skał węglanowych w serii tremadockiej wynosi od około 0,5 do 4,0% miąższości (otw. Horodło 1, Łopiennik IG 1).

Skały krzemionkowe (chalcedony)

Skały krzemionkowe (chalcedony) (fig. 26D) stwierdzono w przystropowym odcinku profilu (głęb. 2939,5–2939,9 m), w którym tworzą one lokalnie rozwinięty poziom litologiczny o miąższości około 0,4 m. Ich granice ze skałami otaczającymi są wyraźne i ostre, pozbawione cech ciągłego przejścia sedimentacyjnego: w spągu kontaktują – ze skałami silikoklastycznymi (mułowce ilaste), w stropie – z warstwą brekcji transgresywnie ułożonej serii dolnego arenigu (Szymański, 1998). Ilościowy udział skał krzemionkowych w serii osadów tremadoku profilu Busówno IG 1 wynosi około 1,5% miąższości sekwencji.

Skały krzemionkowe są masywne, zlewne i pozbawione por, bardzo twarde, w dotyku tłuste i śliskie o charakterystycznym gładkim muszlowym przełamie. Ich barwa jest szara i jasnoszara, partiami z odcieniem seledynowym lub lekko niebieskawym. Są to skały nieme w sensie depozycyjnym i pozbawione czytelnego makroskopowo uławicenia. Znaczne ich partie są spękane i przecięte systemem cienkich żył i mikrożyłek, na których treść mineralną składają się kwarc, węglany (fig. 26C), niekiedy siarczki (piryt). Część tych żyłek i spękań – głównie współkształtnych z pierwotną laminacją (stratyfikacją) – może być uznana za spękania syneretyczne, związane z dehydratacją i lityfikacją pierwotnie luźnego żelu krzemianowego. Struktura skał krzemionkowych jest mikro- i kryptokrystaliczna, tekstura – bezładna, partiami niewyraźnie smugowana materiałem ilastym (fig. 27C).

Jakościowy skład mineralny skał krzemionkowych jest słabo urozmaicony. Zasadnicze ich tło tworzy zwarta masa mozaikowo zrekrystalizowanej mikro- lub kryptokrystalicznej krzemionki – głównie w postaci chalcedonu, w której miejscami są widoczne sferulitowe struktury rekrystalizacyjne. Ziarnowy materiał detrytyczny jest reprezentowany w ilościach śladowych (<3,0% obj.) lub brak go partiami zupełnie. Są to: pojedyncze ziarna detrytycznego kwarcu frakcji aleurytowej, drobne, zwykle wtórnie zserycytizowane okruchy skaleni, substancja ilasta (illit, chloryt), wyjątkowo łyszczyki (muskowit) i wyblakłe drobnoagregatowe ziarna glaukonitu. Ze składników biogenicznych stwierdzono drobne okruchy fosforanowo-chitynowych skorup ramienionogów, fragmenty igieł gąbek, małżoraczek, strzępiaste fragmenty rabdozomów graptolitów i niezidentyfikowanych taksonomicznie mikrostruktur organicznych. Skład mineralny skały uzupełnia grupa minerałów neogenicznych: izotropowe skupienia brunatnawej substancji fosforanowej, mikrosparyt kalcytu, wodorotlenki i tlenki żelaza oraz siarczki (piryt).

Sposób rozmieszczenia składników ziarnowych w tle chalcedonowym skały jest bezładny i nierównomierny. Substancja ilasta tworzy miejscami obfite nagromadzenia w formie wydłużonych, nierzadko nieciągłych, porożrywanych smug i pasm, niekiedy soczewkowatych owali o nieostrych konturach. Zawartość minerałów ilastych w obrębie tych form jest niejednokrotnie na tyle znaczna, że nadaje im charakter czertów ilastych. Z koncentracjami substancji ilastej wiąże się miejscami występowanie zwiększonych ilości fosforanów

i substancji bitumicznej, które tworzą nierzadko drobne niewyraźnie wyodrębnione skupienia.

Jakościowy skład mineralny i chemiczny skał krzemionkowych, ich cechy teksturalne i sedymentologiczne, wreszcie pozycja w profilu wskazują, że mogą być one interpretowane jako powstałe w rezultacie bezpośredniej precypitacji żelu krzemianowego z wód morskich. Ich powstanie można wiązać z krótkotrwałym epizodem kryzysu sedymentacji klastycznej u schyłku regresywnego etapu rozwoju sedymentacji tremadockiej.

Skały krzemionkowe (chalcedonity) z profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1 są tożsame lub bliskie sposobem wykształcenia oraz charakterem litologiczno-petrograficznym z chalcedonitami dolnego ordowiku regionu kielec-

kiego Gór Świętokrzyskich opisanymi z synkliny bardziańskiej (Zalesie Nowe–Chojnów Dół, Wysoczki, Szumsko, kamieniołom Biesak) i okolic Zbrzy m.in. przez Turnau Morawską (1958), Bednarczyka (1966) i Trełę (1998). Zdaniem Bednarczyka (1981, 1996) reprezentują one część dolną tremadoku górnego (ceratopyge A_{III}) lub tremadok górny–najniższy arenig, tj. osady ogniwa mułowców i chalcedonitów ze Zbilutki (formacja chalcedonitów z Wysoczek *sensu* Dzik, Pisera, 1994), natomiast według Znoski i Chlebowskiego (1978) są wieku dolnoarenidzkiego (latorp B_I). Istotnym wyróżnikiem tych ostatnich w porównaniu z chalcedonitami profilu Busówno IG 1 jest znacząca powszechnie zawartość w ich składzie materiału piroklastycznego (Chlebowski, 1971, 1978, 1996).

SYLUR

Zdzisław MODLIŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Podstawowym materiałem źródłowym wykorzystanym przy opracowaniu profilu syluru w otworze Busówno IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny opracowany przez Tomczyka (1975), a zawarty w dokumentacji wynikowej otworu. W profilu tym przy rozpozniowaniu stratygraficznym osadów syluru zastosowano autorski (np. Tomczyk, 1962a, b, 1990) schemat podziału, znacznie odbiegający od standardów międzynarodowych (Szymański, Modliński, 2003). Konieczna więc była nowelizacja stratygrafii i przyjęcie podziału powszechnie stosowanego w literaturze i zgodnego z ustaleniami międzynarodowymi. W tym celu wykorzystano klasyczny podział brytyjski o statusie zalecanego przez Międzynarodową Podkomisję Stratygrafii Systemu Sylurskiego jako standardu globalnego (Nowlan, 1995), oraz regionalny schemat opracowany przez Urbanka i Tellera (1997) dla obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce.

Osady syluru w otworze Busówno IG 1 występują według pomiarów geofizyki wiertniczej w interwale głębokościowym 2008,0–2890,0 m, a ich miąższość wynosi 882,0 m. W profilu reprezentowane są wszystkie oddziały syluru tj. landower, wenlok, ludlow i przydol.

Landower

Rozpoczynające profil syluru utwory landoweru występują na rozmytej powierzchni najwyższego ordowiku–asgillu reprezentowanego przez silnie zredukowane miąższościowo utwory formacji margli z Tyśmienicy (Modliński, 1984). Osady landoweru wyróżniono zgodnie z propozycją Tomczyka (1975) w interwale 2878,0–2890,0 m, a ich miąższość wynosi zaledwie 12,0 m. Są to ilowce głównie szare i szarzielone, miejscami dolomityczne lub wapniste. W osadach tych Tomczyk zidentyfikował zespół graptolitów, wśród których występują między innymi: *Monograptus crenulatus*

Törnquist i *Spirograptus spiralis* (Geinitz) – taksony wskaźnikowe dla standardowych poziomów górnego landoweru. Można przypuszczać, że w profilu Busówno IG 1 landower jest silnie zredukowany stratygraficznie i występują tu jedynie osady piętra telych.

Wenlok

Osady wenloku występują w omawianym profilu, według pomiarów geofizyki otworowej i próbek rdzeniowych, w interwale 2795,0–2878,0 m, a ich miąższość wynosi 83,0 m. Górną granicę wenloku przyjęto w obrębie odcinka bezrdzeniowego (2760,0–2799,0 m) na głębokości 2795,0 m około 5,0 m powyżej miejsca pobrania próbek rdzeniowych, w których stwierdzono występowanie *Pristiograptus cf. ludensis* (Suess) – przewodnich graptolitów dla najwyższego poziomu wenloku. Granica ta jest usytuowana 23,0 m wyżej niż to przyjmował Tomczyk (1975). W obrębie wenloku dominują ilowce ciemnoszare i szare, często wapniste z nielicznymi wkładkami wapieni i konkrekcjami wapieni marglistych oraz laminami bentonitów. Wiek osadów jest udokumentowany licznymi formami graptolitów, wśród których zidentyfikowano taksony wskaźnikowe dla 7 standardowych poziomów wenloku (od dołu): *murchisoni*, *riccatronensis*, *antenularis*, *rigidus*, *ellesae*, *lundgreni* i *ludensis* (Tomczyk, 1975).

Ludlow

Osady ludlowu wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej w interwale 2636,5–2795,0 m, a ich miąższość wynosi 158,5 m. Są to ilowce i mułowce szare i ciemnoszare, laminowane, w niższej części z nielicznymi wkładkami i konkrekcjami wapiennymi. Z utworów dolnego ludlowu – gorstu nie uzyskano próbek rdzeniowych, nato-

miast z górnego ludlowu – ludfordu próby rdzeniowe pobrano w trzech interwałach. W najniższym z nich Tomczyk (1975) stwierdził liczną faunę graptolitów, wśród których zidentyfikował między innymi przewodni dla najniższego poziomu ludfordu gatunek *Cucullograptus cf. aversus* (Eisenack). Górną granicę ludlowu przyjęto zgodnie z propozycją Tomczyka (1975) w stropie interwału rdzeniowanego 2636,5–2645,9 m, w którym stwierdzono występowanie *Monograptus formosus* Bouček i *Monograptus ex gr. formosus* Bouček – fauny charakterystycznej dla najwyższego ludfordu (Nowlan, 1995).

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA ORDOWIKU I SYLURU

Ordowik

W badaniach petrograficznych skał ordowiku nawierconych w otworze Busówno IG 1 wyróżniono następujące litofacje:

- zlepieńcową,
- węglanową,
- ilastą.

Litofacja zlepieńcowa

Występujący w spagu arenigu zlepieńc (próbka z głębokości 2939,4 m) jest złożony z otoczków, a także z ostrokrawędzistych okruchów, skał krzemionkowych i fosforanowych. W 4 płytkach cienkich, wykonanych z tej skały, zidentyfikowano następujące otoczki i okruchy:

- chalcedonit kryptokrystaliczny (okruchy ostrokrawędziste) długość 20,0 mm, 14,0 mm i mniejsze,
- brunatną skałę fosforanową (graniaste okruchy),
- brunatny piaskowiec o spoiwie fosforanowym (otoczek o średnicy 32,0 mm), zawierający obtoczone ziarna kwarcu frakcji do 0,7 mm.

Masa wypełniająca opisywanej skały zlepieńcowo-brekcyjowej stanowi zailony dysmikryt z glaukonitem frakcji 0,04–0,1 mm, pirytem i pojedynczymi ziarnami kwarcu frakcji do 0,5 mm, wyjątkowo do 0,7 mm. Cała skała wykazuje przejawy sylifikacji i jest poprzecinana żyłkami sparytowymi, a niektóre ziarna glaukonitu są częściowo zastąpione epigenetycznymi węglanami i kwarcem (fig. 28A).

Litofacja węglanowa

W profilu otworu Busówno IG 1 litofacja węglanowa pojawia się w nadkładzie litofacji zlepieńcowo-brekcyjowej. Jest to mikryt zailony z glaukonitem (próbka z głębokości 2939,2 m), zawierający nierównomiernie rozmieszczoną domieszkę ilastą (partie mikrytowe i afanitowe węglanowo-ilaste, rozgraniczone powierzchnią rozmywania) i nierównomiernie rozmieszczone ziarna glaukonitu o bardzo zmiennym uziarnieniu (frakcji 0,08–1,00 mm), barwy trawiaszzielonej, nie-

Przydol

Osady najwyższego syluru – przydolu wyznaczono na podstawie prób rdzeniowych i pomiarów geofizyki otworowej w interwale głębokościowym 2008,0–2636,5 m, a więc osiągają one znaczną miąższość wynoszącą 628,5 m. Są to ilowce szare i ciemnoszare, laminowane, miejscami wapniste z nielicznymi, cienkimi wkładkami wapieni. Górna granica przydolu określona została przez Miłaczewskiego (ten tom, str. 37) na głębokości 2008,0 m, czyli około 60,0 m poniżej niż pierwotnie przyjmował Tomczyk (1975).

kiedy z brunatnymi obwódkami oraz pojedyncze, obtoczone ziarna kwarcu frakcji do 0,2 mm. Występują tu także szczątki trylobitów, osiągające znaczne rozmiary (do 6,5 mm w obrębie płytki cienkiej) i innej fauny.

Wyżej w profilu występują ciemnoszare i brunatnoszare mikryty (próbki z głębokości 2938,2 m i 2935,4 m), początkowo (głębokość 2938,2 m) przepełnione szczątkami pochodzenia organicznego, przy czym niektóre z nich wyróżniają się w płytce cienkiej barwą żółtawą lub brunatną. Większość szczątków jest zbudowana z węglanów; wśród tego detrytus zidentyfikowano głównie większe fragmenty należące do trylobitów (długości do 10,0 mm w płytce cienkiej z próbki z głębokości 2938,2 m). Sporadycznie występują tu także fosforanowe szczątki organiczne, niektóre o przekrojach igiełkowatych oraz mozaikowe skupienia epigenetycznego kwarcu. W badaniach mikroskopowych stwierdzono także obecność stylolitów, powierzchni rozmywania i związanych z nimi znacznie zailonych partii skały.

Wyżej w profilu ordowiku otworu (lanwirm) w bezpośrednim nadkładzie opisanych mikrytów, występuje kompleks ciemnoszarych wapieni typu biodysmikrytów (próbki z głębokości 2933,4–2924,0 m). Są to skały w płytkach cienkich jasnobrunatne, przepełnione szczątkami organicznymi (fig. 28C, D), wśród których wyróżniono fragmenty mszywiołów, trylobitów, szkarłupni. Sporadycznie pojawia się mała zawartość kwarcu detrytycznego w postaci pojedynczych ziaren (z głębokości 2933,4 m – frakcji do 0,20 mm, w próbce z głębokości 2924,0 m – frakcji do 0,08 mm), stylolity z powłokami ilastymi (głębokość 2929,6; 2925,7 m), skupienia pirytu (głębokość 2933,4; 2929,6; 2927,4 m), lub lokalnie zażelazienia szczątków organicznych. Wszystkie próbki wykazują obecność pasm i powłok ilastych, zapewne związanych z rozmywaniem osadu.

Skały węglanowe występujące w stropie i spagu karadoku również zawierają znacznie większą ilość substancji organicznej oraz widoczną w płytce cienkiej zawartość materiału detrytycznego. Były one w badaniach petrograficznych reprezentowane przez dwie próbki: z głębokości 2923,6 i 2922,8 m. Dwie płytki cienkie wykonane z próbki z głębokości 2923,6 m przedsta-

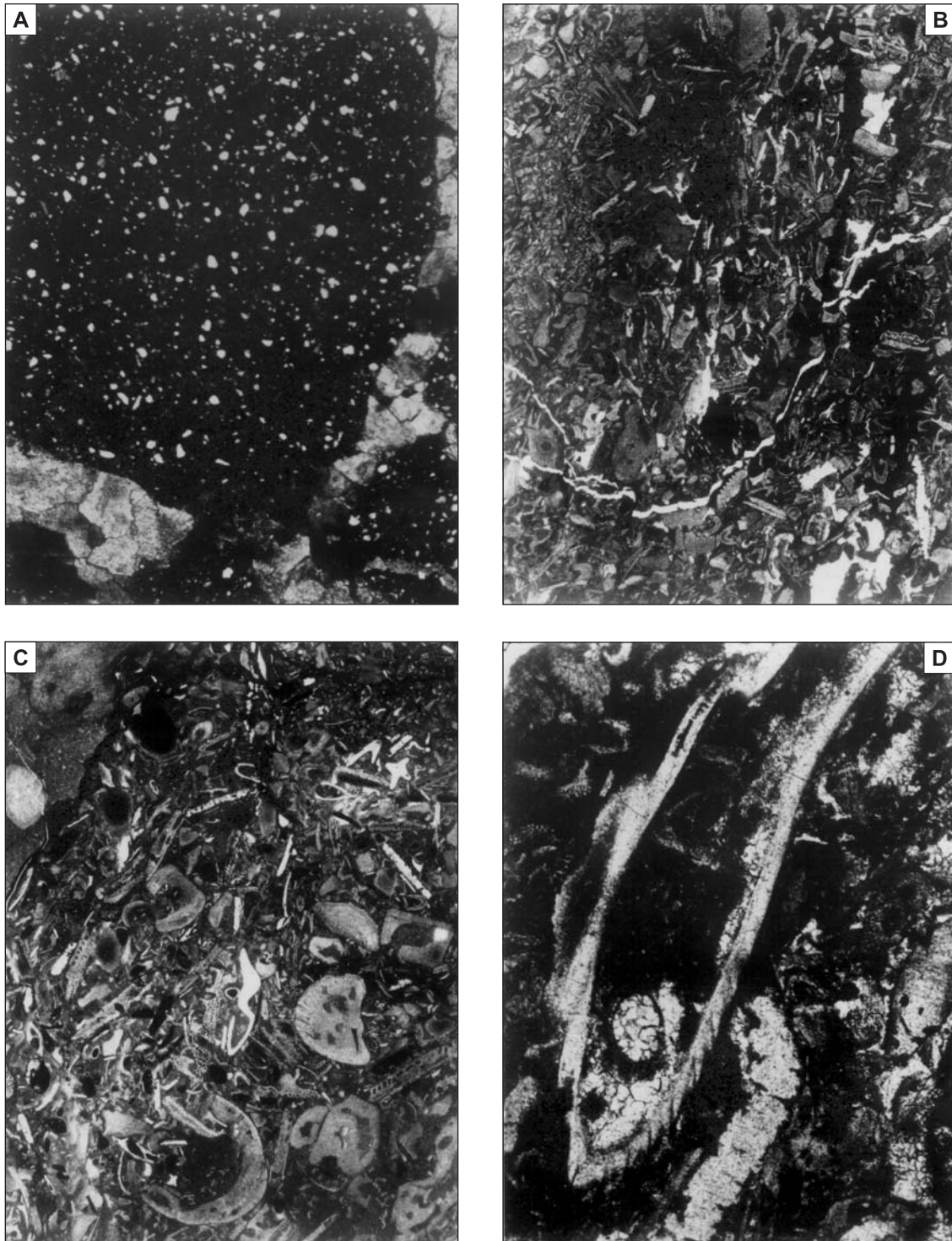


Fig. 28. Obrazy mikroskopowe (nikole skrzyżowane) skał ordowiku

A – brekcja złożona z fragmentów chalcedonitu, spojonych sparytem węglanowym; arenig, głęb. 2939,4 m, nikole skrzyżowane, pow. x 26; **B** – struktura biomorficzna biodysmikrytu; lanwirn, głęb. 2927,4 m, bez analizatora, pow. x 9; **C** – struktura biomorficzna biodysmikrytu; widoczne przekroje szczątków m.in. trylobitów i jeżowców; lanwirn, głęb. 2925,7 m, bez analizatora, pow. x 9; **D** – struktura biomorficzna biodysmikrytu. Przekrój przez okrusz pancerza trylobita; lanwirn, głęb. 2924,0 m, bez analizatora, pow. x 26

Crossed polars image of micrographs of the Ordovician rocks

A – breccia composed of chalcedonite fragments cemented with carbonate sparite; Arenigian, depth 2939.4 m, crossed nicols, magn. x 26; **B** – biomorphic structure of biodismicrite; Llanvirn, depth 2927.4 m, one nicol, magn. x 9; **C** – biomorphic structure of biodismicrite; visible are sections across remains of trilobites and echinoids among others; Llanvirn, depth 2925.7 m, one nicol, magn. x 9; **D** – biomorphic structure of biodismicrite; section across a trilobite fragment; Llanvirn, depth 2924.0 m, one nicol, magn. x 26

wiają dwa różne typy skały: jedna z nich stanowi kontynuację opisaną niżej leżącej serii, a druga jest zailonym mikrytem mułowcowym o dużej zawartości materii organicznej, barwy brunatnej w płycie cienkiej, z licznymi węglanowymi szczątkami pochodzenia organicznego, usianym ostrokrawędzistymi ziarnami detrytycznego kwarcu (około 2–3% obj.), frakcji przeciętnie do 0,04 mm, przy czym wyjątkowo poszczególne ziarna osiągają 0,28 mm. Próbka ta zawiera ponadto liczne, ciemne powłoki ilaste, skupienia epigenetycznych minerałów krzemionkowych oraz piryty w postaci pigmentu i większych ziaren.

Nadległy poziom (próbka z głębokości 2922,8 m) stanowią zailone biomikryty nieco dolomityczne, o widocznych w płycie cienkiej partiach zawierających różnej wielkości szczątki organiczne, od koncentracji widocznych makroskopowo kilkumilimetrowej wielkości okruchów do pilśni rozrartych szczątków. Skała ta zawiera znaczne ilości substancji organicznej oraz mułek o średnim uziarnieniu około 0,015 mm (pojedyncze ziarna osiągają 0,06 mm), w skład którego wchodzi kwarc i niewielkie ilości muskowitu.

Wyżej w profilu, wśród karadockiego kompleksu ilastego występuje szereg przewarstwień skałami węglanowo-ilasnymi, przeważnie ciemnoszarymi, zailonymi mikrytami mułowcowymi (próbki z głębokości 2913,4–2909,4 m). Składają się one z partii sparytowych, złożonych ze skupień węglanowych, zbudowanych z drobnych spilśnionych szczątków organicznych o zatartych strukturach oraz ze zmiennych ilości mułku kwarcowego – również o zmiennym uziarnieniu. Początkowo zawartość kwarcu jest rzędu 7–8% obj. przy frakcji do 0,1 mm (z głębokości 2913,4 m), następnie zawartość kwarcu wzrasta do 10–30% obj. w różnych partiach płytki cienkiej z głębokości 2910,2 m (wykazującej bardzo znaczne zróżnicowanie struktury w obrębie jednej płytki cienkiej) przy uziarnieniu przeciętnie około 0,03 mm, osiągającym w niektórych partiach płytki 0,08 mm. Następnie w kolejnej nadległej warstwie (próbka z głębokości 2909,4 m) zawartość kwarcu detrytycznego wynosi około 3% obj. przy uziarnieniu 0,015–0,05 mm (pojedyncze ziarna osiągają 0,1 mm). Ponadto w próbce z głębokości 2910,2 m, najbogatszej w materiał detrytyczny, zauważono nieco muskowitu i cyrkonu, a także materii organicznej i substancji ilastej – szczególnie w partiach o strukturze bardziej drobnoziarnistej, a w próbce z głębokości 2909,4 m jedno ziarno glaukonitu o średnicy 0,03 mm oraz pigment i skupienia piryty.

Także wyżej w profilu stwierdzono podobne typy skał, tj. mikryt mułowcowy i wapień zailony mułowcowo-piaszczysty, występujące wśród kompleksu ilasto-mułowcowego. Mikryt mułowcowy (próbka z głębokości 2902,1 m) zawiera około 10% obj. kwarcu detrytycznego o średnicy ziaren przeciętnie około 0,02 mm, maksymalnie 0,04 mm. Wapień zailony mułowcowo-piaszczysty (próbka z głębokości 2901,3 m) zawiera domieszkę ziaren kwarcu frakcji przeważnie mułkowej, z niewielką ilością materiału piaszczystego frakcji do 0,4 mm, ostrokrawędzistego, występującego w masie podstawowej ilastej o dużej zawartości węglanowych szczątków organicznych, przeważnie rozrartych do drobnych niekształtnych okruchów, tworzących spilśnione skupienia.

W stropowej części kompleksu ilastego (karadok–aszgil) występują soczewki i przewarstwienia mikrytów, często zailonych, ciemnoszarych (próbki z głębokości 2898,3–2895,3 m) zawierające niewielką domieszkę kwarcu detrytycznego (<1% obj.) frakcji przeciętnie około 0,03 mm, wyjątkowo – szczególnie w przypadku ziaren igielkowatych – 0,065 mm. Sporadycznie zawartość materiału detrytycznego bywa większa i w próbce z głębokości 2895,3 m wynosi około 10% obj. W tym przypadku wśród ziaren detrytycznych występują także nieliczne blaszki muskowitu. Zauważono tu także przejawy sylifikacji, zwykle w postaci izotropowych skupień, zapewne należących do opalu (próbka z głębokości 2898,3 m), często także pojawiają się skupienia piryty (próbki z głębokości 2898,3 i 2896,6 m) lub pigment pirytowy (próbka z głębokości 2895,3 m).

W wyżej leżących szarych i zielonoszarych biomikrytach zailonych i zailonych mikrytach aszgilu (próbki z głębokości 2894,2–2890,1 m) przepelnionych drobnym detrytusem węglanowych szczątków organicznych, występuje również niewielka zawartość materiału detrytycznego frakcji mułkowej, rzadko piaszczystej. Mianowicie w próbkach z głębokości 2894,2–2891,9 m przeciętna średnica ziaren detrytycznych wynosi około 0,02 mm, wyjątkowo tylko pojedyncze ziarna osiągają: 0,08 mm w próbce z głębokości 2894,2 m; 0,15 mm w próbce z głębokości 2893,7 m; 0,04 mm w próbce z głębokości 2891,1 m i 0,13 mm w próbce z głębokości 2890,1 m. W odróżnieniu od próbek z głębokości 2894,2–2890,5 m, zawierających zaledwie pojedyncze ziarna w obrębie płytek cienkich, w próbce stropowej z głębokości 2890,1 m zawartość materiału detrytycznego jest zmienna i w niektórych partiach próbki dochodzi do 3% obj. Zwraca przy tym uwagę brak obtoczenia ziaren frakcji piaszczystej (próbki z głębokości 2893,7 m i 2890,1 m).

Niektóre próbki omawianego kompleksu zawierają ponadto skupienia piryty, żyłki oraz pigment pirytowy. Czasem pojawiają się widoczne mikroskopowo partie ilaste, związane z powierzchniami rozmywania (próbki z głębokości 2891,9–2890,5 m).

Ze szczątków organicznych, przepelniających opisaną biomikryty, zidentyfikowano fragmenty należące do trylobitów, szkarłupni, krynoidów i mszywiolów.

Wyniki przeliczeń wskaźnikowych analiz chemicznych skał węglanowych ordowiku otworu Busówno IG 1 zestawiono w tabeli 9.

Litofacja ilasta

Litofacja ilasta w profilu ordowiku występuje podrzędnie w stosunku do litofacji węglanowej, znacznie przeważającej pod względem miąższości. W badaniach petrograficznych ordowiku z otworu Busówno IG 1 była reprezentowana przez próbki z głębokości 2920,3–2914,7 i 2903,6–2903,2 m. Są to ilowce mułowcowe, czasem o większej zawartości materii organicznej, brunatnoczarne w płycie cienkiej (głębokości 2920,3 m). Zawierają mułek kwarcowy, a w niższych poziomach także domieszkę drobnego piasku (próbka z głębokości 2920,3 m – frakcji do 0,08 mm, próbki z głębokości 2916,4 m

Tabela 9

**Zawartości kalcytu, dolomitu i części nierozpuszczalnych
w HCl skał węglanowych ordowiku**

Contents of calcite, dolomite and parts insoluble in HCl from Ordovician carbonate rocks

Głębokość [m]	Kalcyt [% wag]	Dolomit [% wag]	Części nierozp. w HCl [% wag]
2939,20	52,18	6,36	27,12
2938,20	75,49	4,85	12,00
2935,40	77,45	3,39	11,00
2933,45	86,29	4,53	2,88
2931,80	93,14	0,64	2,16
2929,65	83,27	2,84	5,72
2927,45	91,07	0,82	2,92
2925,75	73,68	9,61	7,06
2924,05	87,93	3,71	3,80
2922,80	60,69	8,93	19,20
2913,45	62,21	3,11	27,44
2893,75	57,35	8,83	23,56
2892,10	56,41	7,27	24,68
2891,95	65,10	11,62	15,32
2891,15	75,97	6,13	11,56
2890,50	82,57	4,85	7,44
2890,15	76,11	8,74	9,60

i 2914,7 m – do 0,06 mm). Stopień obtoczenia ziaren bywa różny, część z nich stanowią obtoczone, część – ostrokrawędziste. Zawartość materiału detrytycznego w niższych poziomach dochodzi czasem do 25–40% obj. (próbki z głębokości 2916,4 i 2914,7 m) i w takim przypadku poza kwarcem obserwuje się także występowanie skaleni (listewkowato zbliżonych plagioklazów) i muskowitu. W wyższych poziomach (próbki z głębokości 2903,6 i 2903,2 m) zawartość mułku jest bardzo mała.

Pospolicie w tych iłowcach występuje piryt w postaci pigmentu i skupień, rozproszona substancja organiczna i niewielkie ilości pelitu węglanowego, czasem także węglanowych szczątków organicznych.

Struktura i tekstura tych skał bywa różna, od całkowicie jednolitej pelityczno-mułkowej (próbka z głębokości 2914,7 m) po laminowaną wskutek zmiennej zawartości pirytu i materii organicznej. Poziomy iłowców reprezentowanych przez próbki z głębokości 2903,6 i 2903,2 m wykazują w płytkach cienkich przejawy sylifyfikacji.

Podsumowanie

Skład petrograficzny spągowej skały zlepieńcowo-brekcyjowej otworu Busówno IG 1 (arenig) ma charakter lokalny. Gruboziarnistego materiału do tej skały dostarczył leżący bezpośrednio pod nią, również lokalnie występujący, chalcedonit tremadocki. Skała ta, przechodząc ku górze w zlepieniec, wykazuje również obecność otoczków skały fosforanowej i piaskowca o spoiwie fosforanowym, analogicznie do zlepieńców arenidzkich innych profili.

Jak wykazały zarówno obserwacje makroskopowe, jak i badania mikroskopowe płytek cienkich, znaczne nasilenie zjawisk rozmywania występowało w całym profilu osadów ordowiku z otworu Busówno IG 1. Zjawisko to było notowane w skałach litofacji węglanowej jako liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej i rozmywania, pokryte powłokami ilastymi, nieraz z wzbogaceniem przyległych partii skały w materiał ilasty. Te zjawiska, jak również pojawienie się większych zawartości materiału detrytycznego w skałach węgl-

nowych, mogą być interpretowane jako przejaw ruchów wznoszących dna i sedimentacji nieciągłej oraz wzmożonego dopływu materiału terygenicznego, zarówno detrytycznego, jak i produktów wietrzenia chemicznego na lądzie.

Obserwacje makroskopowe, dotyczące występowania ooidów żelazistych w lanwirmie otworu Busówno IG 1 nie zostały potwierdzone w analizie mikroskopowej płytek cienkich, w których stwierdzono jedynie węglanowe szczątki organiczne impregnowane brunatnymi wodorotlenkami żelaza. W poziomie tym, w profilach wielu otworów istotnie pojawiają się ooidy żelaziste, znane z obszarów Polski wschodniej w otworach Pasłek IG 1, Żebrak IG 1, Mielnik IG 1 i innych, a także w Uszkowcach koło Lubaczowa, a klasycznie wykształcona litofacja wapieni z ooidami żelazistymi występuje dopiero dalej na północ, w rejonie Białowieży (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a).

Występowanie charakterystycznego poziomu skał węglanowych zawierających bioklasty impregnowane tlenkami i wodorotlenkami żelaza wskazuje na znaczny dopływ żelaza z wietrzenia na lądzie i warunki utleniające.

Zagadnienie składu mineralnego substancji ilastej łożupków i skał ilasto-wapnistych ordowiku było przedmiotem wcześniejszych opracowań (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a). Z Lubelszczyzny i obszarów przyległych badaniom poddano próbki ordowickich skał ilastych otworów Mielnik IG 1, Tłuszcz IG 1, Biała Podlaska IG 2, Terespol IG 1 i Łochów IG 2. Na podstawie wyników badań petrograficznych stwierdzono, że analizowane skały składają się z illitu i chlorytu, zawierając także kwarc, skalenie potasowe i plagioklasy, węglany (kalcyt, dolomit, syderyt) oraz substancję organiczną i piryty.

Asocjacja illitu i chlorytu stanowi zespół bardzo trwałych minerałów. Jest to typowy skład mineralny skał ilastych ordowiku i syluru nie tylko na obszarach objętych badaniami (północna, północno-wschodnia i wschodnia Polska), ale także sięga Skandynawii i na tereny położone na południe od Karpat.

Sylur

Badaniom petrograficznym poddano 27 próbek skał syluru z otworu Busówno IG 1, pochodzących z interwału głębokości 1940,0–2890,0 m. Reprezentowały one głównie skały litofacji ilastej, a zupełnie podrzędnie węglanowej (2 soczewki) i piroklastycznej.

Litofacja ilasta

Skały tej litofacji wykazują niewielkie zróżnicowanie wynikające ze zmiennej zawartości materiału detrytycznego, jego uziarnienia, obecności i formy występowania piryty oraz węglanów, a także ilości i sposobu rozmieszczenia materii organicznej.

Skład mineralny substancji ilastej skał syluru w tym otworze jest analogiczny do stwierdzonego w innych równowiekowych profilach Lubelszczyzny i Niżu Polskiego, w których stwierdzono asocjację illitu i chlorytu (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974b). W skład materiału detrytycznego tych

skał wchodzi głównie kwarc o uziarnieniu odpowiadającym frakcji pelitowej, rzadko aleurytowej (przeciętnie średnicy ziaren do 0,02 mm, niekiedy do 0,03 mm), a wyjątkowo tylko obserwowano pojedyncze ziarna o wielkości 0,05; 0,065 i 0,12 mm. Ziarna kwarcu niekiedy koncentrują się w cienkich nieciągłych laminach, na ogół jednak są rozproszone dość równomiernie. Często towarzyszą im blaszki hydromik. W skład tych skał wchodzi również węglany rozproszone wśród masy ilastej, także w postaci drobnych romboedrów oraz bioklastów, osiągających w przypadku form bardzo wydłużonych rozmiary (w płycie cienkiej) ponad 3,0 mm przy grubości 0,015 mm (głębokość 1947,3 m) lub do 0,8 mm w przypadku form izometrycznych (głębokość 1940,8 m).

Rozmieszczenie materii organicznej jest zmienne. W niższych warstwach profilu zauważa się stosunkowo większą jej zawartość i charakterystyczne nierównomierne rozmieszczenie wyrażające się występowaniem jaśniejszych mikrosoczewek o zmniejszonym udziale materii organicznej (głębokość 2881,3; 2859,0; 2842,7; 2801,7; 2760,2; 2757,1 m), wcześniej opisywane jako łożupki „cętkowane” w spagowych poziomach ordowiku otworów Tłuszcz IG 1, Bartoszyce IG 1, Kętrzyn IG 1 (np. Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a, c, d). W profilu syluru otworu Busówno IG 1 cecha ta jest jednak wyrażona mniej wyraźnie.

W niektórych płytkach cienkich (głębokości 2842,7 i 2831,5 m) widoczne są mikrosoczewki całkowicie afanitowe, które wcześniej były opisywane jako charakterystyczne dla łożupków mikrolitofacji ciemnej (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974b i in.), jednak w sylurze otworu Busówno IG 1 litofacja ta, jak również litofacja jasna łożupków dominująca w wyższych warstwach omawianego profilu (*op. cit.*) są wyrażone słabiej, niż we wspomnianych profilach. W stropowym poziomie (głębokość 1940,8 m) zwraca uwagę niespotykana dotychczas tekstura łożupka, zaburzona, z soczewkowatymi koncentracjami węglanów i materiału detrytycznego.

Litofacja węglanowa

Skała tej litofacji w badaniach petrograficznych była reprezentowana tylko przez 2 próbki, z głębokości 2757,9 m i 2493,4 m pobrane z soczewek. Soczewka z głębokości 2757,9 m jest zbudowana z mikrosparytu o wielkości kryształów przeważnie poniżej 0,01 m i może być biosilytem. Jest to skała barwy ciemnej, o stosunkowo dużej zawartości materii organicznej i pigmentu pirytowego. Występuje w niej śladowa ilość mułku kwarcowego z pojedynczymi ziarnami o wielkości do 0,05 mm. Soczewka z głębokości 2493,4 m jest natomiast zbudowana z ciemnoszarego w płycie cienkiej mikrytu, zawierającego niewielkie ilości piryty i materii organicznej oraz pojedyncze zrekrystalizowane skupienia węglanów, stanowiące zapewne pseudomorfozy po szczątkach organicznych.

Litofacja piroklastyczna

W sylurze otworu Busówno IG 1 skały piroklastyczne występują w dość licznych, ale bardzo cienkich (rzędu mm) war-

stewek bentonitu. Z dwóch z nich udało się uzyskać płytki cienkie (głębokość 2855,5 i 2804,9 m), jednak oba poziomy wykazują silną pirytyzację, wskutek czego substancja ilasta widoczna jest jedynie w niewielkich przestrzeniach między kryształami pirytu. Skały te wydają się całkowicie pelityczne, nie zauważono w nich żadnych krystaloklastów. Na głębokości 2804,9 m bentonit jest także znacznie skarbonatyzowany, co objawia się zastąpieniem kalcytem dużej części reliktywnej substancji ilastej, występującej między kryształami pirytu. Ponadto w skale tej występują kryształy należące zapewne do barytu, o wielkości 0,12 mm i mniejsze (Langier-Kuźniarowa, 1990).

Podsumowanie

Skały ilaste syluru otworu Busówno IG 1 w badaniach petrograficznych okazały się monotonnymi łożupkami o cechach optycznych analogicznych do łożupków sylurskich innych profili Lubelszczyzny i Niżu Polskiego, wcześniej szczegółowo przebadanych metodą rentgenograficzną i określonych jako złożone z asocjacji illitu i chlorytów (głównie klinochloru), ze zmienną zawartością kwarcu (detrytycznego, niekiedy także wtórnego), skaleni, węglanów (kalcytu, podrzędnie dolomitu, niekiedy śladowych ilości syderytu), pirytu (Bardossy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974b). Interesująca obserwacja dotyczy

występowania w niższych poziomach syluru otworu Busówno IG 1 łożupka „cętkowanego”, odznaczającego się charakterystycznym rozmieszczeniem materii organicznej. Zjawisko to było również opisane w orodowiku otworu Tłuszcz IG 1, Bartoszyce IG 1, Kętrzyn IG 1 (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a, c, d). Również łożupki innych, zazwyczaj typowych litofacji syluru, wyróżnionych jako „jasna” i „ciemna” (*op. cit.*), są w sylurze otworu Busówno IG 1 wyrażone w sposób mniej charakterystyczny i występują na ogół tylko jako cienkie mikrolaminy.

Skały litofacji węglanowej syluru z otworu Busówno IG 1 występują jedynie sporadycznie i zostały zbadane na przykładzie dwóch soczewek. Takie występowanie skał węglanowych było notowane również w innych profilach syluru, na przykład w otworze Żebrak IG 1.

Cienkie warstewki bentonitów wykazują analogie z bentonitami wielu innych profili syluru Lubelszczyzny i Niżu Polskiego. Bentonity sylurskie z otworu Busówno IG 1 z braku dostatecznej ilości odpowiedniego materiału skalnego nie mogły jednak być poddane szczegółowym badaniom, ponieważ w bardzo znacznym stopniu zostały zastąpione epigenetycznym pirytem i węglanami. Wcześniejsze szczegółowe badania analogicznych bentonitów sylurskich wykazały obecność minerału mieszanopakietowego illit/smektyt z bardzo znaczną przewagą fazy illitowej (Langier-Kuźniarowa, 1964, 1967, 1971a, b, c, 1974b, 1979, 1981).

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Podział stratygraficzny profilu

W otworze Busówno IG 1 przewiercono jedynie utwory dolnego dewonu. Młodsze utwory dewonu zostały zerodowane przed wizenem. Utwory dewonu leżą zgodnie strukturalnie i bez przerwy sedymentacyjnej na utworach najwyższego syluru (przydolu) i są z nimi powiązane stopniowym przejściem facjalnym.

Górna granica syluru i dolna granica dewonu

W odróżnieniu od dokumentacji wynikowej otworu Busówno IG 1, w niniejszym opracowaniu granica między sylurem a dewonem została przeprowadzona na głębokości geofizycznej 2008,0 m. Jest to jednocześnie granica między serią przydolską a serią dolnodewońską, a także granica między epoką przydola a epoką wczesnodewońską oraz granica między serią przydolską (nie ma ona jeszcze podziału na piętra) a piętrzem lochkow. Wyznaczenie granicy sylur/dewon na wspomnianej głębokości zawiera w sobie dużą dozę podziału arbitralnego, ponieważ margines niepewności przeprowadzenia tej granicy na podstawie danych paleontologicznych jest szeroki. Ostatni rdzeń wiertniczy zawierający sylurskie graptolity *Pri-*

stiograptus sp. (oznaczenie Tomczyka zawarte w dokumentacji wynikowej otworu; być może, że są to graptolity *Pristiograptus transgrediens* = *Istrograptus transgrediens* (Perner), wyznaczające ostatni poziom graptolitowy syluru), znajduje się na głębokości wiertniczej 2176,0–2170,0 m. Pierwszy rdzeń wiertniczy zawierający lochkowskie graptolity *Monograptus angustidens* Příbyl (oznaczenie Tomczyka – *ibidem*) znajduje się na głębokości wiertniczej 1959,9–1949,6 m. Przedział niepewności wynosi więc około 220,0 m. Przedział ten może być ograniczony, ponieważ w rdzeniu wiertniczym na głębokości 2020,5–2011,5 m znaleziono charakterystyczne przydolskie liliowce *Scyphocrinites* sp. (oznaczenia Tomczyka – *ibidem*). Przyjęta w niniejszym tomie granica sylur/dewon ma więc uzasadnienie paleontologiczne. Różnica w prowadzeniu granicy sylur/dewon w dokumentacji wynikowej i w niniejszym opracowaniu polega na przyjęciu w pierwszej z nich nieaktualnej obecnie granicy sylur/dewon, biegnącej między poziomami *Monograptus uniformis* i *Monograptus angustidens*, tj. stratygraficznie wyżej. Szerzej o problemie granicy sylur/dewon w Polsce jest mowa w rozdziale „Dewon”, zawartym w *Atlasie skamieniałości przewodnich i charakterystycznych* (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003, tamże literatura przedmiotu).

Dolna granica formacji sycyńskiej

Dolna granica tej formacji została wyznaczona na głębokości geofizycznej 2008,0 m (jest to, w przybliżeniu, głębokość wiertnicza 2012,5 m) i w przypadku profilu otworu Busówno IG 1 przebiega w spągu dewonu. Jest to zbieżność przypadkowa, ponieważ formacja sycyńska, jako jednostka podziału litostratygraficznego, była kreowana na podstawie innych kryteriów niż jednostka podziału chronostratygraficznego – lochkow. W innych profilach spąg tej formacji może leżeć nad spągową granicą dewonu lub pod nią. Spąg formacji jest wyznaczony nad reperem geofizycznym w2a (fig. 4). Poniżej formacji sycyńskiej w profilu Busówno IG 1 leżą ilaste utwory syluru, które na obszarze radomsko-lubelskim nie są jeszcze podzielone na jednostki litostratygraficzne o statusie jednostek formalnych.

Wiek formacji sycyńskiej

W dokumentacji wynikowej otworu Busówno IG 1 szare ilaste utwory najniższego dewonu były wydzielane przez Miłaczewskiego jako seria ilasta najniższa – przemianowana później i sformalizowana w 1977 r. jako formacja sycyńska (Miłaczewski, 1981). Tomczykowa (por. dokumentację wynikową otworu Busówno IG 1 – CAG PIG) utwory te wydzielala jako regionalne piętro bostowskie w części niższej i piętro ciepiewskie w części wyższej, przypisując, na podstawie badanych przez siebie trylobitów, wiek żedyński piętru niższemu i zigeński piętru wyższemu. Autor niniejszego rozdziału przyjmował początkowo za Tomczykową (Miłaczewski, 1981) również żedyński i zigeński wiek formacji, jednak później, w miarę dopływu nowych danych i po zrewidowaniu zasięgów różnych grup skamieniałości występujących w tej formacji, zaliczył formację sycyńską w głównej swej masie do dolnego lochkowu a w niektórych przypadkach również do najwyższego syluru. Zespół małżoraczek oznaczonych przez Nehring-Lefeld (ten tom, str. 116–119) oraz zespół brachiopodów oznaczonych przez Studencką (ten tom, str. 119–123) nie dają podstaw do wydzielenia poziomów biostratygraficznych w profilu formacji, jak również do niewątpliwego wydzielenia piętra prag (dawna nazwa zigen).

Tomczykowa w czasie swych długoletnich badań nad utworami syluru i dolnego dewonu (Tomczykowa, 1975, 1988, 1991 – tamże starsza literatura) wydzieliła w profilu pięter bostów oraz ciepiewów (praktycznie w obrębie formacji sycyńskiej) szereg poziomów biostratygraficznych, mających według niej znaczenie korelacyjne. Są to:

14. *Parahomalonotus angusticostatus*
13. *Digonus elegans*
12. *Trimerus novus*
11. *Parahomalonotus forbesi*
10. *Andinacaste bostoviensis*
9. *Acastoides kozlowskii*
8. *Carinokloedenia spinosa* (poziom małżoraczkowy)
7. *Digonus bostoviensis*
6. *Acastella minuta*
5. *Acastella heberti*

4. *Rugulites (Podolites) rhenanus*
3. *Acastella tiro*
2. *Acastella elsana*
1. *Acastella podolica*

Większość wydzielonych poziomów jest reprezentowana przez taksony z dwóch grup trylobitów: Homalonotinae i Acastavinae. Pierwszej grupie było poświęcone szerokie opracowanie geologiczno-paleontologiczne z 1975 roku (Tomczykowa, 1975). W opracowaniu tym, przy przyjmowaniu dolnej granicy żedyń (obecnie lochkow), (i dewonu) *sensu* Tomczyk (wszystkie jego publikacje i opracowania), tj. między poziomami *angustidens* i *uniformis*, autorka ta wydzielała w części niższej żedyń – poziom 7. oraz, wyżej, poziom *Digonus vialai*. W zigenie (bez precyzowaniu granic tego piętra – należy rozumieć, że w tradycyjnym ujęciu niemieckim), utożsamianym przez tę autorkę z tzw. „piętrzem regionalnym” – ciepiewem (ang. Ciepiewian) Tomczykowa wydzielała poziomy 11.–14. W pracy z 1991 roku, granicę między bostowem a ciepiewem (żedyń a zigenem) Tomczykowa prowadziła między poziomem 9. (*Acastoides kozlowskii*) i poziomem 10. (*Andinacaste bostoviensis*).

Niejasna pozostaje rola poziomu małżoraczkowego *Carinokloedenia spinosa* wśród poziomów trylobitowych, gdyż autorka w swych publikacjach tego nie tłumaczy. Takson indeksowy *Carinokloedenia spinosa* (Fuchs), znany z dolnego dewonu obszaru reńskiego, cechuje się szerokim zasięgiem stratygraficznym i do tworzenia korelacyjnego poziomu biostratygraficznego raczej się nie nadaje. W profilu Busówno IG 1 został znaleziony na głębokości 1809,0 m, razem z *Aparchites chuchlensis* Přibyl et Šnajdr i *Poloniella richteri* (de Koninck).

Homalonotinae, które według Tomczykowej miały służyć do rozpozniowania wyższego żedyń oraz zigeny (w przybliżeniu wyższego lochkowu i pragu) były poddane wielu rewizjom, z których jedną z nowszych jest opracowanie Sanforda (2005). Według tego autora gatunki *Digonus bostoviensis* Tomczykowa, 1975, *Homalonotus forbesi* Roualt, 1855, *Trimerus novus* Tomczykowa, 1975, *Digonus elegans* Tomczykowa, 1975, *Parahomalonotus angusticostatus* Tomczykowa, 1975 należą do nowego rodzaju *Wenndorfia* Sanford o zasięgu lochkow–ems. Ponadto *Parahomalonotus angusticostatus* Tomczykowa nie różni się od *P. forbesi* Roualt, stąd poziom 11. lub 14. powinien zostać usunięty. Takson wskaźnikowy poziomu 11. – gatunek *Wenndorfia* (= *Parahomalonotus*) *forbesi* (Roualt) ma szeroki zasięg stratygraficzny od lochkowu po ems (Sanford, 2005), stąd nie może wyznaczać poziomu biostratygraficznego w pragu. Podobnie *Wenndorfia* (= *Parahomalonotus*) *bostoviensis* (Tomczykowa) nie różni się od *Wenndorfia* (= *Digonus*) *vialai* (Gosselet). Stąd poziom 7. powinien przybrać miano poziomu *Wenndorfia vialai*. Biorąc powyższe wywody pod uwagę należy dojść do wniosku, że poziomy trylobitowe wymienione wyżej reprezentują aż do poziomu 11. włącznie piętro lochkow. Poziomy 12. i 13. są reprezentowane przez gatunki nowe, nieokreślające wieku, natomiast poziom 14. znika. Stąd wniosek ogólny, że wydzielone trylobity nie dokumentują, jak dotąd, praskiego (zigeńskiego) wieku zawierających je skał. Badania miospor (Turnau, Miłaczewski,

Wood, 2005) wskazują na to, że formacja sycyńska należy do poziomu MN (*micrornatus–newportensis*), reprezentującego niższą część lochkowu.

Wewnętrzna budowa formacji sycyńskiej

Formacja sycyńska była rdzeniowana w ograniczonym zakresie, stąd jej pełny habitus litologiczny i paleontologiczny nie będzie w pełni znany. Pełna miąższość pierwotna bez poprawki na kompaktę osadów wynosi 242,0 m. Skład litologiczny formacji jest dość monotony: są to mułowce i iłowce pylaste szare, ciemnoszare, miejscami czarne, niekiedy łupkowate. Skały te są przewarstwione mułowcami i iłowcami szarymi, w różnym stopniu wapnistymi, miejscami przechodzącymi w margiel. Wapienie są dość liczne, aczkolwiek nie tworzą grubszych warstw. Występują wapienie dwóch rodzajów. Wapienie organodetrytyczne są złożone z pokruszonych elementów szkieletowych bentosu – głównie muszli małży i brachiopodów oraz członów liliowców. Niekiedy wapienie te są muszlowcami złożonymi z muszli jednego rodzaju, tworzącymi niegrube warstwy wśród mułowców lub iłowców, mającymi ostre powierzchnie stropowe i spągowe. Reprezentują one zapewne utwory sztormowe. Inne wapienie są ciemnoszarymi mikrytami, często marglistymi, tworzącymi nieostre przewarstwienia, smugi, gruzły i soczewki wśród mułowców i iłowców. Niekiedy skały te stanowią rodzaj heterolitu wapienno-iłowcowego. Skały ilaste i mulaste są zapewne osadami basenu szelfowego lub głębszej części stoku szelfowego. Heterolity i mikryty wapienne były utworzone prawdopodobnie na nieco tylko mniejszej głębokości, niż skały ilaste.

Osady formacji sycyńskiej stanowią regresywne ogniwo cyklu transgresywno-regresywnego zapoczątkowanego w sylurze, a zakończony w emsie kontynentalnymi utworami typu old-redu. Ogólne następstwo warstw, ich generalny trend jest typu *shallowing upwards* lub *coarsening upwards*. Jest to następstwo warstw spływających się ku górze i ku górze rośnie również średnica ziaren osadu. Na tle tego ogólnego trendu jest widoczna w zapisie geofizyki otworowej cykliczność sedymentacji o większej częstotliwości, zapewne 3. rzędu, objawiająca się następstwem kilku sekwencji depozycyjnych.

W przystropowej części formacji sycyńskiej liczba skamieniałości maleje, osad staje się bardziej mulasty i pojawia się w nim bardzo drobny piasek kwarcowy.

Formacja czarnoleska – stara nazwa:
seria mułowcowo-piaszczysta szara

Formacja ta, wykreowana przez Miłaczewskiego w 1977 r. (Miłaczewski, 1981), jest szeroko rozprzestrzeniona na całym obszarze radomsko-lubelskim. W otworze Busówno IG 1 zalega ona zgodnie ze stopniowym przejściem litologicznym na formacji sycyńskiej i występuje w interwale głębokości geofizycznych 1766,0–1687,0 m. Jest przykryta zgodnie przez formację zwoleńską. Dolna granica formacji czarnoleskiej jest jednocześnie górną granicą formacji sycyńskiej. Przebiega ona w spągu pierwszej grubszej warstwy piaskowca. Dokładność wyznaczenia tej granicy w przypadku profilów nierdze-

niowanych zależy od rozdzielczości pomiarów geofizycznych i próbek okrucowych. W profilach gęściej rdzeniowanych nie sposób pomylić formacji czarnoleskiej z niżej leżącą formacją sycyńską, czy wyżej leżącą formacją zwoleńską.

W otworze Busówno IG 1 formacja została zbadana jednym rdzeniem wiertniczym z interwału głębokości 1730,8–1738,8 m, z uzyskiem rdzenia 7,5 m. Pośrednich danych dostarczają też próbki okrucowe (zwierciny), pomiary geofizyczne i wykres prędkości wiercenia.

W skład formacji wchodzi piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, szare i jasnoszare; mułowce szarozielonawe oraz ciemnoszare ilaste, zawierające miejscami nieliczne małżoraczki *Carinokloedenia alata* Abushik takie, jak w formacji sycyńskiej. Ponadto, z korelacji z sąsiednimi otworami wiertniczymi wiadomo, że w profilu formacji występują heterolity mułowcowo-piaskowcowe i iłowcowo-piaskowcowe, złożone z wzajemnie się przewarstwiających warstewek ciemnoszarego mułowca lub iłowca i szarego piaskowca kwarcowego, zawierającego często nieciągłe smugi łuseczek muskowitu, rzadziej biotyty. Występuje tutaj przekątne warstwowanie riplemarkowe, przekątne warstwowanie rynnowe w dużej skali oraz warstwowanie jodełkowe o zmiennych kątach upadu lamin. Częste są mikrorozmycia, pogrąży piaszczyste, konwolucje, struktury spływowe oraz bioturbacje. Wiele strukturalnych cech osadów wskazuje na szybką sedymentację w środowisku wysoko energetycznym. Niewykluczone jest środowisko rozległych i płaskich równi pływowych. Formacja czarnoleska stanowi drugi element w ciągu dewońskich formacji kończących sylursko-dewoński cykl transgresywno-regresywny. Pierwszym elementem tej triady jest formacja sycyńska, trzecim – zwoleńska.

Wiek formacji czarnoleskiej jako jednostki litostratygraficznej może być inny w różnych punktach dewońskiego basenu lubelskiego. W profilu Busówno IG 1 zawiera się w granicach niższego lochkowu i można przypuścić, że jest nieco starszy od formacji czarnoleskiej z profilów Pionki 4, czy Ciepiałów IG 1 z podniesienia radomsko-kraśnickiego (Turnau i in., 2005).

Formacja zwoleńska – stara nazwa: seria old-redu

W profilu otworu Busówno IG 1 formacja ta występuje w interwale głębokości geofizycznych 1687,0–1441,0 m. Z niższą formacją czarnoleską jest powiązana stopniowym przejściem facjalnym. Stropowa powierzchnia formacji jest epigenetyczną powierzchnią erozyjną ukształtowaną po franie a przed wizenem. Wyżej niezgodnie leżą utwory wizenu. Zagadnieniem otwartym pozostaje działalność wcześniejszego zdarzenia erozyjnego mającego miejsce po pragu a przed eiflem, notowanego w profilu otworu Terebin IG 5, w którym badania palinologiczne wykazały pod eiflem brak osadów emsu (Turnau i in., 2005). Być może, na obszarze wschodnich podkarbońskich wychodni dewonu (otwory Terebin IG 5, Strzelce IG 1, IG 2, Horodło 1, Białopole IG 1, Krowie Bagno IG 1, Bachus 1, Busówno IG 1 i Rozkopaczew 1), akumulacja osadów formacji zwoleńskiej trwała tylko do pragu, a przez ems przeważała erozja nad akumulacją, skutkująca niedepozycją osadów emsu. Prawdopodobnie przez większą część

emsu akumulacja osadów trwała nadal, a zdarzenie erozyjne usunęło nagromadzone osady. W przypadku profilu otworu Busówno IG 1 autor dopuszcza brak utworów emsu.

W profilu otworu Busówno IG 1 formacja została rozpoznana w dwóch odcinkach rdzeniowych, próbkach okrucowych oraz profilowaniem geofizycznym. Formacja jest reprezentowana przez: piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, jasno-szare, przekątnie warstwowane materiałem ilastym i łuseczkami muskowitu; mułowce szarozielonawe, piaszczyste, niekiedy mające pokrój heterolitu mułowcowo-piaskowcowego; mułowce szarozielonawe i wiśniowe, niewarstwowane, bryłowe, zawierające miejscami charakterystyczne dla tej formacji szarawe kongrecje dolomityczne, będące relikdami gleb kopalnych – struktur *caliche* świadczących o okresowych warunkach subaeralnych. Z innych profili formacji wiadomo, że występują tu również ciemnoszare i szare iłowce i mułowce z drobnym detrytusem flory i bioturbacjami. Formacja wykazuje charakterystyczną cykliczność sedymentacji osadów, o rozmiarze ziarna zmniejszającym się ku górze i jest uważana za osad rzek meandrujących. Piaskowce są traktowane jako osady korytowe, pozostałe jako osady pozakorytowe. Ciemnoszare iłowce mogły być osadami równi zalewowych i starorze-

czy (Miłaczewski, 1981). W zapisie geofizycznym formacji nie widać zdecydowanych trendów. Przeważa ułożenie agradacyjne, charakterystyczne dla równowagi między akumulacją osadów i wielkością przestrzeni potencjalnej akumulacji (prze-strzeżenią akomodacyjną), skutkującą długotrwałą niezmiennością stosunków batymetrycznych. Wśród monotonnej krzywej naturalnej promieniotwórczości gamma (PG) wyróżniają się dwie wyraźne anomalie (głębokość 1557,0 i 1642,0 m), mające charakter pików uranowych. Być może anomalie te odzwierciedlają jakieś bardziej regionalne zdarzenia w basenie sedymentacyjnym formacji i mają znaczenie korelacyjne.

Wiek formacji zwoleńskiej w profilu otworu Busówno IG 1 można określić jedynie w przybliżeniu, drogą pośrednich korelacji z innymi profilami. Prawdopodobnie formacja należy do wyższego lochkowu i pragu. W zonacji miesporowej byłyby to poziomy *Streelispora newportensis*–*Emphanisporites micromatus* podpoziom Si (NM/Si) oraz poziom *Breconisporites breconensis*–*Emphanisporites zavallatus* (BZ), a także poziom *Verrucosisporites polygonalis*–*Dibolisporites wetteldorfensis* (PoW), podpoziomy Po, W i Pa. Autor opiera to na korelacji z otworem Terebiń IG 5 (Turnau i in., 2005).

Ewa TOMCZYKOWA

UWAGI O WYSTĘPOWANIU SKAMIENTAŁOŚCI W UTWORACH DEWONU DOLNEGO

Osady występujące od głębokości 1947,0–1904,0 m są szarymi iłowcami laminowanymi poziomo, wapnistymi, z dość liczną, ale drobną fauną. Głównie są to trylobity, ramienionogi i małże, stanowiące zespół bardzo podobny do skamieniałości występujących w warstwach bostowskich dolnego dewonu w otworze wiertniczym Bostów IG 1 w Łysogórach, a także w utworach dolnego dewonu z wierceń: Ciepeliów IG 1, Strzelce IG 1 i IG 2 oraz Krowie Bagno IG 1 na obszarze radomsko-lubelskim.

W interwale głębokości 1904,0–1872,0 m osady zawierają większą ilość węglanów, są nieco jaśniejsze, z drobnymi wkładkami wapieni organodetrytycznych lub soczewek, albo kongrecji. Fauna jest znacznie liczniejsza i ma większe rozmiary. Głównie są to: brachiopody, trylobity, małże, tentakulity, szczątki liliowców i nieliczne małżoraczki. Według opinii autorki skamieniałości te wyznaczają żedyński wiek zawierających je osadów.

Na głębokości 1872,0–1802,0 m występują mułowce margliste z wkładkami i soczewkami wapieni organodetrytycznych oraz bardzo bogatym i urozmaiconym zespołem fauny. Są to głównie: brachiopody, trylobity, małże, członki liliowców, tentakulity, a także niezbyt liczne małżoraczki i większe lub mniejsze skupienia mszywiolów. Na podstawie fauny trylobitowej autorka przypisuje osadom wiek zigeński, co nie znajduje potwierdzenia w innych grupach skamieniałości (por. rozdz. „Dewon” – Miłaczewski, ten tom).

W przedziale głębokości 1802,0–1765,0 m występują szare mułowce, laminowane, ku stropowi zawierające drobne przewarstwienia piaskowców i coraz uboższą faunę, głównie: brachiopodów, liliowców, małżoraczek, tentakulitów oraz małży. Od głębokości 1778,0 m ku stropowi tej serii, nie spotkano już trylobitów. Osady te według autorki odpowiadają prawdopodobnie górnemu lub środkowemu zigenowi, natomiast na podstawie innych grup skamieniałości jest to jeszcze dolny lochkow (por. rozdz. „Dewon” – Miłaczewski, ten tom).

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW DEWONU DOLNEGO NA PODSTAWIE MAŁŻORACZKÓW

Zespół małżoraczek, będący przedmiotem analizy biostratygraficznej, występuje w ciemnoszarych mułowcach ilastych zaliczonych do osadów formacji sycyńskiej, wiekowo odpowiadającej dolnemu lochkowowi.

Osady formacji sycyńskiej, napotkane w otworze Busówno IG 1 na głębokości 1766,0–1913,0 m, zawierają bardzo bogaty i dobrze zachowany zespół skamieniałości, reprezentujący kilka gromad bezkręgowców. Wśród nich najliczniej-

sze są szczątki trylobitów, ramienionogów, małżoraczków, małży, tentakulitów i liliowców.

Stan zachowania małżoraczków jest na ogół bardzo dobry; większość okazów, reprezentujących rodzaje i gatunki należące do rzędu Palaeocopida, ma dobrze zachowane skorupki. Gładkoskorupkowe Podocopida zachowane są głównie w postaci osródek, jednak i wśród nich często były znajdowane okazy o niezniszczonych skorupkach. Małżoraczki w osadach formacji sycyńskiej napotkanych w Busównie IG 1 są rozprzestrzenione dość równomiernie, niekiedy jednak spotyka się ich bardzo duże nagromadzenia. Tak więc, w próbkach okrucowych pochodzących z głębokości 1766,0–1773,0 m nie znaleziono żadnych szczątków organicznych. Na głębokości 1773,0–1781,0 m, gdzie osad jest silniej zapiaszczony, znaleziono tylko kilkanaście okazów małżoraczków, reprezentujących zaledwie 4 rodzaje (tab. 10). Na głębokości 1781,0–1829,7 m rdzeniowanie było niepełne. Zaciemnia to obraz pionowego rozprzestrzenienia tych mikroskamieniałości w kilkudziesięciometrowym odcinku profilu. Najwięcej małżoraczków występuje na głębokości 1829,7–1895,3 m. W interwale głębokości 1897,3–1913,0 m zespół wyraźnie ubożeje.

W zespole małżoraczków stwierdzona została obecność przedstawicieli rzędów Palaeocopida Henningsmoen, Platycopida Sars, Metacopida Sylvester-Bradley i Podocopida Müller. Są one reprezentowane przez następujące rodziny, rodzaje i gatunki: Beyrichiidae Matthew (*Volyniella abushikae* Nehring, *Volyniella silurica* Krandijevsky et Gurevitsch, *Zygobeyrichia extrema* Ulrich, *Zygobeyrichia* sp. nov., *Zygobeyrichia tetrapleura* (Fuchs)), Kloedeniidae Ulrich et Bassler (*Carinokloedenia alata* Abushik, *Carinokloedenia* sp. nov.), Aechminidae Bouček (*Aechmina spinoarcuata* Nehring-Lefeld, *Aechmina* sp. indet.), Bollidae Bouček (*Bollia* aff. *ungula* Bassler, *Ulrichia* (*Subulrichia*) *fragilis* Warthin, *Ulrichia* (*Ulrichia*) *pluripuncta* Swartz), Richinidae Sohn (*Richina kozlowskyi* Krandijevsky, *Richina biconica* Abushik, *Richina* sp. indet.) Aparchitidae Jones (*Aparchitites chuchlensis* Přibyl et Šnajdr, *A. koneprusiensis* Přibyl et Šnajdr, ?*A. punctiliosa* Ulrich et Bassler), Primitiidae Ulrich et Bassler (*Opisthoplax subcompressa* Abushik, *O. gyratus* Abushik, *O. biarcuatus* Nehring-Lefeld, *Haploprimitia punctata* Turner), Kloedenellidae Ulrich et Bassler (*Poloniella richteri* (de Koninck), *Kloedenella pennsylvanica* (Jones)), Healdiidae Harlton (?*Healdia obtusa* Abushik, *Cytherellina jonesi* (de Koninck), *C. oleskoiensis* (Neckaja), *C. obliqua* (Kummerow), *C. crepiduloides* (Berdan), *C. sp. indet.*, *Bairdiocyprididae* Shaver (?*Bairdiocypris karcevae* Polenova, *Healdianella mutica* Abushik, *H. cytherellinoides* (Kummerow) i Cavellinidae Coryell (*Cavellina oviformis* (Jones), *C. alcocki* (Copeland)).

Zacytowany zestaw rodzajów i gatunków tworzących analizowany zespół małżoraczków jest charakterystyczny dla mułowcowo-iłastych osadów formacji sycyńskiej, napotkanych w licznych otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim (Nehring-Lefeld, 1975, 1985). Formacja ta jest korelowana z dolnym lochkowem, będącym najniższym piętrzem dewonu dolnego. W Polsce

jest ono często tradycyjnie nazywane żedynem (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003).

Zespół ten jest blisko związany z zespołami małżoraczkowymi charakterystycznymi dla morskich osadów dewonu dolnego facji reńskiej, dla których najbardziej charakterystyczny jest rozwój Beyrichiidae, Kloedenellidae, Kloedeniidae, Richinidae, Bollidae i Healdiidae. Największą wartością dla ustalenia wieku zawierających je osadów mają gatunki należące do rodzin Kloedeniidae Ulrich et Bassler i Kloedenellidae Ulrich et Bassler.

Kloedeniidae reprezentowane są tu przez rodzaje *Poloniella* Gürich i *Kloedenella* Ulrich et Bassler.

W badanych osadach formacji sycyńskiej napotkanych w Busównie IG 1 na głębokości 1829,0–1887,0 m obserwuje się masowe występowanie *Poloniella richteri* (de Koninck). Przez długi czas przyjmowano, że rodzaj *Poloniella* nie występuje w osadach starszych niż zigen (= prag). Nie ulega jednakże wątpliwości, że małżoraczki występujące w osadach żedynu niższego (dolnego lochkowu) zachowanych na obszarze Artois (łupki z Drocourt, łupki z Mericourt) i w masywie Ardenów (łupki z Liévin, łupki z Mondrepuits) i opisane tam jako *Bollia richteri* de Koninck (Barrois i in., 1920) są identyczne z okazami *Poloniella richteri* (de Koninck) znanymi z równowiekowych łupków z Hüinghaus, występującymi w Reńskich Górach Łupkowych (Stoltidis, 1971, 1972).

Masowe występowanie *Polonielli* charakteryzuje utwory żedynu niższego Wołynia i Podola (Abuszyk, 1971). Pojawienie się ich (Abuszyk, 1971) jest związane z sedymentacją osadów poziomu iwaniewskiego. Poziom ten jest włączany przez większość geologów pracujących na tych terenach do żedynu dolnego. Rodzaj ten jest reprezentowany przez gatunek określany przez paleontologów rosyjskich jako *Poloniella oleskiensis* (Neckaja), nie ulega jednak wątpliwości, że jest ona identyczna z *Poloniella richteri* (de Koninck) i jako taka winna być jej starszym synonimem (Nehring-Lefeld, 1985).

Rodzinę Kloedeniidae Ulrich et Bassler reprezentuje charakterystyczny dla osadów formacji sycyńskiej obszaru radomsko-lubelskiego gatunek *Carinokloedenia alata* Abushik. W otworze Busówno IG 1 pojawia się sporadycznie na głębokości 1735,0–1829,0 m, natomiast jego masowe występowanie zaobserwowano dopiero w interwale 1829,7–1873,5 m. *Carinokloedenia alata* Abushik jest gatunkiem przewodnim dla górnej części poziomu iwaniewskiego Podola (Abuszyk, 1971). Jest to najprawdopodobniej gatunek identyczny z *Zygobeyrichia bodei* (Eichwald) i *Z. schmidti* (Fischer), przy czym *Zygobeyrichia bodei* odpowiadałaby formie żeńskiej, a *Zygobeyrichia schmidti* – formie męskiej gatunku *Carinokloedenia alata* Abushik. Wymienione zygobeyrichie są charakterystyczne dla równowiekowych osadów dolnego Harcu, Kellerwaldu, Ardenów, Reńskich Gór Łupkowych i regionu Artois.

Rodzajom *Poloniella* i *Carinokloedenia* w omawianym interwale osadów towarzyszą przedstawiciele rodzin Richinidae i Bollidae, których występowanie w Europie jest związane głównie z dolnodewońskimi osadami facji reńskiej. Reprezentujące rodzinę Bollidae Bouček taksony rodzaju *Ul-*

Tabela 10

Rozprzestrzenienie małżoraczków w osadach dewonu dolnego

Distribution of the Ostracoda in the Lower Devonian deposits

Głębokość pobrania próbek [m]	Małżoraczki
1766,0–1773,0 (próbki okruchowe)	Małżoraczków nie znaleziono
1773,0–1781,0 (6,3 m rdzenia)	<i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Carinokloedenia</i> sp. nov., <i>Zygobeyrichia tetrapleura</i> (Fuchs), <i>Kloedenella pennsylvanica</i> (Jones), <i>Bollia</i> aff. <i>ungula</i> Bassler, <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, nieoznaczalne małżoraczki z rzędu Podocopida
1781,0–1801,0 (próbki okruchowe)	Małżoraczków nie znaleziono
1801,0–1809,0 (2,2 m rdzenia)	<i>Aparchites chuchlensis</i> Přibyl et Šnajdr, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), nieoznaczalne małżoraczki z rzędu Podocopida
1809,0–1829,7 (próbki okruchowe)	Małżoraczków nie znaleziono
1829,7–1837,2 (7,8 m rdzenia)	<i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Cytherellina crepiduloides</i> Berdan, <i>Cavellina oviformis</i> (Jones), nieoznaczalne Podocopida
1837,2–1844,3 (7,1 m rdzenia)	<i>Aparchites koneprusiensis</i> Přibyl et Šnajdr, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>Opisthoplax biarcuatus</i> Nehring-Lefeld, <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Zygobeyrichia tetrapleura</i> (Fuchs), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Cavellina oviformis</i> (Jones)
1844,3–1850,5 (6 m rdzenia)	<i>Aparchites koneprusiensis</i> Přibyl et Šnajdr, <i>Aechmina spinoarcuata</i> Nehring-Lefeld, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Zygobeyrichia tetrapleura</i> (Fuchs), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Richina kozłowski</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Cavellina</i> cf. <i>subparalella</i> Jones, <i>Longiscula nana</i> Krandijevsky, <i>Cavellina oviformis</i> (Jones), ? <i>Bairdiocypris karcovae</i> Polenova, <i>Healdianella mutica</i> Abushik, <i>Healdianella cytherellinoides</i> (Kummerow)
1850,5–1855,5 (5 m rdzenia)	<i>Aparchites chuchlensis</i> Přibyl et Šnajdr, <i>Aparchites koneprusiensis</i> Přibyl et Šnajdr, <i>Zygobeyrichia</i> sp. nov., <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>Zygobeyrichia tetrapleura</i> (Fuchs), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, <i>Ulrichia</i> (<i>Ulrichia</i>) <i>pluripuncta</i> Swartz, <i>Richina kozłowski</i> Krandijevsky, <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Healdianella cytherellinoides</i> Kummerow, <i>Bythocypris oviformis</i> Jones, ? <i>Bairdiocypris karcovae</i> Polenova, <i>Healdianella mutica</i> Abushik
1855,5–1861,5 (5,8 m rdzenia)	<i>Haploprimitia punctata</i> Turner, <i>Zygobeyrichia</i> sp. nov., <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, <i>Richina kozłowski</i> Krandijevsky, <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Healdianella cytherellinoides</i> (Kummerow)
1861,5–1867,5 (6 m rdzenia)	<i>Haploprimitia punctata</i> Turner, <i>Zygobeyrichia</i> sp. nov., <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Carinokloedenia alata</i> (Abushik), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, <i>Richina kozłowski</i> Krandijevsky, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella cytherellinoides</i> (Kummerow), <i>Bythocypris alcocki</i> Copeland, nieoznaczalne Podocopida
1867,5–1873,5 (6 m rdzenia)	<i>Haploprimitia punctata</i> Turner, <i>Zygobeyrichia</i> sp. nov., <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, <i>Ulrichia</i> (<i>Ulrichia</i>) <i>pluripuncta</i> Swartz, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), ? <i>Healdia obtusa</i> Abushik, nieoznaczalne Podocopida
1873,5–1880,0 (3,5 m rdzenia)	<i>Aechmina spinoarcuata</i> Nehring-Lefeld, <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck) – pojedynczo, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), nieoznaczalne Podocopida
1880,0–1887,0 (9,7 m rdzenia)	<i>Zygobeyrichia extrema</i> Ulrich, <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck) – pojedynczo, <i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>fragilis</i> Warthin, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>O. gyratus</i> Abushik, <i>O. biarcuatus</i> Nehring-Lefeld, nieoznaczalne Podocopida
1887,0–1895,3 (9 m rdzenia)	<i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>O. gyratus</i> Abushik, <i>O. biarcuatus</i> Nehring-Lefeld, <i>Zygobeyrichia extrema</i> Ulrich, <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch – pojedynczo, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Ulrichia</i> (<i>Ulrichia</i>) <i>pluripuncta</i> Swartz, ? <i>Healdia obtusa</i> Abushik, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>C. oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella cytherellinoides</i> (Kummerow), <i>Pseudorayella arta</i> Abushik, nieoznaczalne Podocopida
1897,3–1904,0 (7 m rdzenia)	<i>Aparchites chuchlensis</i> Přibyl et Šnajdr, <i>Richina kozłowski</i> Krandijevsky, <i>Richina biconica</i> Abushik, <i>Richina</i> sp., <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella recta</i> (Kummerow), <i>Cytherellina</i> sp. indet.
1904,0–1913,0 (9 m rdzenia)	<i>Aparchites chuchlensis</i> Přibyl et Šnajdr, ? <i>A. punctilosa</i> Ulrich et Bassler, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>O. gyratus</i> Abushik, <i>Richina kozłowski</i> Krandijevsky, <i>R. biconica</i> Abushik, <i>Richina</i> sp. indet., ? <i>Healdia obtusa</i> Abushik, <i>Healdianella mutica</i> Abushik

richia są bardzo pospolite w osadach dolnego i środkowego dewonu Ameryki Północnej (Region Appalachów), natomiast w Europie zostały dotychczas znalezione w osadach niższego żedynu Wołynia i Podola (Abuszyk, 1968, 1971), w masywie armorykańskim (Weyant, 1965), i w Polsce (Nehring, 1973, Nehring-Lefeld, 1985). Na uwagę zasługuje fakt, że Bollidae zostały również opisane z łupków tentakulitowych Turynгии, które zawierają zespół małżoraczków mający cechy reńsko-hercyńskiego zespołu mieszanego (Zagora, 1968). Obecność ulrichii została również odnotowana w osadach dolnego dewonu Sahary północnej. Pojawienie się i rozwój Richinidae Sohn jest ściśle związane z początkiem sedymentacji osadów dewonu, przy czym rodzaj *Richina* jest pospolity przede wszystkim w morskich osadach tego wieku, zachowanych w osadach helderbergianu dolnego Ameryki Północnej (stany New Jersey i New York – wapienie Decker i wapienie Manlius). W Europie obecność richinidów stwierdzono na Wołyniu, Podolu, w Mołdawii i Polsce. Niektóre spośród nich są bardzo podobne do gatunków amerykańskich (Nehring-Lefeld, 1985).

Rodzinę Beyrichiidae Matthew reprezentują *Volyniella abushikae* Nehring i *V. silurica* Krandijevsky et Gurevitsch (Krandijewski, Gurewicz, 1960). Drugi z wymienionych gatunków był opisany z osadów poziomu borszczowskiego Wołynia, natomiast *Volyniella abushikae* Nehring jest znana tylko z formacji sycyńskiej Polski (Nehring-Lefeld, 1985).

Na uwagę zasługuje fakt stwierdzenia w omawianym zespole małżoraczków z rodziny Aparchitidae Jones, ponieważ stanowią one typowo hercyński element faunistyczny, a występują w zespole charakterystycznym dla osadów dewonu dolnego facji reńskiej.

Zidentyfikowane w zespole małżoraczków Busówna aparchitesy (*Aparchites chuchlensis* Přibyl et Šnajdr, *A. koneprusiensis* Přibyl et Šnajdr) na obszarze Barrandienu występują w osadach górnego pragu. (Přibyl, 1952; Přibyl, Šnajdr, 1950). Małżoraczki oznaczone jako *Aparchites* cf. *chuchlensis* Přibyl et Šnajdr zostały opisane ponadto z równowiekowych osadów Harcu dolnego. *Aparchites punctillosa* Ulrich et Bassler, którego obecność stwierdzono w analizowanym zespole, jak dotychczas został opisany tylko z Ameryki Północnej: stanów Maryland i Wirginia z osadów zaliczonych do syluru górnego – formacja Tonoloway. Aparchitidae są pospolite w dewonie dolnym Barrandienu, Kellerwaldu, Turynгии i Sałairu.

Jolanta STUDENCKA

RAMIENIONOGI Z UTWORÓW DEWONU DOLNEGO

Badania nad ramienionogami z utworów dewońskich otworu wiertniczego Busówno IG 1 prowadzono w latach 1987–1988 w ramach tematu *Ramienionogi dolnego dewonu z wierceń wschodniej Lubelszczyzny* (Studencka, 1988). Badany materiał obejmował próbki pochodzące z przedziału głębokości 1940,6–1773,6 m, z szarych wapienistych mułowców z wkładkami wapieni.

Łącznie przebadano 128 próbek, z których oznaczono 2084 mniej lub bardziej kompletne okazy (tab. 11). Stan za-

W całym niemal profilu stratygraficznym osadów formacji sycyńskiej, napotkanych zarówno w Busównie IG 1, jak i innych otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim, spotyka się bardzo liczne okazy małżoraczków z rodzaju *Opisthoplax* Kummerow, włączonego przez Abuszyk do rodziny Primitiidae Ulrich et Bassler. W zespole małżoraczków Busówna IG 1 pospolite są *Opisthoplax subcompressa* Abushik i *O. gyratus* Abushik. Gatunki te na Podolu występują w środkowej części poziomu borszczowskiego. (Abuszyk, 1971). Współwystępujący z nimi *Opisthoplax biarcuatus* Nehring-Lefeld został opisany z osadów formacji sycyńskiej napotkanych zarówno w Busównie IG 1, jak i w pozostałych otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim (Nehring-Lefeld, 1985, 2003).

Wśród gładkoskorupkowych małżoraczków należących do rodziny Healdiidae Harlton na uwagę zasługuje masowe występowanie w osadach formacji sycyńskiej Busówna IG 1 gatunku *Cytherellina jonesi* (de Koninck). Obecność tego gatunku w Ardenach i regionie Artois jest związana wyłącznie z osadami żedynu dolnego (łupki Mondrepuits, Liévin, Drocourt, Mericourt). Jest ona znana również z żedynu dolnego Sauerlandu (Hüinghauser Schichten). W osadach formacji sycyńskiej, podobnie jak w Europie Zachodniej, gatunek ten towarzyszy z reguły kloedenidom i kloedenellidom. Omówionemu gatunkowi towarzyszy, bardzo liczna w osadach formacji sycyńskiej, *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja), opisywana jak dotychczas tylko z morskich osadów żedynu Podola, gdzie występuje masowo w osadach poziomów borszczowskiego, czortkowskiego i iwaniewskiego (Nehring-Lefeld, 1985, 2003).

Podsumowując powyższą analizę stratygraficzno-paleontologiczną zespołu małżoraczków występujących w osadach napotkanych w otworze Busówno IG 1, należy stwierdzić: masowe współwystępowanie rodzajów *Poloniella richteri* (de Koninck), *Carinokloedenia alata* Abushik, *Cytherellina jonesi* (de Koninck) i *C. oleskoiensis* (Neckaja), wśród których znajdują się gatunki identyczne z występującymi w osadach żedynu niższego zachowanych w Ardenach, Artois, Reńskich Górach Łupkowych oraz na Wołyniu i Podolu wskazuje na bliski związek zespołu małżoraczków formacji sycyńskiej z zespołami tych szczątków organicznych charakterystycznymi dla morskich osadów dewonu dolnego facji reńskiej. Tym samym osady formacji sycyńskiej napotkane w otworze Busówno IG 1 na głębokości 1766,0–1913,0 m należy zaliczyć do dolnego lochkowu – dawnego niższego żedynu.

chowania fauny nie był ogólnie dobry, zwłaszcza dotyczyło to szczątków pochodzących z ilastych odcinków rdzenia. Skorupki ramienionogów były często zniszczone, przy czym część ich uległa zniszczeniu zapewne już w procesie diagenety osadu; część była bardzo krucha, co, mimo wszelkich środków ostrożności, powodowało niszczenie w trakcie transportu próbek i w procesie preparowania. Bardziej zdeformowane były skorupki płaskie, nieco lepszy stan zachowania reprezentowały taksony o kształtach bardziej izo-

Tabela 12

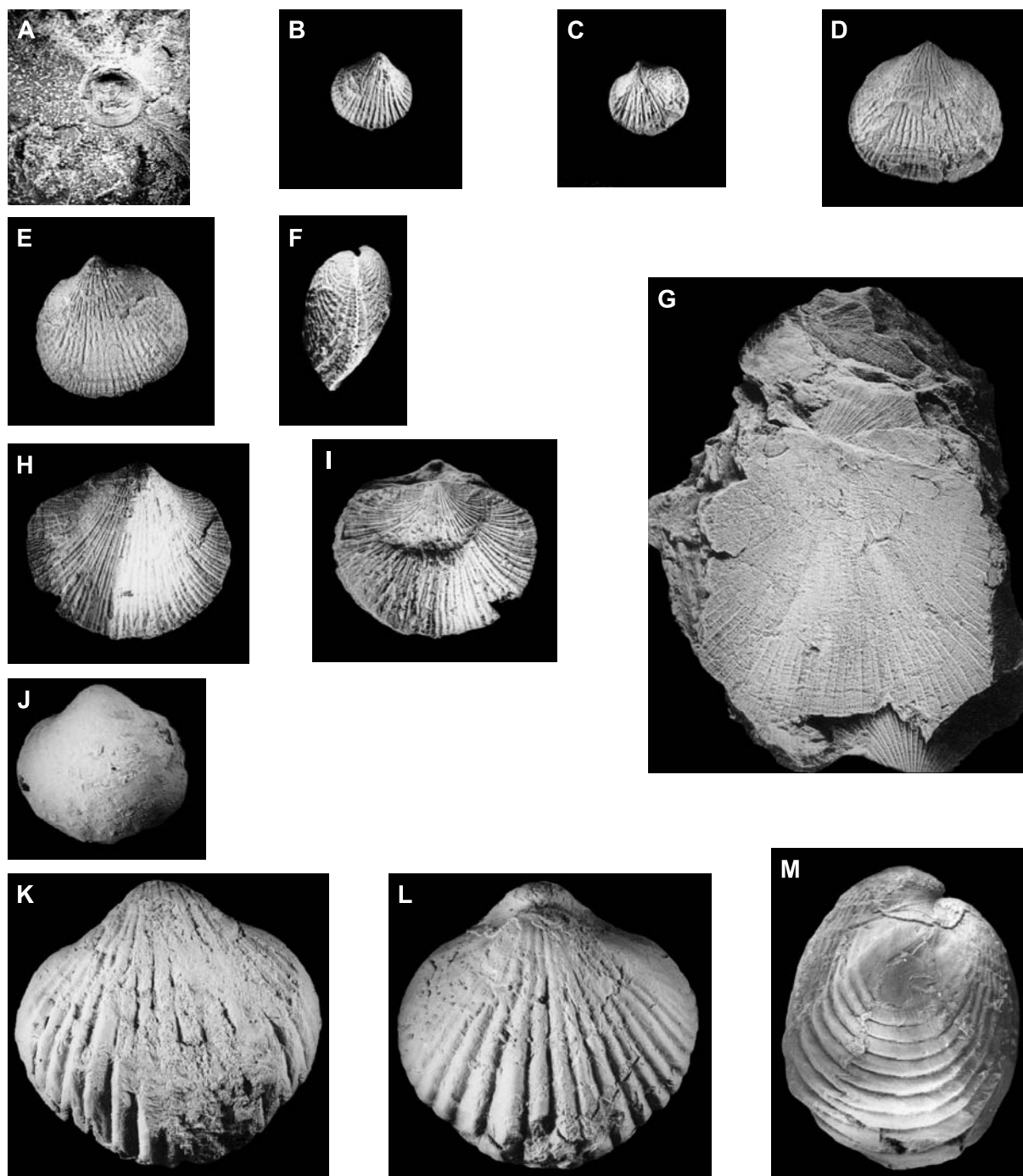
Ilościowe występowanie taksonów ramienionogów

Quantitative occurrence of brachiopoda taxa

Nazwa taksonu	Liczba okazów
<i>Lingula minima</i> (Sowerby, 1839)	7
<i>Lingula</i> aff. <i>striata</i> (Sowerby, 1839)	5
<i>Lingula</i> sp.	1
<i>Schizocrania striata</i> (Sowerby, 1839)	5
<i>Orbiculoidea</i> cf. <i>rugata</i> Sowerby, 1839	5
<i>Lingulodiscina mamma</i> Dahmer, 1946	7
<i>Philhedrella</i> cf. <i>mimetica</i> (Kozłowski, 1929)	3
<i>Skenidium</i> cf. <i>orthisiformae</i> Kozłowski, 1929	11
<i>Isorthis</i> (<i>Protocortezorthis</i>) <i>fornicatimcurvata</i> (Fuchs, 1919)	67
<i>Dalejina frequens</i> (Kozłowski, 1929)	6
<i>Reserella</i> cf. <i>elegantuloides</i> (Kozłowski, 1929)	11
? <i>Proschizophoria</i> sp.	1
? <i>Rhipidomella</i> sp.	1
<i>Platyorthis cimex</i> (Kozłowski, 1929)	168
<i>Plathyorthis</i> cf. <i>crassiformis</i> (Kozłowski, 1929)	11
<i>Leptaena rhomboidalis</i> (Wilckens, 1922)	100
<i>Leptaena</i> cf. <i>emarginata</i> (Barrande, 1879)	1
<i>Strophonella</i> (<i>Strophonella</i>) <i>podolica</i> (Siemiradzki, 1906)	57
<i>Mesodouwillina costatuloides</i> Johnson <i>et al.</i> , 1973	45
<i>Mesodouwillina subinterstitialis</i> (Kozłowski, 1929)	278
<i>Iridiostrophia praeumbracula</i> (Kozłowski, 1929)	769
<i>Strophochonetes</i> (<i>S.</i>) cf. <i>mediocostalis</i> (Kozłowski, 1929)	7
? <i>Protochonetes</i> sp.	1
<i>Gypidula pelagica</i> (Barrande, 1848)	111
<i>Bathyrhyncha</i> cf. <i>sinuosa</i> Fuchs, 1923	5
<i>Uncinulus</i> sp.	1
<i>Lancemyonia borealiformis</i> (Siemiradzki, 1906)	45
<i>Sphaerirhynchia gibbosa</i> (Nikiforova, 1954)	117
<i>Sphaerirhynchia wilsoni</i> (Sowerby, 1839)	9
<i>Camarotoechia</i> cf. <i>bieniaszi</i> Kozłowski, 1929	4
<i>Camarotoechia</i> sp.	1
<i>Atrypa nieczlavensis</i> (Kozłowski, 1929)	52
<i>Atrypa</i> ex gr. <i>reticularis</i> (Linne, 1758)	54
<i>Rhynchospirina</i> sp.	2
<i>Meristella</i> sp.	1
? <i>Protathyris</i> sp.	1
<i>Nucleospira robusta</i> Kozłowski, 1929	13
<i>Cyrtina praecedens</i> Kozłowski, 1929	41
<i>Howellella angustiplicata</i> (Kozłowski, 1929)	47
<i>Howellella</i> cf. <i>latisinuata</i> (Kozłowski, 1929)	5
? <i>Mutationella</i> sp.	1
Brachiopoda ind.	7

metrycznych. Niektóre z okazów, to fragmenty skoruppek z dobrze czytelnymi cechami diagnostycznymi; wiele zachowało się tylko w postaci ośródek. Pewnych oznaczeń dokonano na podstawie lateksowych odcisków dobrze zachowanych negatywów skoruppek.

Wartość stratygraficzna omawianego zespołu ramienionogów, zróżnicowanego zarówno pod względem jakościowym (tab. 11), jak i ilościowym (tab. 12), była w oczywisty sposób niejednolita. W badanym zepole występowały taksony znane z utworów górnego syluru i dolnego dewonu Podola i Wołynia (Kozłowski, 1929; Nikiforova, 1954) lub z utworów dewonu dolnego Europy Zachodniej i Ameryki Północnej. Niektóre z nich, jak np. *Lingulodiscina mamma* Dahmer nie były dotychczas opisywane z obszaru Polski. Wśród Inarticulata dominowali przedstawiciele lingulidów i akrotretidów. *Lingula minima* (Sowerby) znana jest z utworów przejściowych między warstwami z Hüinghauser a warstwami z Brenedek (Dahmer, 1951) zaliczanymi do żedynu. Z basenu Artois ten sam takson został opisany z piaskowców z Lievin z górnego żedynu (Boucot, 1960). *Schizocrania striata* (Sowerby), znana w Artois głównie z warstw z Droucourt, a więc z dolnego żedynu (Boucot, 1960), została opisana również przez Kozłowskiego (1929) z utworów piętra borszczowskiego Podola. Jednym z najwartościowszych pod względem stratygraficznych taksonów wśród Articulata był przedstawiciel ortidów – *Isorthis* (*Protocortezorthis*) *fornicatimcurvata* (Fuchs), znany z utworów żedynu Północnej Francji, Niemiec i Belgii, a także z żedynskiej formacji Stonehouse w Nowej Szkocji (Johnson, Talent, 1967). Z obszaru Polski gatunek ten jest znany z żedynu otworów wiertniczych: Bachus 1 (Rubel, Teller, 1978), Ciepłówek IG 1 (Tomczykowa, 1974; Studencka, 1986) i Zakrzew IG 3 (Studencka, 1986). Innym przedstawicielem rzędu Orthida była *Dalejina frequens* (Kozłowski), jeden z najbardziej charakterystycznych gatunków w utworach piętra borszczowskiego Podola w ujęciu Kozłowskiego (1929). Gatunek ten jest znany także z warstw z Luesma w Hiszpanii (Carls, 1971), których wiek został określony jako dolny żedyn. Większość strofomenidów należała do gatunków opisanych przez Kozłowskiego (1929) z utworów piętra borszczowskiego lub dolnych partii piętra czortkowskiego Podola, podobnie rynchonellidy. *Lancemyonia borealiformis* (Siemiradzki) jest znana z wapieni z Lochkova (Havliček, 1961), a z obszaru Polski – z odcinka profilu otworu Bachus-1, zaliczonego do żedynu (Rubel, Teller, 1978). Z dwóch oznaczonych atrypidów znaczenie stratygraficzne można przypisać tylko *Atrypa nieczlavensis* (Kozłowski) – gatunkowi znanemu z żedynu Podola (Kozłowski, 1929; Nikiforova, 1954), a także z otworu wiertniczego Bachus 1 (Rubel, Teller, 1978). Wąskim zasięgiem stratygraficznym charakteryzowała się również *Nucleospira robusta* (Kozłowski), znana wyłącznie z piętra borszczowskiego Podola (Kozłowski, 1929; Nikiforova, 1954). Wśród spiriferidów na uwagę zasługiwała *Howellella angustiplicata* (Kozłowski), opisywana z utworów dolnego żedynu Północnej Francji pod nazwą *Spirifer elevatus* Dalman; jako gatunek kreowany przez Kozłowskiego z utworów pięter borszczow-



skiego i czortkowskiego Podola. Gatunek ten cytowany był także z utworów żedynu w profilach otworów wiertniczych Bachus 1 i Ursynów 1 (Rubel, Teller, 1978).

Najniżej położone (głębokość 1931,6–1940,6 m) w badanym przedziale profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1 oznaczalne szczątki ramienionogów należały do *Strophonella* (*Strophonella*) *podolica* (Siemiradzki) i *Skenidium* cf. *orthisiformae* Kozłowski. Najwyżej (1773,6–1781,1 m) napotkano jedynie nieoznaczalne Brachiopoda; ostatnie możliwe do oznaczenia fragmenty skorupki pochodziły z głębokości 1829,7–1844,3 m i należały do *Isorthis* (*Protocortezorthis*) *fornicatimcurvata* (Fuchs), *Sphaerirhynchia gibbosa* (Niki-

forova), *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozłowski) i *Howellevilla angustiplicata* (Kozłowski).

W przedziale głębokości 1940,6–1829,7 m profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1 stwierdzono występowanie szczątków ramienionogów o zasięgu stratygraficznym ograniczonym, w obecnym ujęciu stratygraficznym, do lochkowu i szczątków o zdecydowanie szerszym zasięgu stratygraficznym (np. *Leptaena rhomboidalis* (Wilckens) znana od ordowiku do karbonu). Nie znaleziono taksonów świadczących o młodszym od lochkowu wieku badanych utworów.

Fotografie ramienionogów z profilu dolnego dewonu otworu Busówno IG 1 przedstawiono na [figurach 29 i 30](#).

Fig. 29. Ramienionogi z osadów dolnego dewonu

A – *Lingulodiscina mamma* (Dahmer), × 2, głęb. 1922,3–1931,6 m, lochkow; B – *Skenidium* cf. *orthisiformae* Kozłowski, skorupka nóżkowa, × 2, głęb. 1895,3–1904,3 m, lochkow; C – *Skenidium* cf. *orthisiformae* Kozłowski, skorupka ramieniowa, × 2, głęb. 1895,3–1904,3 m, lochkow; D – *Dalejina frequens* Kozłowski, skorupka nóżkowa, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; E – *Dalejina frequens* Kozłowski, skorupka ramieniowa, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; F – *Dalejina frequens* Kozłowski, widok z boku, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; G – *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozłowski), fragment zlepu muszlowego, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; H – *Isorthis (Protocortezorthis) fornicatimcurvata* (Fuchs), skorupka nóżkowa, × 2, głęb. 1844,3–1850,5 m, lochkow; I – *Isorthis (Protocortezorthis) fornicatimcurvata* (Fuchs), skorupka ramieniowa, × 2, głęb. 1844,3–1850,5 m, lochkow; J – *Nucleospira robusta* (Kozłowski), ośrodką skorupki nóżkowej, × 2, głęb. 1895,3–1904,3 m, lochkow; K – *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikiforova), skorupka nóżkowa, × 2, głęb. 1867,5–1873,5 m, lochkow; L – *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikiforova), skorupka ramieniowa, × 2, głęb. 1867,5–1873,5 m, lochkow; M – *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikiforova), widok z boku, × 2, głęb. 1867,5–1873,5 m, lochkow

Brachiopoda from the Lower Devonian deposits

A – *Lingulodiscina mamma* (Dahmer), × 2, depth 1922.3–1931.6 m, lochkow; B – *Skenidium* cf. *orthisiformae* Kozłowski, pedicle valve, × 2, depth 1895.3–1904.3 m, lochkow; C – *Skenidium* cf. *orthisiformae* Kozłowski, brachial valve, × 2, depth 1895.3–1904.3 m, lochkow; D – *Dalejina frequens* Kozłowski, pedicle valve, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; E – *Dalejina frequens* Kozłowski, brachial valve, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; F – *Dalejina frequens* Kozłowski, lateral view, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; G – *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozłowski), lumachelles, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; H – *Isorthis (Protocortezorthis) fornicatimcurvata* (Fuchs), pedicle valve, × 2, depth 1844.3–1850.5 m, lochkow; I – *Isorthis (Protocortezorthis) fornicatimcurvata* (Fuchs), brachial valve, × 2, depth 1844.3–1850.5 m, lochkow; J – *Nucleospira robusta* (Kozłowski), mould of pedicle valve, × 2, depth 1895.3–1904.3 m, lochkow; K – *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikiforova), pedicle valve, × 2, depth 1867.5–1873.5 m, lochkow; L – *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikiforova), brachial valve, × 2, depth 1867.5–1873.5 m, lochkow; M – *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikiforova), lateral view, × 2, depth 1867.5–1873.5 m, lochkow

←

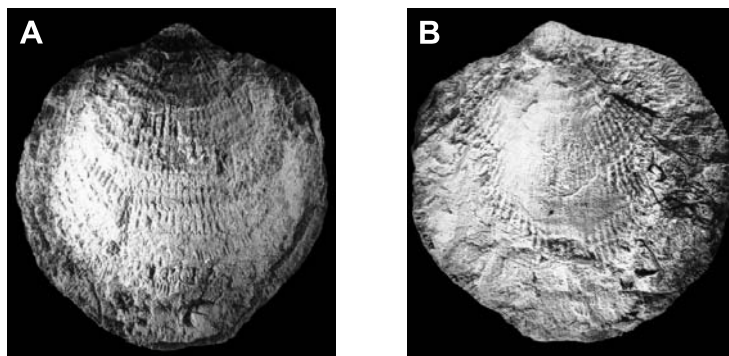
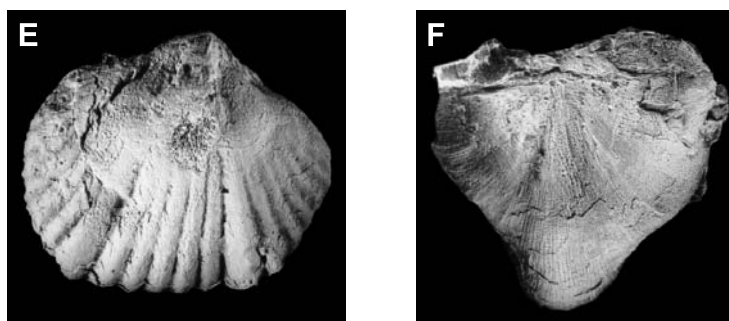
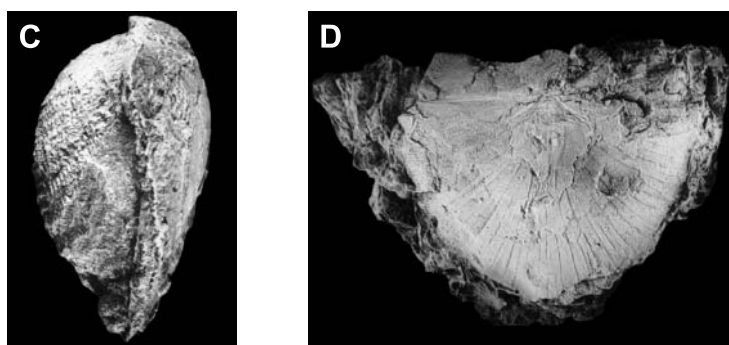


Fig. 30. Ramienionogi z osadów dolnego dewonu

A – *Atrypa nieczlaviensis* (Kozłowski), ośrodką skorupki nóżkowej, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; B – *Atrypa nieczlaviensis* (Kozłowski), ośrodką skorupki ramieniowej, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; C – *Atrypa nieczlaviensis* (Kozłowski), widok z boku, × 2, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow; D – *Strophonella (Strophonella) podolica* (Siemiradzki), ośrodką skorupki nóżkowej, × 2, głęb. 1700,0–1704,4 m, lochkow; E – *Lancemyonia borealiformis* (Siemiradzki), ośrodką skorupki nóżkowej, × 2, głęb. 1895,3–1904,3 m, lochkow; F – *Strophonella (Strophonella) podolica* (Siemiradzki), ośrodką skorupki nóżkowej, × 1, głęb. 1904,3–1913,3 m, lochkow

Brachiopoda from the Lower Devonian deposits

A – *Atrypa nieczlaviensis* (Kozłowski), mould of pedicle valve, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; B – *Atrypa nieczlaviensis* (Kozłowski), mould of brachial valve, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; C – *Atrypa nieczlaviensis* (Kozłowski), lateral view, × 2, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow; D – *Strophonella (Strophonella) podolica* (Siemiradzki), mould of pedicle valve, × 2, depth 1700.0–1704.4 m, lochkow; E – *Lancemyonia borealiformis* (Siemiradzki), mould of pedicle valve, × 2, depth 1895.3–1904.3 m, lochkow; F – *Strophonella (Strophonella) podolica* (Siemiradzki), mould of pedicle valve, × 1, depth 1904.3–1913.3 m, lochkow



KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA

Profil otworu wiertniczego Busówno IG 1 (fig. 31) jest usytuowany we wschodniej części lubelskiego basenu karbońskiego, w podłożu którego występuje kraton wschodnioeuropejski. Otwór jest zlokalizowany na bloku Krowiego Bagna, ograniczonego uskoki Hanny oraz Gdoli i Święcicy (Żelichowski, 1972), około 10 km na wschód od otworów Łączna IG 9 i IG 13, do którymi korelowano opisywany profil. Utwory karbonu w profilu otworu Busówno IG 1 występują w interwale 650,0–1441,0 m i mają miąższość 791,0 m. Spoczywają one na utworach dewońskich, a przykryte są jurajskimi.

Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu wykonano na podstawie opisu rdzeni wiertniczych Żelichowskiego i in. (1975) oraz analizy pomiarów geofizycznych.

Utwory karbonu są wykształcone jako wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce, zlepieńce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle. W profilu karbonu miąższościowo zdecydowanie dominują skały ilaste i klastyczne, pozostałe utwory mają mniejszy udział.

Ławice węglanowe, o miąższości od 0,01 do kilkunastu metrów, spotykano najczęściej w niższej części profilu. Są to ciemnoszare, rzadziej czarne, szarobeżowe lub beżowe wapienie, wapienie margliste lub margle organodetrytyczne, czasami gruzłowate, zawierające faunę ramienionogów, liliowców, małży, koralii oraz nieoznaczalny detrytus muszlowy.

Iłowce wraz z mułowcami miąższościowo przeważają w profilu. Występują zwykle w warstwach o miąższości od około 1 do kilkunastu metrów. Iłowce można zaliczyć do dwóch głównych typów. Do pierwszego typu włączono czarne, ciemnoszare i szare iłowce (czasami margliste) laminowane poziomo lub masywne, zawierające faunę morską: małże i ramienionogi oraz smugi sydereytowe, i niekiedy gniazda piryty. Ten typ iłowców charakteryzuje się wysoką naturalną promieniotwórczością, co czasami manifestuje się na krzywych profilowania gamma w postaci maksimów.

Do drugiego typu włączono iłowce o barwie ciemnoszarej i szarej, zawierające uwęglony detrytus roślinny, smugi sydereytowe, czasami małże słodkowodne lub bez fauny. W obrębie tej grupy rzadko spotykane są brunatnoszare iłowce sapropelowe (posiadające brunatną ryse) zmineralizowane pirytem.

Duży udział miąższościowy mają szare i ciemnoszare mułowce laminowane poziomo i nieregularnie oraz mułowce piaszczyste (heterolity) laminowane nieregularnie, soczewkowo, faliście i smużyście. Skały te zawierają najczęściej uwęglony detrytus roślinny i dużą liczbą łuseczek muskowitu, podkreślających laminacje oraz kongrecje i smugi sydereyto-

we. Mułowce występują w warstwach o miąższości od kilku do kilkunastu metrów.

Warstwy piaskowców mają miąższość od kilku do około 20 m. Najgrubsze występują w środkowej części profilu, gdzie dominują nad utworami iłowcowo-mułowcowymi. W rdzeniach wiertniczych występują jasnoszare, niekiedy szarobeżowe (sporadycznie szarozółte) piaskowce drobnoziarniste, czasami z wkładkami piaskowców średnioziarnistych. Są to piaskowce kwarcowo-skalenioawe, o spoiwie ilasto-krzemionkowym, laminowane poziomo, faliście i warstwowane przekątnie. Mogą być masywne lub z zaburzeniami związanymi z dużymi fitoklastami. Laminację i warstwowanie podkreśla czarny uwęglony detrytus roślinny i drobne łuseczki muskowitu. W spągach lub w obrębie piaskowców spotykane są zlepieńce, złożone z kongrecji sydereytowych, klastów węglistych i mułowcowych; występują w nich również gniazda piryty. Zlepieńce te towarzyszą powierzchniom erozyjnym mającym niekiedy duże znaczenie w stratygrafii sekwencyjnej.

W rdzeniach wiertniczych obserwuje się głównie piaskowce drobnoziarniste, jednak analiza krzywych karotażowych wskazuje na występowanie w środkowej partii profilu także piaskowców gruboziarnistych.

Często są spotykane szare, szarobeżowe lub ciemnoszare iłowcowe lub mułowcowe gleby stigmariowe. Charakteryzują się one gruzłowatą, rozsypłą teksturą, obecnością licznych zlustrowań kompakcyjnych, uwęglonego detrytus roślinnego, stigmarii, apendiksów oraz kongrecji i sferolitów sydereytowych.

Czarne węgle humusowe są relatywnie częste. Ich miąższość waha się od 0,02 do 3,0 m, najgrubsze pokłady występują w wyższej części profilu. Iłowce węgliste (łupki węglowe) laminowane naprzemiennie węglem oraz czarnym iłowcem mają miąższości od 0,05 do 0,65 m i są spotykane dość rzadko.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Pierwszy, wstępny podział stratygraficzny utworów karbonu w profilu otworu Busówno IG 1 wprowadzili Żelichowski i in. (1975). Opierał się on na przesłankach litologicznych i pojedynczych oznaczeniach fauny oraz korelacji z profilem karbonu w otworze Krowie Bagno IG 1 oraz profilami innych otworów. Żelichowski i in. (1975) wyróżnili:

- westfal A–B, w int. głęb. 650,0–1083,0 m (miąższość 433,0 m),
- namur, w int. głęb. 1083,0–1305,0 m (miąższość 222,0 m),
- dinant, w int. głęb. 1305,0–1441,0 m (miąższość 136,0 m).

Granice chronostratygraficzne zaproponowane w tym tomie wyznaczono na podstawie nowej metodologii, opierającą się na korelacji granic sekwencji depozycyjnych z sąsiednimi repero-

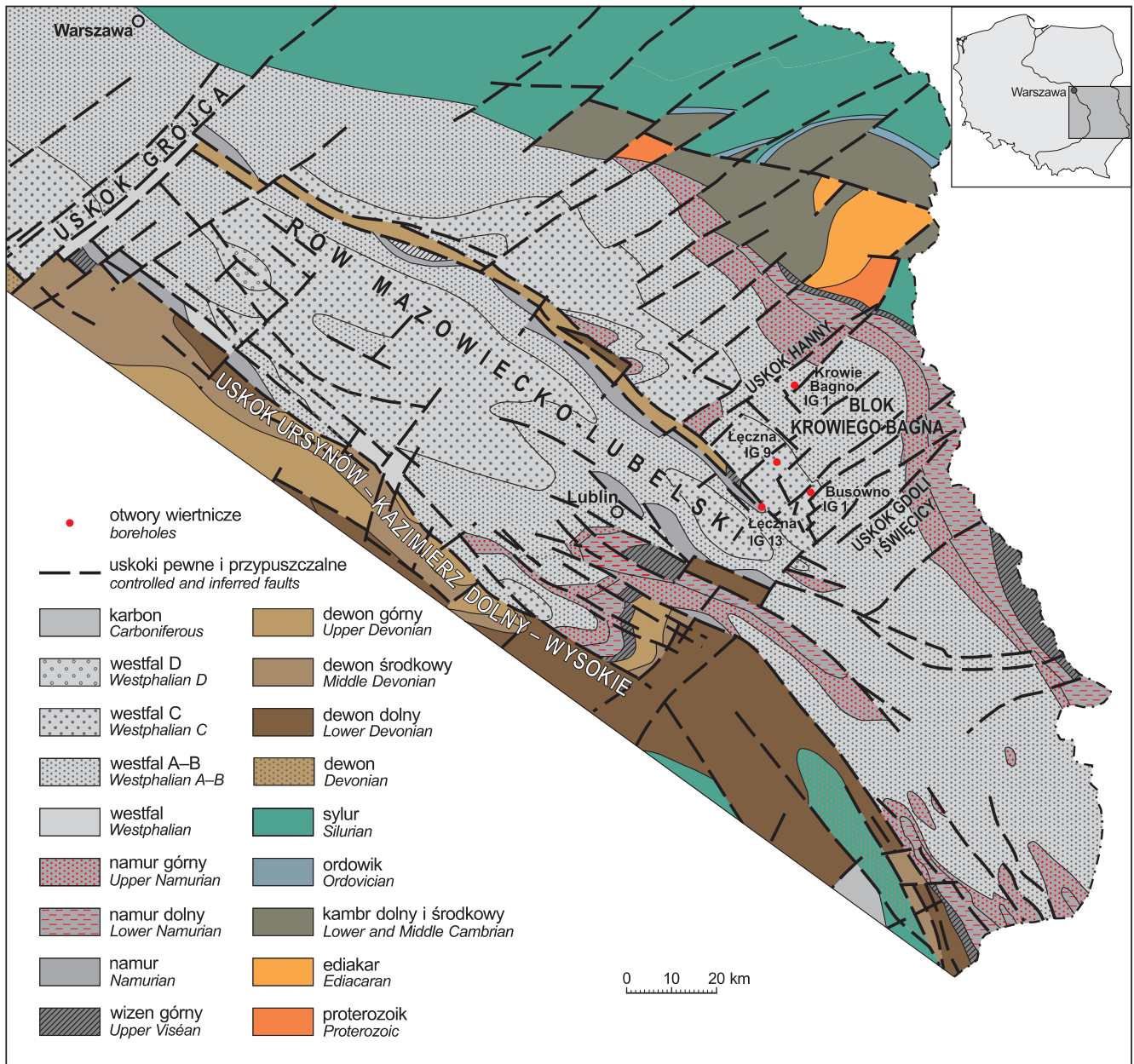


Fig. 31. Mapa lokalizacyjna – fragment mapy strukturalno-geologicznej bez utworów młodszych od karbonu basenu lubelskiego (wg Żelichowskiego, Porzyckiego, 1983, zmienione)

Location map – fragment of the structural-geological map without strata younger than Carboniferous of the Lublin Basin (after Żelichowski, Porzycki, 1983, modified)

wymi profilami oraz podziałami karbonu – globalnym i zachodnioeuropejskim. Pozwoliło to na uszczegółowienie stratygrafii i wpłynęło na przesunięcie dotychczasowych granic.

Wyróżnienie sekwencji depozycyjnych w profilu karbonu lubelskiego wykonano na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni i interpretacji profilowań geofizyki otworowej (Waksmundzka, 2005; 2006; Waksmundzka, Ptak, 2006). Badane profile zostały skorelowane przy użyciu dobrze datowanych paleontologicznie izochronicznych horyzontów faunistycznych: *Posidonia* I, *Posidonia* II i *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988), facjalnych odpowiedników tych horyzontów lub mak-

simów na krzywej profilowania gamma, występujących w ich obrębie. Korelacja litofacjalna umożliwiła odtworzenie elementów architektury depozycyjnej, które następnie osadzono w ramy chronostratygraficzne, przy zastosowaniu stratygrafii sekwencyjnej (fig. 32). Wykorzystując walor izochroniczności granic sekwencji oraz powierzchni maksimum zalewu, przeprowadzono korelację schematu sekwencji z podziałem zachodnioeuropejskim oraz globalnym karbonu (fig. 33). Tak przyjęta metodologia zaowocowała wyróżnieniem oddziałów i pięter globalnych oraz jednostek zachodnioeuropejskich z dokładnością do podpięter.

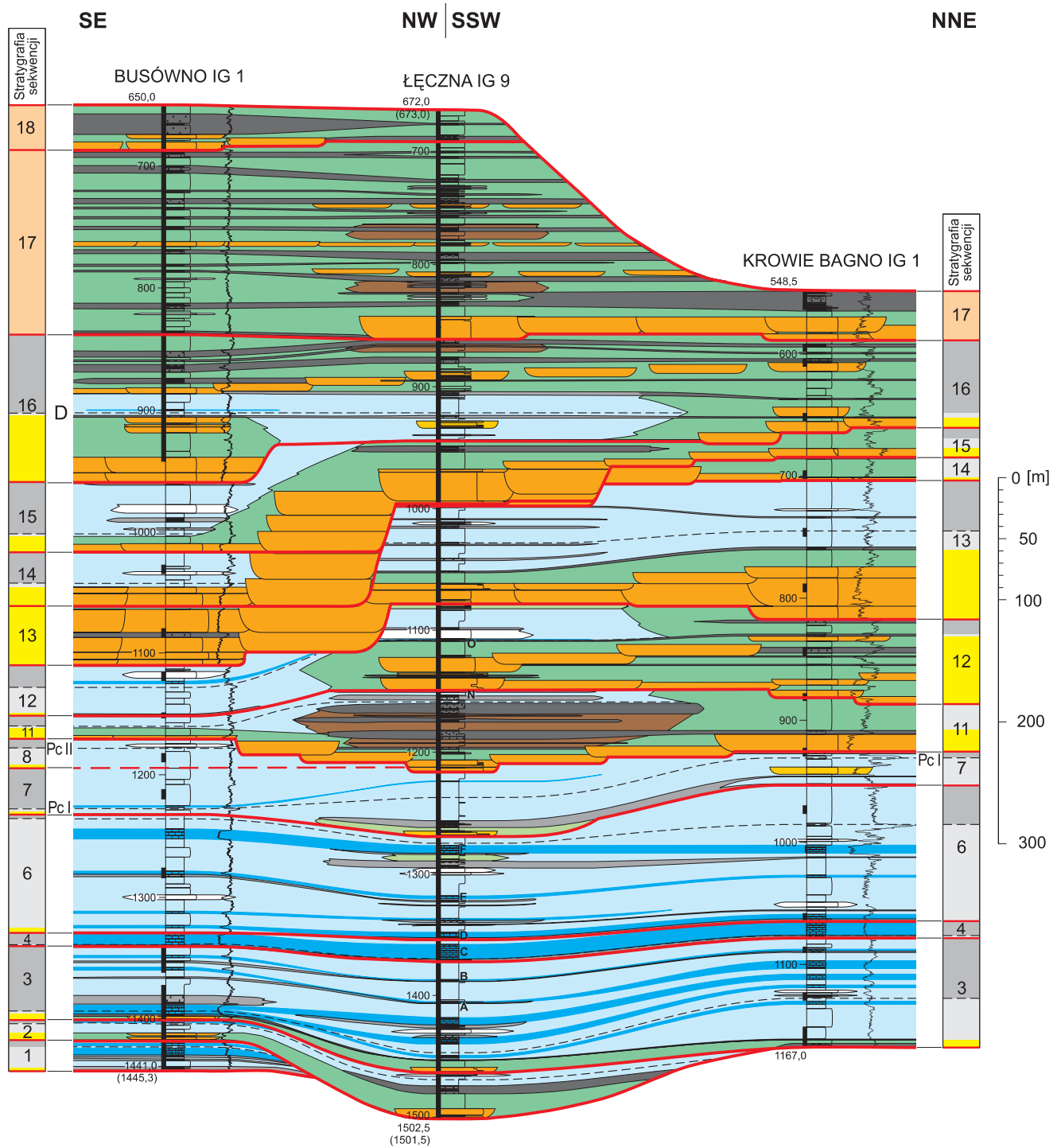
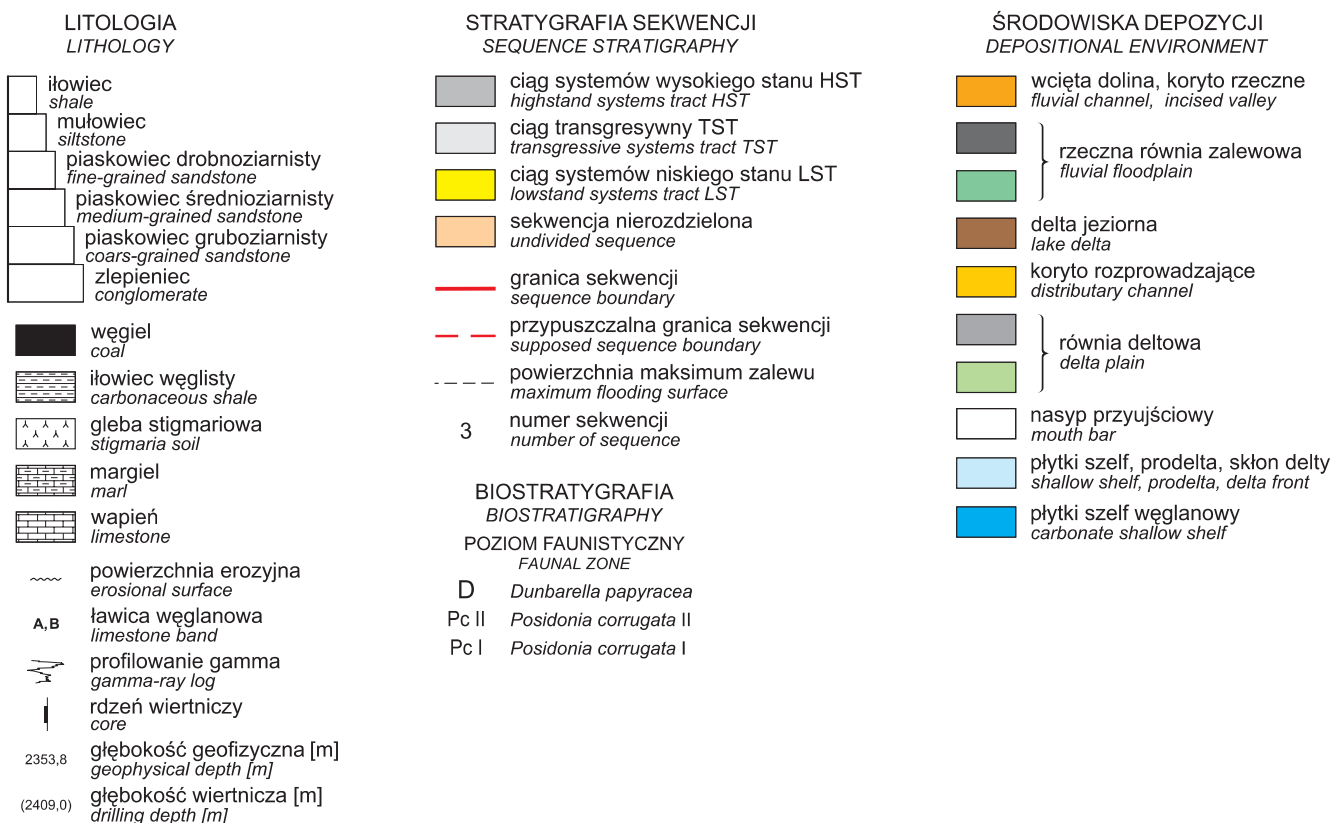


Fig. 32. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu Busówno IG 1

Lithofacial correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Busówno IG 1 borehole area

Objaśnienia do figury 32

Explanations to Figure 32



Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Poniższa charakterystyka odnosi się do obu, współistniejących obecnie podziałów karbonu: zachodnioeuropejskiego i globalnego (fig. 33).

Missisip i niższa część pensylwanu (podział globalny)

Wizen (podział globalny). Piętro wizeńskie podziału globalnego obejmuje scharakteryzowane poniżej piętra zachodnioeuropejskie, tj.: wizen środkowy i górny.

Wizen środkowy (podział zachodnioeuropejski). Do utworów wizenu środkowego, którego obecność stwierdzono w karbonie lubelskim na podstawie wyników stratygrafii sekwencyjnej (Waksmundzka, 2005), zaliczono niższą część sekwencji 1, odpowiadającą ciągowi niskiego stanu (LST). Interwał ten, o miąższości 2 m, występuje pomiędzy spągami karbonu i powierzchnią maksimum regresji, leżącą w spągu pierwszego pokładu węgla. Jest on wykształcony on jako iłowcowe gleby stigmariowe i mułowce powstałe na równi aluwialnej.

Wizen górny (podział zachodnioeuropejski). Wizenowi górnemu odpowiadają sekwencje 2–4, tak więc jego strop pokrywa się z górną powierzchnią niezgodności sekwencji 4. W profilu Busówno IG 1 nie występuje sekwencja 5, tak więc na odpowiadający jej najwyższy górny wizen przypada luka stratygraficzna. Brak utworów tej sekwencji ma miejsce również w innych profilach karbonu wschodniej Lubelszczyzny (Waksmundzka, 2005), np. w profilach Łęczna IG 9, IG 13, Krowie Bagno IG 1.

Utwory górnego wizenu są wykształcone głównie jako iłowce, mułowce, wapień i margle powstałe w deltach płytkowodnych oraz na płytkim szelfie wapiennym i ilastym. Warunki te rozwijały się w czasie podnoszenia względnego poziomu morza (WPM) oraz w czasie tego wysokiego stanu WPM. Powstałe wtedy utwory ciągów transgresywnych (TST) i wysokiego stanu WPM (HST) dominują miąższościowo nad cienkimi warstwami piaskowców i zlepieńców, powstałych w korytach rzecznych, w czasie niskiego stanu WPM. Utwory te tworzą ciągi niskiego stanu (LST).

Serpuchow i niższy baszkir (podział globalny). Serpuchow odpowiada sekwencjom 6–7, w jego stropie, odpowia-

PODZIAŁ GLOBALNY			PODZIAŁY REGIONALNE								
SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	PIĘTRO	PODPIĘTRO	STRATYG. SEKWENCJI		LITOSTR. MODEL				
					EUROPA ZACHODNIA	LUBELSZCZYZNA					
KARBON	MISSISSIPPIAN	MOSKOW	WIZEN GÓRNY	W E S T F A L	D	asturian	22		FORMACJA LUBELSKA		
					C	bolsovian	21				
					B	duckman-tian	20				
							19				
							18				
							18				
							17	17			
							16	16			
							MFS	MFS			
							15	15			
							14	14			
							13	13			
					A	langsettian	MFS	MFS			
							15	15			
							14	14			
							13	13			
							B	yeadonian		MFS	MFS
										12	12
										11	11
										10	
										9	
							A	alportian		8	8
8	8										
7	7										
6	6										
6	6										
V _{3c}	brigantian	5									
		4	4								
		3	3								
		2	2								
		2	2								
V _{3b}	asbian	3	3								
		2	2								
		2	2								
V _{3a}	holkerian ?	1	1								
		1	1								
V _{2b}		1	1								
		1	1								


-  luki stratygraficzne
stratigraphical gaps
- WIZ. ŚR.? przypuszczalny wizen środkowy
supposed Middle Visean
- MCB granica śródkarbońska
Mid-Carboniferous boundary
- STRATYG. SEKWENCJI stratygrafia sekwencji
sequence stratigraphy
- MFS - powierzchnia maksimum zalewu
Maximum Flooding Surface
- LITOSTR. litostratygrafia
lithostratigraphy
- OG. KOR. ogniwo Korczmina
Korczmin Member

Fig. 33. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession in the Busówno IG 1 borehole

dającymu górnej niezgodności sekwencji 7, występuje granica śródkarbońska, oddzielająca missisip i pensylwan. Niższa część baszkirowi odpowiada sekwencjom 8, 11 oraz LST i TST sekwencji 12 (do powierzchni maksymalnego zalewu MFS). Powszechnie jest występowanie w niższym baszkirowi Lubelszczyzny luki stratygraficznej (Waksmundzka, 1998; Waksmundzka, Ptak, 2006). W profilu Busówno IG 1 luka ta obejmuje sekwencje 9–10 oraz interwał między nimi. Całkowita rozpiętość luki obejmuje więc podpiętra zachodnioeuropejskie, tj.: wyższy alportian, kinderscoutian i niższy marsdenian (fig. 33). Serpuchow i niższy baszkirowi obejmują namur A, B, C.

Namur A, B, C (podział zachodnioeuropejski). Utwory namuru A, B, C mają podobne wykształcenie litologiczne oraz powstawały w analogicznych warunkach depozycji i wań WPM, jak utwory górnego wizeny.

Wyższa część pensylwanu (podział globalny)

Wyższa część baszkirowi (podział globalny). Do wyższej części baszkirowi należy pozostała część profilu odpowiadająca HST sekwencji 12 oraz sekwencjom 13–18. Strop baszkirowi pokrywa się ze stropem karbonu. Ta część profilu odpowiada westfalowi A i niższej części westfalowi B, które scharakteryzowano poniżej.

Westfal A (podział zachodnioeuropejski). Westfal A obejmuje interwał pomiędzy powierzchniami maksymalnego zalewu sekwencji 12 i 16. Obu powierzchniom odpowiadają maksima profilowania gamma, czyniąc je dobrze identyfikowalnymi w profilu. MFS sekwencji 16 występuje w obrębie ostatniego morskiego horyzontu faunistycznego *Dunbarella*, który uważany jest za granicę westfalowi A i B (Musiał, Tabor, 1988).

W profilu Busówno IG 1, westfal A obejmuje HST sekwencji 12, sekwencje 13–15 oraz LST i TST sekwencji 16. Dominują w nim miąższościowo rzeczne piaskowce i mułowce wypełniające wcięte doliny, powstałe w czasie niskiego stanu WPM. Duży udział mają również iłowce, mułowce i piaskowce deponowane w obrębie delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego. Wchodzą one w skład TST i HST.

Westfal B (podział zachodnioeuropejski). Westfal B obejmuje HST sekwencji 16, sekwencję 17 i niższą część 18. Jedynie utwory HST sekwencji 12 powstały w środowisku deltowym i płytkiego szelfu, pozostała część profilu ma lądowy charakter. Występują tu głównie iłowce, mułowce, gleby stigmariowe i węgle powstałe w środowisku rzecznej równi zalewowej z rozwiniętymi bagnami i jeziorami. Nieliczne, o małej miąższości piaskowce deponowane były w korytach rzecznych i stożkach krewasowych.

Litostratygrafia

Żelichowski i in. (1975) wyróżnili w profilu otworu Busówno IG 1 nieformalne jednostki litostratygraficzne wprowadzone przez Żelichowskiego (1969), takie jak:

- seria Żyrzyna, w int. głęb. 650,0–939,0 m (miąższość 289,0 m);
- seria Bystrzycy i Karczmisk, w int. głęb. 939,0–1110,5 m (miąższość 171,5 m);
- seria Komarowa, w int. głęb. 1110,5–1253,0 m (miąższość 142,5 m);
- seria Korczmina, w int. głęb. 1253,0–1332,0 m (miąższość 79,0 m);
- seria Huczwy, w int. głęb. 1332,0–1441,0 m (109,0 m).

Powszechnie stosowany jest nieco późniejszy podział litostratygraficzny karbonu Lubelszczyzny, wprowadzony przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979). Podział ten nosi zewnętrzne atrybuty formalności (nazwy jednostek), jednakże również jest podziałem nieformalnym. Ze względu na duże podobieństwo oraz tożsamość granic obu podziałów (fig. 34), autorka zastosowała w profilu karbonu otworu Busówno IG 1 nowszy podział; praktycznie sprowadziło się to do zmiany nazw poszczególnych jednostek. W profilu wyróżniono:

- formację lubelską, w int. głęb. 650,0–939,0 m (miąższość 289,0 m);
- formację Dęblina, w int. głęb. 939,0–1110,5 m (miąższość 171,5 m);
- formację Terebina, w int. głęb. 1110,5–1332,5 m (222,0 m);
- ogniwo Komarowa, w int. głęb. 1110,5–1253,0 m (miąższość 142,5 m);
- ogniwo Korczmina, w int. głęb. 1253,0–1332,5 m (miąższość 79,0 m);
- formację Huczwy, w int. 1332,5–1441,0 m (108,5 m).

Korelacja granic litostratygraficznych ze schematem sekwencji depozycyjnych karbonu lubelskiego pozwoliła na określenie rozpiętości czasowej tych jednostek (fig. 34). Formacja Huczwy jest wieku środkowo- i górnowizeńskiego. Formacja Terebina odpowiada najwyższemu górnemu wizenowi, namurowi oraz najniższemu westfalowi A. Utwory formacji Dęblina odpowiadają większej części westfalowi A, natomiast formacji lubelskiej najwyższemu westfalowi A oraz westfalowi B. Zasięgi poszczególnych jednostek różnią się od zasięgów podawanych w literaturze (fig. 34). Różnice te zaobserwowano również w innych profilach karbonu lubelskiego (Waksmundzka, 2005), co potwierdza diachronizm granic litostratygraficznych, uznawanych w literaturze za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 *vide* Porzycki, 1979).

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Busówno IG 1 został odwiercony we wschodniej części niecki lubelskiej. Stwierdzono w nim jedynie utwory starszej górnej jury – oksfordu. Ich miąższość w otworze wynosi 95,0 m. Leżą one bezpośrednio na osadach karbonu górnego (westfału B), a więc luka sedimentacyjna obejmuje tu znaczny odcinek czasu (najwyższy karbon – jura środkowa). W stropie przykrywają je utwory najmłodszej kredy dolnej (albu dolnego).

Utwory górnej jury były rdzeniowane jedynie fragmentarycznie, jednak na podstawie analizy krzywych geofizycznych oraz korelacji z pełnordzeniowymi otworami Syczyn IG 1, IG 3, Zawadów IG 1 było możliwe wydzielenie kilku jednostek litostratygraficznych. W profilu oksfordu wydzielono trzy formacje: zakrzewską, wapieni z koralowcami i bełżycką.

Formacja zakrzewska (głębokość według pomiarów geofizycznych 650,0–635,0 m; głębokość według rdzenia 656,0–635,0 m) jest wykształcona w postaci jasnoszarych dolomitów i dolomitów mułowcowo-piaszczystych, ze zwierztałymi czertami oraz szczątkami fauny małżowej. W przyspągowym odcinku, z którego pobrano 3,3 m rdzenia, występują ponadto skupienia limonitu i toczne ilasto-dolomityczne. Wiek formacji zakrzewskiej, na podstawie obecności mikrofauny górnourajskiej oraz jej położenia powyżej osadów jury środkowej, jest przyjmowany jako wczesny lub najstarszy środkowy oksford (Niemczycka, 1976; Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981).

Formacja wapieni koralowych (głębokość 635,0–613,5 m). Jest to nieformalna jednostka litostratygraficzna, pierwotnie wydzielona pod nazwą formacji koralowcowej przez Dembowską (1979) na obszarze mazursko-suwańskim i podlaskim. Zgodnie z wymogami *Polskich zasad stratygrafii* (Racki, Narkiewicz, 2006), w niniejszym opracowaniu do dawnej, nieformalnej nazwy formacji wprowadzono rodzaj typowych osadów w których występuje fauna koralowców. Podstawowymi utworami tworzącymi tę formację są białe wapienie organodetrytyczne, koralowcowe, przyrafowe. Ich

miąższość w otworze Busówno IG 1 wynosi 17,0 m. W stropie przykrywa je 4,5 m kompleks margli organodetrytycznych, ciemnoszarych, z licznymi szczątkami małży i koralowców, krynoidami oraz igłami gąbek. Jest to pakiet przykrywający wapienie koralowcowe oraz wapienie krynoidowe (formacja jasieniecka) na dość znacznym obszarze wschodniej części regionu lubelskiego oraz podlaskiego. Niemczycka (1981) wydzielała ten kompleks jako formację albertowską, jednak w późniejszych publikacjach nazwa ta nie była już stosowana. Liczna obecność koralowców w tych ciemnoszarych marglach organodetrytycznych zdecydowała o włączeniu wspomnianych utworów do formacji wapieni koralowych. Wiek tej formacji na podstawie stwierdzonej w niej mikrofauny jest szacowany na środkowy oksford lub najstarszy późny oksford (Niemczycka, 1976, 1997).

Formacja bełżycka (głębokość według pomiarów geofizycznych 613,5–555,0 m; według rdzenia 613,5–561,5 m): z tej części profilu pobrano jedynie jeden rdzeń z warstw granicznych pomiędzy jurą górną i kredą dolną. Jego niższą część tworzy wapień oolitowy barwy białej, ku górze przechodzący w wapień mikrytowy. Pozostała część profilu została przewiercona bezrdzeniowo. Na podstawie próbek okrucowych oraz porównania z pełnordzeniowymi otworami Syczów IG 2, Zawadów IG 1, IG 2 stwierdzono, że oba typy wapieni obecne w rdzeniu występują naprzemian w tej części profilu. Formacja ta nie ma dobrego datowania biostratygraficznego. Niemczycka (1976, 1981) na podstawie korelacji regionalnych uznała, że jest to odpowiednik datowanej na późny oksford formacji Baszni, wydzielanej w południowo-wschodniej części regionu lubelskiego. Jednak ostatnio, w pracy korelującej wschodnią część regionu lubelskiego z obszarem ukraińskim (rejon Lwowa), Gutowski i in. (2005) zasugerowali wczesnokimerydzki wiek formacji Baszni.

Miąższość utworów formacji bełżyckiej w otworze Busówno IG 1 wynosi 58,5 m. Jej najwyższa część została erozyjnie usunięta w tytonie lub wczesnej kredzie.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Busówno IG 1 przewiercił utwory kredy od mastrychtu po cenoman (głębokość 17,0–551,0 m; miąższość 534,0 m) oraz alb górny o miąższości 4,0 m (spąg albu górnego znajduje się na głębokości 555,0 m), który leży z luką na jurze górnej (oksford). Luka stratygraficzna obejmuje tu

zatem prawie całą dolną kredę i znaczną część jury górnej. Na odcinku od mastrychtu po najniższy turon otwór był głębiony bezrdzeniowo. Na głębokościach poniżej 540,0 m wykonano w kredzie 5 marszów rdzeniowych.

Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez A. Krasowską na podstawie analizy próbek okruchowych, opisu rdzeni wiertniczych oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej poprzez porównanie z sąsiednimi otworami Syczyn IG 1 oraz Sawin IG 1 i IG 2. Wskazówek stratygraficznych dostarczyły również oznaczenia mikrofauny z rdzeni wiertniczych opracowane przez Gawor-Biedową (Gawor-Biedowa, ten tom, str. 132–133).

Analizy chemiczne wykonano w laboratorium polowym Geoservice.

Kreda dolna

Osady dolnej kredy o miąższości 4,0 m są reprezentowane przez piaskowce kwarcowo-glaukonitowe przechodzące ku stropowi w margle piaszczyste. Występują pojedyncze, drobne kongregacje fosforytowe. Takie wykształcenie litologiczne jest typowe dla albu górnego znacznego obszaru Niżu Polskiego (Krasowska, 1981, 1986, 1997)

Kreda górna

Sukcesja górnej kredy ma miąższość 534,0 m i jest zbudowana z wapieni, wapieni marglistych, wapieni oraz margli kredopodobnych, a także kredy piszącej marglistej. Są to osa-

dy otwartego szelfu basenu epikontynentalnego o relatywnie spokojnych warunkach sedimentacji z litologią charakterystyczną dla tego regionu tj. wschodniej części niecki lubelskiej. Dostawa materiału terygenicznego była znacznie ograniczona, o czym świadczy wysoka węglanowość skał i znikomy udział materiału klastycznego. W profilu nie stwierdzono występowania skał węglanowo-krzemionkowych.

Cenoman rozpoczynają twarde wapienie margliste inoceramowe, nieco piaszczyste, z pojedynczymi fosforytami, o zawartości węglanu wapnia powyżej 72%. Wyżej w profilu piaszczystość zanika, a w wapieniach występuje jedynie laminacja falista szarym i szarozielonym marglem.

W **turonie** (rozumianym łącznie z poziomem *Inoceramus schloenbachi*) nadal dominują wapienie margliste. Występują tu również prawdopodobnie wkładki margli oraz kongregacje krzemieni.

Koniak–mastrycht nie zostały rozdzielone na poszczególne piętra. Jest to dość monotony kompleks kredy piszącej marglistej, lokalnie z przewarstwieniami wapieni kredopodobnych. W górnym odcinku profilu zwiększone promienionanie gamma na krzywych PG może sugerować występowanie margli kredopodobnych.

W profilu Busówno IG 1 nie stwierdzono występowania osadów paleocenu dolnego. Utwory górnej kredy przykrywa seria czwartorzędowych piasków drobno- i średnioziarnistych o miąższości 17,0 m.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

STRATYGRAFIA OSADÓW GÓRNOKREDOWYCH NA PODSTAWIE OTWORNIC

Z osadów górnokredowych otworu Busówno IG 1 zbadano otwornice pochodzące z 6 próbek. Wskazują one na obecność dwu pięter górnej kredy, cenomanu i starszej części turonu.

Cenoman

Próbki pochodzące z warstw z głębokości 554,0; 551,6 i 549,3 m zawierają nieliczne otwornice, prawie wyłącznie bentoniczne, pokruszone i o przekształconych skorupkach. W residuum w próbce z najniższych warstw występują liczne koprolity i włókna inoceramów, przeważają ziarna kwarcu. W wyższej próbce zwiększa się w residuum ilość włókien inoceramów, tak że w najwyższej próbce z tej serii osadów osiągają wartość 90%.

Dzięki szybkim zmianom ewolucyjnym, zachodzącym u otwornic od górnego albu do turonu włącznie, powstało wiele gatunków o bardzo charakterystycznej morfologii, co pozwala zidentyfikować je nawet przy bardzo złym stanie zachowania skorupki. Umożliwia to dokładne określenie wieku zawierających je osadów. Z gatunków przewodnich dla cenomanu zidentyfikowano w wyżej wymienionych

próbkach *Gavelinella cenomanica* (Brotzen). Pozostałe stwierdzone tu otwornice tworzą charakterystyczny zespół dla omawianego piętra. Należą do niego: *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova), *G. baltica* Brotzen, *Arenobulimina advena* Cushman, *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa i *Gavelinella lodzensis* Gawor-Biedowa. Pojawiają się one u schyłku górnego albu a optimum rozwoju osiągają w cenomanie. Nieliczni ich przedstawiciele występują jeszcze w osadach dolnego turonu (Gawor-Biedowa i in., 1984).

Wkładem Polski do rozszerzenia wiedzy o gatunkach otwornic w osadach kredowych są występujące w otworze Busówno IG 1 gatunki *Gavelinella lodzensis* Gawor-Biedowa i *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa (Gawor-Biedowa, 1972). Istnienie tych gatunków potwierdził Revets (2001). Badacz ten przeprowadził rewizję gatunków z rodzajów: *Gavelinella* Brotzen, 1942, *Berthelina* Malapris, 1965 i *Lingulogavelinella* Malapris, 1965, badając topotypy wszystkich gatunków z wymienionych rodzajów, zebranych z całego świata, w tym również z Polski.

Należy zaznaczyć, że w próbkach cenomańskich są dość liczne pancerzyki małżoraczków.

Turon dolny

W dolnym turonie, nawet w strefie borealnej, zaznacza się przewaga otwornic planktonicznych nad bentonicznymi. Jest to widoczne również w omawianym otworze, w próbkach pochodzących z osadów z głębokości: 543,1; 544,8 i 547,0 m. Skorupki otwornic, podobnie jak w próbkach cenomańskich, są pokruszone, przekryształizowane i często oblepione osadem. W residuum występują nieliczne włókna inoceramów i rzadko pancerzyki małżoraczków.

Wiek osadów, z których pochodzą badane próbki, dokumentują bardzo ściśle przewodnie dla dolnego turonu otwornice planktoniczne *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. renzi* (Gandolfi) i *Praeglobotruncana craviensis* Scheibnerova. Są to gatunki kosmopolityczne, występujące zarówno w strefie

śródziemnomorskiej, jak i borealnej, co zostało stwierdzone przez Robaszynskiego (Robaszynski i in., 1990). Badania polskie potwierdziły, że ich obecność nie jest uzależniona od zmian facjalnych (Gawor-Biedowa, 1997). Wymienionym gatunkom przewodnim towarzyszą gatunki ginące u schyłku dolnego turonu i tworzące swoisty, dolnoturoński zespół. W jego skład wchodzi następujące gatunki: *Praeglobotruncana stephani* (Gandolphi), *Gavelinella lodzensis* Gawor-Biedowa, *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan). Nie udało się jednak określić gatunkowo wszystkich znajdujących się w próbkach otwornic z rodzajów: *Hedbergella* Brönnimann et Brown, *Gyroidinoides* Brotzen, *Lenticulina* Lamarck i *Whiteinella* Pessagno.