

# WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

## ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

### ZASADY STRATYGRAFII SYSTEMU

Jako wzorzec klasyfikacji i nomenklatury stratygraficznej systemu wykorzystano zalecane ustalenia „Zasad polskiej klasyfikacji...” (1975) i „Polskie zasady stratygrafii” z roku 2006 (Racki, Narkiewicz, red., 2006). W charakterze skali chronostratygraficznej przyjęto aktualny podział rangi formalnego standardu globalnego rekomendowanego przez Podkomisję Stratygrafii Systemu Ordowickiego (*International Subcommission on Ordovician Stratigraphic Classification – ISSC*) (Cooper, Sadler, 2004; Weby i in., 2004) z późniejszymi korektami (Bergström i in., 2004, 2006a, b; Finney, 2005) oraz dwa podziały o statusie skal regionalnych. Są to: klasyczny podział brytyjski (Fortey i in., 1995; Webby, 1998; Webby i in., 2004) oraz podział bałtycki (bałtoskański) autorstwa Loydella i in. (1998), Nölvaka (1999a, b), Loydella, Nestora (2005) i Nölvaka i in. (2006), uwzględniający specyfikę regionalną rodzimych profilów systemu.

Standard formalny międzynarodowego podziału systemu ordowickiego tworzą trzy podstawowe jednostki chronostratygraficzne o randze serii (odziałów), w obrębie których wyróżnia się łącznie 7 jednostek rangi piętra globalnego (fig. 8). Są to kolejno: w dolnej serii systemu – tremadok i flo; w serii środkowej – daping i darriwil; w serii górnej – sandb, kat i hiranant. Za holostratotypy poszczególnych pięter przyjęto: pierwszego z pięter (tremadok) – profil Green Point w Kanadzie; drugiego (flo) – profil Diabasbrottet w południowej Szwecji (Västergötland); trzeciego (daping) – profil Huanghuochang w południowych Chinach; czwartego (darriwil) –

Huangnitang w południowo-wschodnich Chinach; piątego (sandb) – profil Fågelsång w południowej Szwecji (Skania) oraz szóstego (kat) i siódmego (hirnant) odpowiednio – profil Bleck Knab Ridge w południowej Oklahomie, USA i profil Wangjiawan w północnych Chinach. Zasięg i granice wyróżnionych pięter są zdefiniowane przez wskaźnikowe taksony graptolitów i konodontów (spąg piętra daping) lub konodontów (spąg tremadoku).

Za górną granicę systemu przyjęto strop hiranantu w profilu Dob's Linn w Szkocji (poz. *acuminatus*); natomiast dolną wyznacza spąg poziomu konodontowego *I. fluctivagus*, tj. spąg tremadoku.

Zasadnicze elementy korelacji regionalnego podziału bałtyckiego z międzynarodowymi jednostkami formalnymi rangi serii i pięter standardu globalnego wzorowano na ostatnich publikacjach Nölvaka i in. (2006) i Paškevičiausa (2007). Jako testem synchroniczności posłużono się podstawowym podziałem ortostratygraficznym systemu opartym na graptolitych (Fortey i in., 1995; Webby, 1998; Webby i in., 2004). Stopień rozdzielczości tego testu jest oczywiście z góry ograniczony trwaniem podpoziomu graptolitowego lub konodontowego, szacowanym średnio na około 1,5 (aszgil)–3,0 (lanwirn) milionów lat.

Szacunki ordowickich datowań radiometrycznych podano według Gradsteina i in. (2004), stosując zasadę przyjmowania raczej umiarkowanych niż ekstremalnych spośród możliwych wielkości (fig. 8).

### BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW ORDOWIKU W PROFILACH JAMNO IG 1 I JAMNO IG 2

W otworach wiertniczych Jamno IG 1 (głęb. 2747,0–2801,5 m) i Jamno IG 2 (głęb. 2096,0–2600,0 m) pod poziomem zalegającymi osadami dewonu napotkano fragmenty utworów ordowiku zaliczonych do karadoku, intensywnie zaangażowanych tektonicznie, (Dadlez, 1967; Modliński, 1968, 1987). Zapis litologiczny obu rozpoznanych profilów tworzy monotona seria iłowców i iłowców mułowcowych, miejscami z licznym muskowitem, bezwapiennych, szarych, ciemnoszarych i zielonkawych, czasem niewyraźnie laminowanych. Jako

podrzedne przewarstwienia w sekwencji iłowców i iłowców mułowcowych występują cienkie (1–2 cm) wkładki, soczewki i kongregacje syderytów ilastych szarobrunatnych i szarych z odcieniem żółtawym oraz drobne kongregacje i skupienia krystalicznego pirytu.

W profilu Jamno IG 1 próbki rdzeniowe pobrano jedynie z najwyższej części profilu o miąższości pozornej około 10 m. Zidentyfikowano tu następujące taksony graptolitów: *Climacograptus bicornis* (Hall), *Dicranograptus nicholsoni* Hop-

Chronostratygrafia				Biostratygrafia			Wiek <sup>4/</sup> [Ma]								
				Graptolity <sup>1/</sup>	Konodonty <sup>2/</sup>	Chitinozoa <sup>3/</sup>									
O R D O W I K	GÓRNY	KAT	HIRNANT— ASZGIL	HARJU	PORKUNI	<i>persculptus</i> <i>extraordinarius</i>	<i>ordovicicus</i>	<i>scabra</i>	443,7						
					PIRGU	<i>anceps</i> <i>complanatus</i>		<i>taugourdeau</i> <i>gamachiana</i> <i>rugata</i>	15,3/						
					VORMSI	<i>linearis</i>		<i>bergstroemi</i> <i>barbata</i>	449,0						
					NABALA			<i>superbus</i>	<i>fungiformis</i> <i>reticulifera</i> <i>angusta</i>	111,9/					
					RAKVERE	<i>clingani</i>			<i>Ancyrochitina</i> n.sp.1						
					OANDU				<i>multidens</i>		<i>cervicornis</i> <i>multiplex</i>				
		KEILA	<i>alobatus</i>												
		HALJALA	<i>gracilis</i>	<i>tvaerensis</i> <i>gerdae</i>	<i>hirsuta</i> <i>dalbyensis</i> <i>curvata</i> <i>granulifera</i>										
		JÖHVI IDAVEERE		<i>variabilis</i>	<i>stentor</i> <i>rhenana</i>	460,9									
		ŚROKOWY	SANDB	KARADOK	VIRU	KUKRUSE	<i>teretiusculus</i>	<i>anserinus</i>	<i>striata</i>	<i>tuberculata</i>	17,2/				
						UHAKU		<i>murchisoni</i>		<i>E. lindstroemi</i> <i>robustus</i>		<i>clavaherculi</i>			
						LASNAMÄGI	<i>suecicus</i>			<i>serra</i> <i>reclinatus</i> <i>foliaceus</i>		<i>sebyensis</i>			
	ASERI					<i>variabilis</i>				<i>regnelli</i>					
	DARRIWIL					LANVIRN	OELAND	LATORP		KUNDA		<i>artus</i>	<i>flabellum parva</i>	<i>cucumis</i>	110,5/
										ALUOJA VALASTE HUNDERUM LANGEVOJA		<i>austrodentatus</i>	<i>originalis</i>	<i>primitiva</i>	
			VOLKHOV	<i>hirundo</i>	<i>navis + triangularis</i>										
			VÄÄNA SAKA	<i>elongatus + densus</i> <i>balticus</i> <i>phyllograptoides</i> <i>cupiosus</i> <i>murray</i>	<i>evae</i>				478,6						
			BILLINGEN		<i>elegans</i>										
			HUNNEBERG	<i>proteus</i>	<i>destombesi</i>										
	VARANGU		<i>supremus</i>	<i>deltifer</i>											
	DOLNY		TREMADOK	TREMADOK	PAKERORT	<i>hunnbergensis</i>	<i>angulatus</i>	no chitinozoans		19,7/					
		<i>socialis-flabelliformis</i>				<i>lindstromi</i>									
					<i>desmograptoides</i>				488,3						

1/ skańskie poziomy graptolitowe (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991)  
Scanian graptolite zones (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991)

2/ północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe (Nölvak, 1999a)  
North Atlantic conodont zones and subzones (Nölvak, 1999a)

3/ bałtoskańskie poziomy i podpoziomy Chitinozoa (Nölvak, 1999a, b; Nölvak i in., 2006)  
Baltoscandian Chitinozoan zones and subzones (Nölvak, 1999a, b; Nölvak et al., 2006)

4/ według Gradsteina i in., 2004  
after Gradstein et al., 2004

Fig. 8. Stratygrafia ordowiku

Stratigraphy of the Ordovician system

kinson, *Amplexograptus arctus* Elles et Wood, *Orthograptus* sp. oraz nieliczne bezzawiasowe ramienionogi *Paterula* sp. Stwierdzony zespół graptolitów jest typowy dla dolnego karadoku (Modliński, 1968) i odnieść go można zapewne do poziomu *multidens* (Podhalańska, Modliński, 2006).

Znacznie lepiej udokumentowane zostały osady karadoku w profilu Jamno IG 2, w którym próby rdzeniowe pobrano z 17 odcinków o łącznej długości blisko 100 m. W większości rdzeniowanych interwałów uzysk rdzenia, na skutek silnego tektonicznego zaangażowania skał, był niestety niski.

W otworze wiertniczym Jamno IG 2, podobnie jak w sąsiednim otworze Jamno IG 1, reprezentowane są jedynie osady dolnego karadoku.

Osady występujące w niższej części profilu, w interwale od około 2375 do 2600 m, odpowiadają zapewne poziomowi *Nemagraptus gracilis*. Zidentyfikowano tu następujący zespół fauny (Modliński, 1968; Podhalańska, Modliński, 2006): *Nemagraptus gracilis remotus* Elles et Wood, *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *Dicellograptus sextans exilis* Elles et Wood, *Dicranograptus nicholsoni* Hopkinson, *Orthograptus* sp., *O. calcaratus acutus* Lapworth, *O. apiculatus* Elles et Wood, *O. truncatus* Lapworth, *Climacograptus* sp., *Climacograptus* cf. *bicornis* (Hall), *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapworth, *P. cf. scharenbergi* Lapworth, *?Janograptus* sp., *Cyclopyge* sp. Najistotniejsza jest tu obecność graptolitów zaliczonych do przewodniego gatunku *Nemagraptus gracilis remotus* Elles et Wood, napotkanych w rdzeniu na głębokości 2391,3–2397,0 m. W naj-

niższej części wiercenia, w rdzeniu pobranym z głębokości 2594,0–2600,0 m, zidentyfikowano następujące graptolity (Modliński, 1968): *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *Dicellograptus sextans exilis* Elles et Wood, *Dicranograptus nicholsoni* Hopkinson, *Orthograptus calcaratus acutus* Lapworth. Zespół ten wskazuje, że osady poziomu *Nemagraptus gracilis* nie zostały przebite.

Osady występujące w wyższej części profilu, w interwale 2096–2375 m, zaliczono do poziomu *Diplograptus multidens* (Modliński, 1968). Poziom ten dokumentuje obecność następującego zespołu graptolitów: *Pseudoclimacograptus* sp., *P. cf. scharenbergi* Lapworth, *P. modestus* Redemann, *Climacograptus* sp., *C. brevis* Elles et Wood, *Orthograptus* cf. *truncatus intermedius* Elles et Wood, *O. apiculatus* Elles et Wood, *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *Dicellograptus* sp.

Granica między poziomami *Nemagraptus gracilis* i *Diplograptus multidens* przypada prawdopodobnie w odcinku nierdzeniowanym, w przedziale głębokości 2361,0–2391,3 m.

Jak wspomniano, twory ordowiku są silnie zaangażowane tektonicznie i przy niepełnym rdzeniowaniu obserwacje strukturalne można było prowadzić jedynie wrywkowo. Rejestrowane upady warstw zmieniają się w szerokim zakresie od około 5–10° do około 80–90°. Silne złustrowanie skał może przemawiać za możliwością istnienia powtórzeń warstw, a miejscami w dolnej części profilu otworu Jamno IG 2 obserwuje się lokalne przeładowanie (Dadlez, 1967). Nie ma więc możliwości wiarygodnego określenia rzeczywistej miąższości nawierconych fragmentów profili ordowiku.

## Teresa PODHALAŃSKA

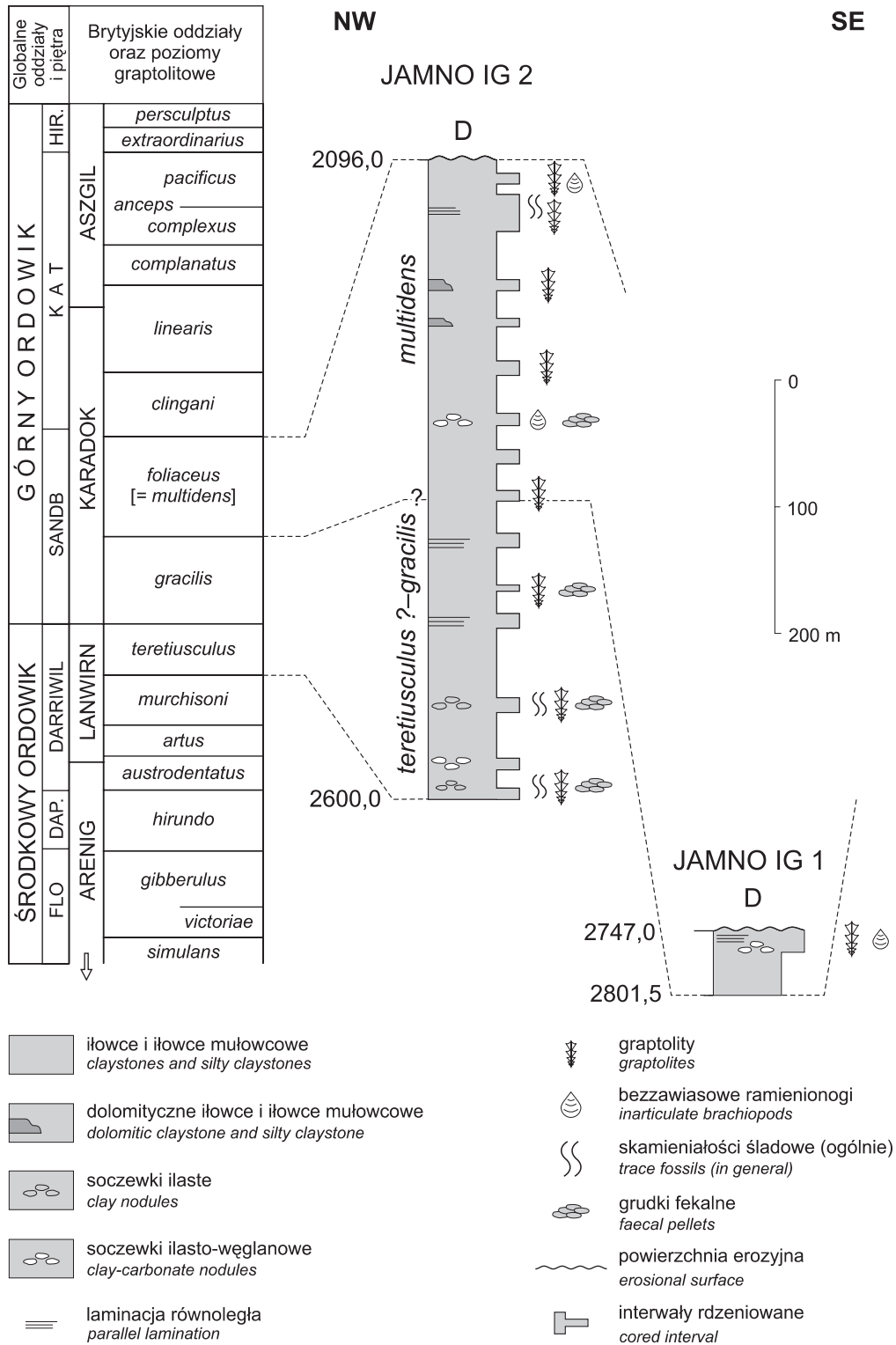
### LITOLOGICZNE, BIOTYCZNE I GEOCHEMICZNE PRZESŁANKI ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI OSADÓW ORDOWIKU W PROFILACH JAMNO IG 1 I JAMNO IG 2

#### Uwagi wstępne i stratygrafia

Osady ordowiku w profilach Jamno IG 1 i Jamno IG 2, znajdujących się w północno-zachodniej części strefy Koszalin–Chojnice, podobnie jak innych profili tej jednostki strukturalnej, objęte były badaniami stratygraficznymi począwszy od drugiej połowy XX wieku (m. in. Modliński, 1968; Bednarczyk, 1974) aż po czasy współczesne (Grotek, 1999; Szczepanik, 2000; Podhalańska, Modliński, 2006; Podhalańska, 2007). Fragmentaryczne rdzeniowanie, niewielki uzysk rdzeni, a przede wszystkim postępująca ich degradacja stanowią istotny element ograniczający możliwość oraz efektywność badań tych osadów. W związku z realizacją projektu badawczego „Paleozoiczna Akrecja Polski” osady ordowiku poddane zostały badaniom stratygraficznym, obserwacjom sedymentologicznym i petrograficznym w mikroskopie świetlnym i skaningowym, a wybrane próbki poddano analizie geochemicznej w celu określenia składu mineralnego, stosując metodę dyfrakcji rentgenowskiej (XRD), określenia składu głównego i pierwiastków śladowych stosując metodę fluorescencyjnej spektrometrii rentgenowskiej (XRF) oraz ocenę ogólnego węgla organicznego metodą kulometryczną.

Ordowik w wierceniach Jamno IG 1 i IG 2 wykształcony jest w facji masywnych iłowców i iłowców mułowcowych. Są to osady silikoklastyczne drobnej frakcji, miejscami słabo dolomityczne, szare, zielonkawoszare i szarobrazowe, tylko miejscami delikatnie poziomo laminowane. Osad ten nie wykazuje oznak działalności prądowej; nie występują ostre granice między słabo zaznaczającymi się laminami. W obrębie iłowców w niektórych interwałach stratygraficznych występują wkładki i różnej wielkości, wrzecionowatego kształtu konkretne ilaste lub ilasto-węglanowe (ilasto-dolomityczno-sydyrytowe) (fig. 9).

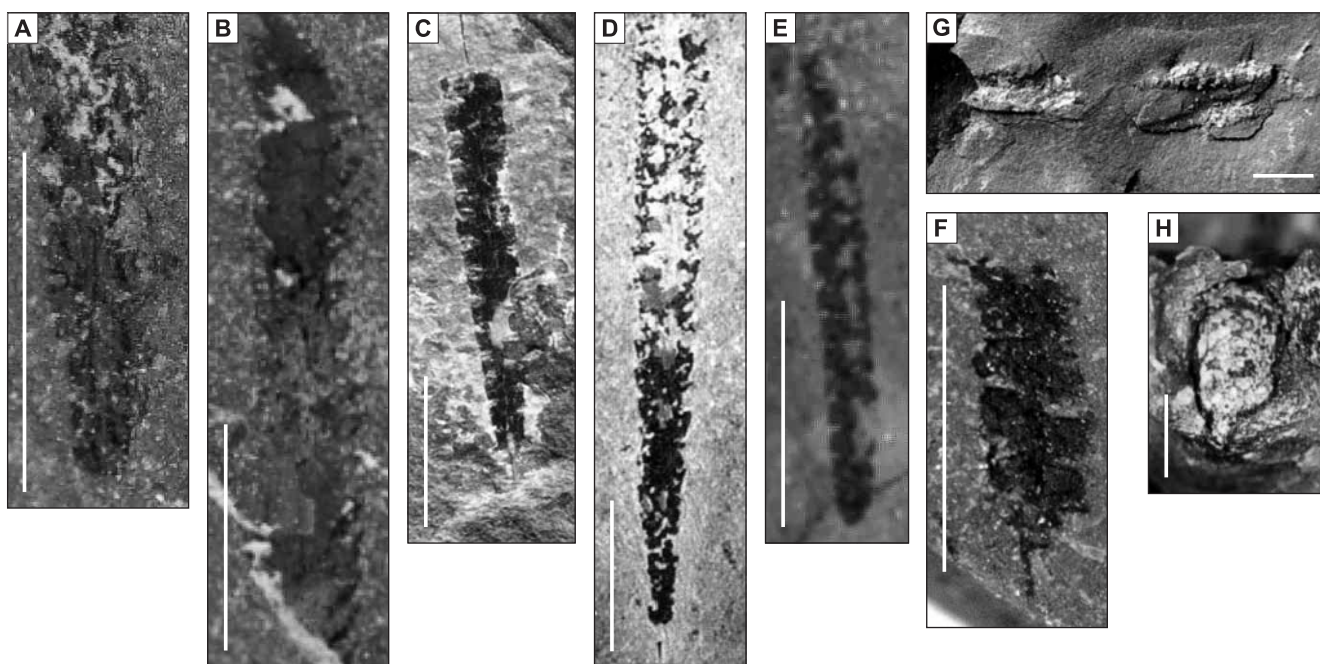
Stratygrafia ordowiku w profilach Jamno IG 1 i Jamno IG 2 oparta jest na graptolitach (fig. 10). W profilu Jamno IG 1 wyróżniono poziom graptolitowy *multidens*, a w profilu Jamno IG 2 poziomy *gracilis* oraz *multidens* oraz być może również starszy poziom *teretiusculus*. Poziomy te dokumentują obecność dolnej części karadoku i być może wyższej części lanwirnu w profilu Jamno IG 2, oraz dolnej części karadoku w profilu Jamno IG 1 (Podhalańska, Modliński, 2006; Modliński, Szymański, ten tom). Wyróżnionym oddziałom brytyjskim odpowiada wyższa część globalnego piętra darriwil środkowego ordowiku oraz piętro sandb górnego ordowiku (por. fig. 9).



**Fig. 9. Stratygrafia, litologia oraz rozmieszczenie fauny i ichnoskamieniałości w profilach Jamno IG 1 i Jamno IG 2 (oddziały i piętra globalne oraz korelacja z brytyjskimi oddziałami według Coopera i Sadlera, 2004 oraz Bergströma i in., 2006b)**

Stratigraphy, lithology and distribution of fauna and trace-fossils in Jamno IG 1 and Jamno IG 2 sections (global series and stages and British series after Cooper and Sadler, 2004, and Bergström *et al.*, 2006b)





**Fig. 10.** Wybrane graptolity i skamieniałości śladowe w ordowiku profilów Jamno IG 1 i Jamno IG 2

**A** – *Diplograptus multidens* Elles et Wood, głęb. 2360,3 m, poziom *multidens*; **B** – *Orthograptus truncatus* Lapworth, głęb. 2584,0 m, poziom *?teretiusculus-gracilis*; **C** – *Climacograptus antiquus* Lapworth, głęb. 2584,0 m, poziom *?teretiusculus-gracilis*; **D** – *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), głęb. 2596,0–2596,7 m, poziom *?teretiusculus-gracilis*; **E** – *Climacograptus brevis* (Elles et Wood), głęb. 2196,0 m, poziom *multidens*; **F** – *Pseudoclimacograptus* cf. *scharenbergi* Lapworth, Jamno IG 1, głęb. 2747,0–2748,0 m, poziom *multidens*; **G** – *Tomaculum problematicum* (Groom), głęb. 2595,0–2596,0 m; **H** – skamieniałość śladowa, jamka żerowiskowo-mieszkalna?, głęb. 2584,0 m. A–E, G, H – Jamno IG 2. Skala 5 mm

Some graptolites and trace fossils in the Ordovician of Jamno IG 1 and Jamno IG 2 sections

**A** – *Diplograptus multidens* Elles et Wood, depth 2360.3 m, *multidens* Zone; **B** – *Orthograptus truncatus* Lapworth, depth 2584.0 m, *?teretiusculus-gracilis* zone; **C** – *Climacograptus antiquus* Lapworth, depth 2584.0 m, *?teretiusculus-gracilis* zone; **D** – *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), depth 2596.0–2596.7 m, *?teretiusculus-gracilis* zone; **E** – *Climacograptus brevis* (Elles et Wood), depth 2196.0 m, *multidens* Zone; **F** – *Pseudoclimacograptus* cf. *scharenbergi* Lapworth, Jamno IG 1, depth 2747.0–2748.0 m, *multidens* Zone; **G** – *Tomaculum problematicum* (Groom), depth 2595.0–2596.0 m; **H** – trace fossil, dwelling burrow, depth 2584.0 m. A–E, G and H – Jamno IG 2 section. Scale 5 mm

### Otwór wiertniczy Jamno IG 1

Osady ordowiku w wierceniu Jamno IG 1 reprezentujące dolny karadok występują na głębokości 2747,0–2801,5 m (fig. 9) i są wykształcone w facji masywnych iłowców i iłowców mułowcowych. Jest to szary i zielonawoszary iłowiec, w wyższej części zielonoszary, słabo scementowany i łatwo się łupiący, miejscami słabo laminowany. W obrębie iłowców występują różnej wielkości, wrzecionowatego kształtu, prawdopodobnie syngenetyczne, soczewki ilasto-węglanowe, w których znaleziono ślady kulistych struktur węglanowych, impregnowanych na brązowo związkami żelaza (fig. 11A–C). Obecność dobrze zachowanych struktur w ilasto-węglanowym tle skalnym, prawdopodobnie o genezie mikrobialnej, stwierdzono w profilu Jamno IG 1 na głębokości od 2747,0 do 2756,7 m.

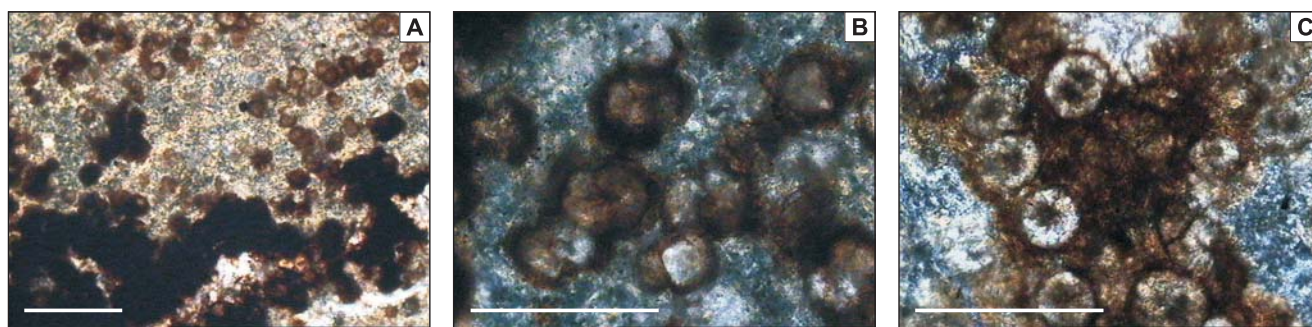
Podczas analizy rentgenostrukturalnej, wykonanej na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020 Philips, oznaczono skład fazowy ogólny w próbce iłowców dolnego karadoku

profilu Jamno IG 1. Analiza wykazała obecność kwarcu, chlorytu, muskowitu, dolomitu i skaleni. Dyfraktogram próbki pochodzącej z głębokości 2747,0 m przedstawiono na figurze 12. Wykonane w Pracowni Chromatografii Centralnego Laboratorium Chemicznego w Warszawie analizy OWO (ogólny węgiel organiczny) w tej samej próbce dały wynik od 0,17 do 0,19.

Metodą fluorescencyjnej spektrometrii rentgenowskiej (XRF), na spektrometrze Philips PW 2400, oznaczono skład pierwiastków głównych i pierwiastków śladowych w iłowcach dolnego karadoku (głęb. 2745,6–2751,7 m, skrzynka 1039).

Skład pierwiastków głównych w % (na podstawie analizy XRF próbek stapianych) przedstawia się następująco:

SiO <sub>2</sub>	61,86	CaO	2,49
TiO <sub>2</sub>	0,663	Na <sub>2</sub> O	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,06	K <sub>2</sub> O	2,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,86	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,072
MnO	1,477	(SO <sub>3</sub> )	0,81
MgO	2,81	(Cl)	0,068

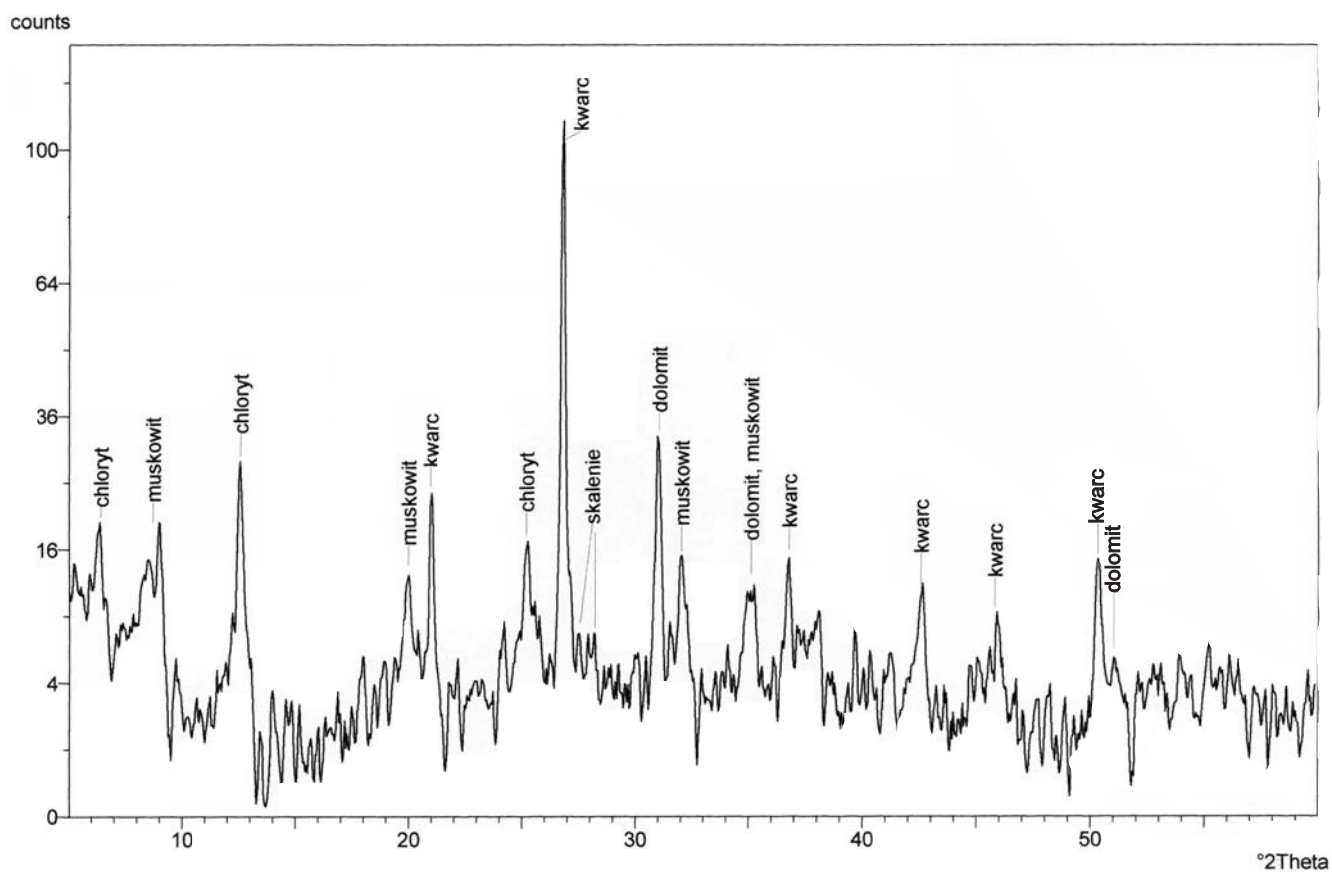


**Fig. 11. Struktury pochodzenia organicznego w osadach karadoku**

**A–B** – kuliste struktury w obrębie ilasto-węglanowego tła skalnego impregnowane związkami żelaza; **C** – węglanowe struktury kuliste prawdopodobnie organicznego pochodzenia na tle ilasto-węglanowo-żelazistego tła skalnego; A–C – profil Jamno IG 1, głęb. 2747,0 m; światło przechodzące. Skala 0,25 mm

Structures of biotic origin in the Caradoc deposits

**A–B** – spherical structures in clay-carbonate matrix impregnated with iron minerals; **C** – carbonate spherical structures probably of biotic origin in clay-carbonate-iron matrix; A–C – Jamno IG 1 section, depth 2747.0 m; transmitted light. Scale 0.25 mm



**Fig. 12. Skład fazowy ogólny w próbce osadów z dolnego karadoku profilu Jamno IG 1, głęb. 2747,0 m (zgodnie z wynikami analizy XRD wykonanej przez W. Narkiewicz, Centralne Laboratorium Chemiczne Warszawa)**

A mineral composition of the sample from lower Caradoc of Jamno IG 1 section, depth 2747.0 m (according to XRD analysis of W. Narkiewicz, CLCH, Warsaw)

Skład pierwiastków drugorzędnych i śladowych w ppm (na podstawie analizy XRF próbek proszkowych prasowanych) to:

As	35	Nb	14
Ba	1085	Ni	77
Bi	<3	Pb	23
Cd	4	Rb	98
Co	52	Sr	144
Cr	112	Th	9
Cu	40	U	3
Ga	10	V	77
Hf	8	Zn	41
Mo	4	Zr	321

Wśród głównych składników skały dominują  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  oraz w mniejszym stopniu  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Zawartość CaO jest niska; przewaga MgO nad CaO związana jest z obecnością dolomitu. Stwierdzono także niewielką ilość MnO oraz śladową  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Skład i wzajemne relacje ilościowe poszczególnych składników służą interpretacji warunków paleośrodowiskowych. Dla określenia warunków redukcyjno-utleniających wzięto pod uwagę następujące przeliczone wskaźniki geochemiczne:

V/Cr	0,24
Th/U	3,0
Ni/Co	1,48
Ni(Ni/Co)	0,60

Wartości wszystkich powyższych wskaźników wskazują na normalne warunki sedymentacji badanych iłowców (Dill i in., 1988; Jones, Manning, 1994; Racki i in., 2002). W równoległych osadach brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego wartości analogicznych wskaźników wskazują na dysoksydacyjne środowisko sedymentacji.

O stopniu i charakterze dopływu materiału terygenicznego do basenu sedymentacyjnego informują m. in. następujące wskaźniki geochemiczne:

Si/Al	5,4
Ti/Al	0,075
Na/K	0,10
K/(Mg+Fe)	0,43

Stosunek Si/Al stanowi wartość przeciętną dla osadów terygenicznyc (Garrels, MacKenzie, 1971). Wskaźniki Na/K i K/(Mg+Fe) informują o pochodzeniu materiału (detrytyczny albo piroklastyczny). Przeliczone wartości tych wskaźników wskazują na dominację wodnego transportu materiału terygenicznego do zbiornika sedymentacyjnego (Sageman, Lyons, 2003).

### Otwór wiertniczy Jamno IG 2

Osady ordowiku w otworze wiertniczym Jamno IG 2 reprezentują większy przedział stratygraficzny, obejmujący prawdopodobnie wyższy ?lanwirm oraz dolny karadok i znane są z kilkunastu rdzeniowanych odcinków profilu (fig. 9). Wykształcone są, podobnie jak osady ordowiku w profilu Jamno IG 1, w facji masywnych iłowców z niewielką tylko zawartością iłowców mułowcowych; dominującym kolorem skały jest szary lub szarobrazowy. Iłowce te są lekko dolomityczne w wyższej części dolnego karadoku, a w porównaniu z osadami ordowiku z profilu Jamno IG 1 silniej zlitifikowane oraz zlustrowane, szczególnie na głębokości 2321,9–2328,0 m. Czę-

sto na powierzchniach warstw występują łuseczki muskowitu, szczególnie liczne w przedziałach głębokości 2110,5–2117,0; 2127,0–2129,0 oraz 2190,1–2196,2 m. W środkowej i dolnej części profilu, reprezentującej prawdopodobnie ?lanwirm albo dolny karadok (fig. 9), występują soczewkowate konkrecje lub wkładki ilasto-dolomityczno-syderytowe, a w dolnej części profilu konkrecje ilaste o wrzecionowatym kształcie, długości do 10 cm, nie różniące się makroskopowo od skały otaczającej. Ich powstanie może być związane z nierównomierną kompaktacją i cementacją we wczesnym etapie diagenety.

### Skamieniałości

Podstawową grupą skamieniałości, na których oparta została biostratygrafia są graptolity, które w badanych profilach są nieliczne, rzadko i nierównomiernie występujące na powierzchniach warstw. Ich obecność w rdzeniowanych interwałach głębokościowych przedstawiona została na figurze 9. Mała frekwencja okazów, w porównaniu z frekwencją graptolitów w równoległych osadach zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, spowodowana jest prawdopodobnie czynnikami facjalnymi lub „rozproszaniem” rabdozomów graptolitów w osadach o dużej miąższości. Większość okazów jest spłaszczona i uwęglona; sporadycznie, w szarozielonych iłowcach profilu Jamno IG 1, zachowane są w półreliefie. Wybrane okazy graptolitów przedstawione zostały na figurze 10. W niektórych rdzeniowanych fragmentach profili graptolitów towarzyszą bezzawiasowe ramienionogi.

Nie stwierdzono tu innej makrofauny niż planktoniczna. Frekwencja graptolitów jest niewielka. Nie stwierdzono występowania skorupowej fauny bentosowej. Spośród mikroskamieniałości udokumentowano występowanie akritarchów (Szczepanik, 2000). Występują natomiast ślady działalności nieskorupowych organizmów bentosowych (Podhalańska, 2007).

W osadach karadoku profilu Jamno IG 2 stwierdzono obecność kilku okazów skamieniałości śladowych w formie wypełnień nor i kanałów (fig. 10H). Ich rozmieszczenie w profilu zostało przedstawione na figurze 9. Poza skamieniałościami śladowymi, reprezentującymi jamki żerowiskowo-mieszkalne, występują tu także nieliczne skamieniałości śladowe fekalnego pochodzenia – *Tomaculum problematicum* (Groom) (fig. 10G).

### Wnioski paleośrodowiskowe

Osady ordowiku w profilach Jamno IG 1 oraz Jamno IG 2 wykształcone są jako drobnoziarniste osady klastyczne: iłowce i iłowce mułowcowe, miejscami zawierające wkładki dolomitu i rozproszonego muskowitu, nie wykazują one mechanicznych struktur sedymentacyjnych a jedynie delikatną laminację poziomą. Znaczna przewaga najdrobniejszej frakcji może wskazywać na usytuowanie basenu sedymentacyjnego w znacznej odległości od obszarów źródłowych i/lub drobnoziarnisty charakter erodowanych skał obszaru alimentacyjnego. Duże miąższości osadów w strefie Koszalin–Chojnice w stosunku do równoległych obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego, mogą odzwierciedlać zwiększoną subsydencję obszaru, kompensowaną wyższym tempem sedymentacji.

Brak struktur prądowych oznacza, że osady te są prawdopodobnie rezultatem sedymentacji z zawiesiny. Jednym z czyn-



ników determinujących barwę osadu jest pierwotny stopień natlenienia wód w strefie dennej oraz poniżej dna, zawartość i stopień przemian substancji organicznej oraz tempo sedymentacji (Taylor i in., 2003).

Podczas gdy dla facji anoksycznych charakterystyczne są laminowane, czarne hemipelagity z licznymi graptolitami, szare, szaro-zielonawe i szaro-brązowe barwy iłowców są charakterystyczne dla dysoksycznych i suboksycznych środowisk sedymentacji (Potter i in., 2005). Badania geochemiczne prze-

prowadzone w próbkach dolnego karadoku wiercenia Jamno IG 1 wskazują na sedymentację drobnego materiału detrytycznego przy udziale wodnego transportu w normalnych lub suboksycznych warunkach. Sedymentacja równowiekowych osadów brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego przebiegała w warunkach większego deficytu tlenowego. Obecność skamieniałości śladowych oraz niskie wartości OWO potwierdzają normalne lub suboksyczne środowisko sedymentacji w karadoku w profilach Jamno IG 1 i IG 2.

## DEWON

Hanna MATYJA

### LITO- I BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW DEWONU OBSZARU POMORSKIEGO

Pierwszy i główny podział osadów dewońskich obszaru Pomorza Zachodniego na nieformalne jednostki litostratygraficzne, kompleksy, został zaproponowany przez Dadleza (1978). Nieco później Miłaczewski (1979, 1986) wprowadził do tego schematu jednostkę nazwaną kompleksem ze Studnicy, którą uznał za najstarszą dewońską jednostkę litostratygraficzną na tym obszarze. Matyja (1993, 1998, 2004) na podstawie szeroko zakrojonych badań stratygraficznych nadała rangę wyróżnionym wcześniej jednostkom litostratygraficznym, uporządkowała ich nazewnictwo oraz wyróżniła kilkunowych jednostek w randze ogniwi.

Analiza litologiczna osadów środkowodewońskich przeprowadzona przez Matyję (1998, 2000, 2004) w skałach węglanowych, a przez Pacześną (2000, 2004) w skałach klastycznych, połączona z analizą biostratygraficzną na podstawie konodontów (Matyja, 1998, 2000, 2004) oraz palinomorf (Turnau, 1995, 1996, 2000, 2004), pozwoliła na uporządkowanie ram stratygraficznych środkowodewońskiej klasyfikacji litostratygraficznej (Matyja, 2004). Badania biostratygraficzne Turnau i Matyi (2001) przyczyniły się również do określenia początku sedymentacji dewońskiej na obszarze pomorskim.

W obrębie osadów górnego dewonu wydzielono i zdefiniowano pięć jednostek w randze formacji, a w obrębie jednej z nich (formacji człuchowskiej) wyróżniono pięć jednostek w randze ogniwi (Matyja, 1993, 1998). Identyfikacja czterech z pięciu formacji była zgodna z wcześniejszą propozycją podziału górnego dewonu na kompleksy, zaproponowaną przez Dadleza (1978). Dzięki badaniom biostratygraficznym okazało się jednak, że kolejna jednostka litostratygraficzna, kompleks z Sapolna, wydzielony przez Żelichowskiego (1987) w obrębie turneju, należy częściowo również do najwyższego famenu (Matyja, 1993). Szeroko zakrojona analiza biostratygraficzna na podstawie konodontów, wykorzystująca również wcześniej opublikowane dane biostratygraficzne innych autorów (miospor – Turnau, 1978, 1979; Matyja, Turnau, 1989; Matyja, Stempień-Sałek, 1994 oraz planktonicznych małżoraczków – Żbikowska, 1986, 1992) umożliwiła mniej lub bardziej precyzyjne datowanie granic wyróżnionych w obrębie górnego dewonu jednostek litostratygraficznych oraz

stworzenie schematu czasowego i przestrzennego ich układu (Matyja, 1993, 1998).

Scharakteryzowane jednostki litostratygraficzne dewonu zostały wyróżnione w dwóch regionach, północno-wschodnim i południowo-zachodnim, odpowiadającym dwóm bardzo ogólnie zarysowanym strefom facjalnym, których przebieg jest zgodny z naturalnym upadem depozycyjnym w zbiorniku sedymentacyjnym Pomorza (por. Matyja, 2006 – fig. 2).

Region północno-wschodni jest położony w pobliżu kratonu wschodnioeuropejskiego, a jego obecna północno-wschodnia granica nie jest naturalną granicą zasięgu pomorskiego basenu sedymentacyjnego, a jedynie granicą tektoniczno-erozyjną. Region ten obejmuje wąski obszar rozciągający się na południowy zachód od strefy uskokowej Koszalina, między Jamnem i Gorzysławiem na północnym zachodzie a Koczałą, Brdą, Rzeczenicą i rejonem Wierchowca na południowym wschodzie. Tak zarysowany region północno-wschodni może być utożsamiany z relatywnie płytszą w ciągu dewonu i missisipu strefą facjalną basenu pomorskiego w stosunku do regionu południowo-zachodniego, reprezentującego głębszą część zbiornika.

Region południowo-zachodni (i odpowiadająca mu głębsza strefa facjalna) jest usytuowany na południowy zachód od tego pierwszego regionu. Wyznaczenie granicy między wymienionymi regionami, odzwierciedlającej różnicę facjalną między nimi w ciągu całego dewonu i karbonu, ze względu na niekompletność i przypadkowość posiadanych danych geologicznych, byłoby wysoce hipotetyczne. Taki stan rzeczy jest spowodowany z jednej strony skomplikowaną historią tektoniczną obszaru pomorskiego i związanymi z nią zdarzeniami erozyjnymi, które doprowadziły do usunięcia bądź zatarcia istotnych z punktu widzenia historii facjalnej informacji geologicznych, z drugiej zaś wynika z jakości danych pochodzących z przypadkowo rozmieszczonych na tym obszarze profili wiertniczych.

Analizowane profile Jamno IG 1, Jamno IG 2 i Jamno IG 3 położone są w regionie północno-wschodnim, poniżej ograniczono się więc do charakterystyki jednostek litostratygraficznych znanych z tej części obszaru pomorskiego, poczynając od najstarszych (por. fig. 13).



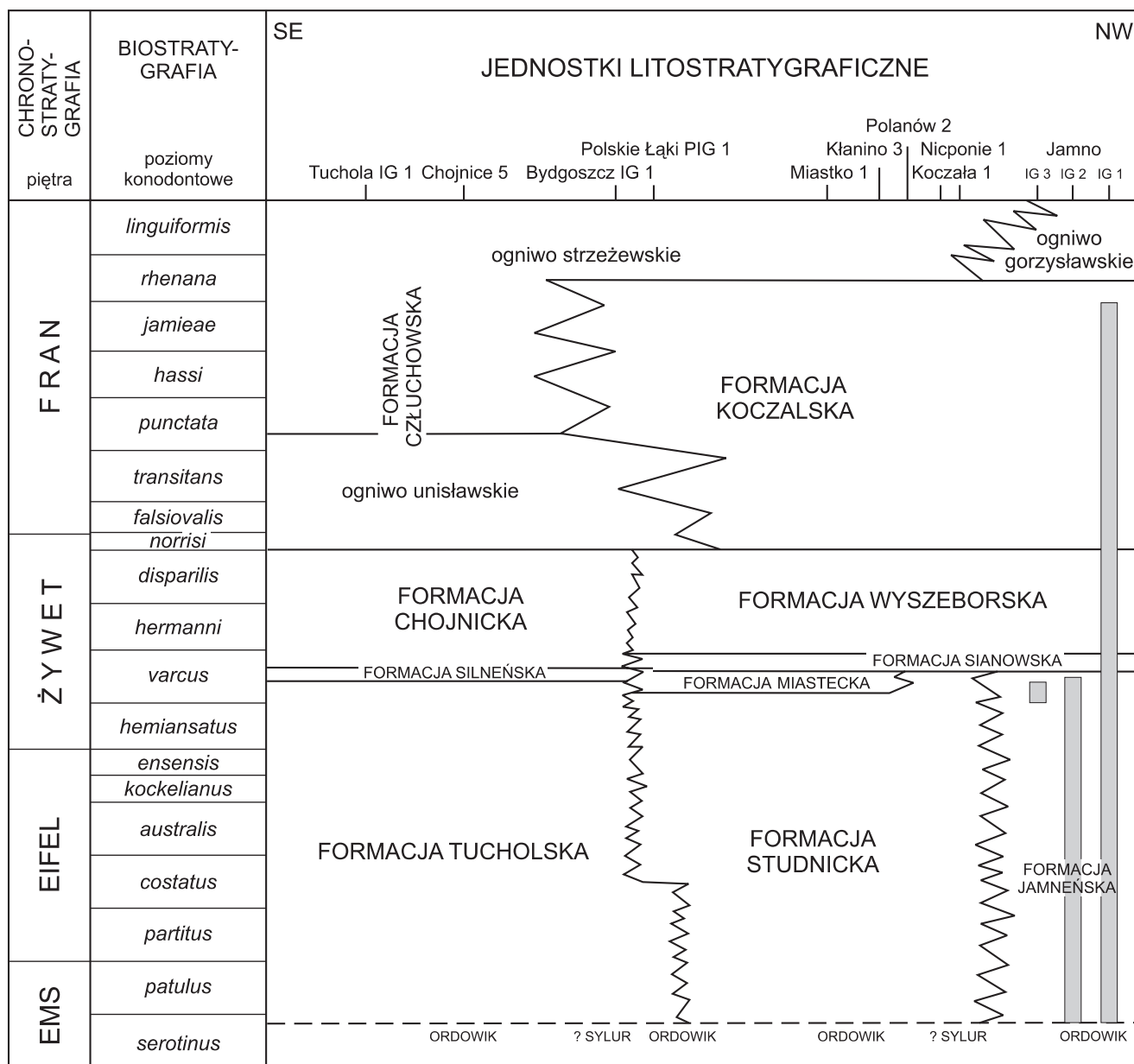


Fig. 13. Profile Jamno IG 1, IG 2 i IG 3 na tle schematu czasowego i przestrzennego układu jednostek litostratygraficznych w dewonie obszaru pomorskiego (wg Matyi, 2006)

Jednostki litostratygraficzne według Dadleza (1978), Miłaczewskiego (1986) i Matyi (1993, 1998, 2006)

Chronostratigraphic section through the Devonian of the Western Pomerania region and the position of the Jamno IG 1, IG 2 and IG 3 sections (after Matyja, 2006)

Lithostratigraphic units after Dadlez (1978), Miłaczewski (1986) and Matyja (1993, 1998, 2006)

**Formacja jamneńska** znana jest w północno-wschodniej części obszaru pomorskiego, gdzie występuje w profilach Jamno IG 1, IG 2 oraz IG 3. W dwóch pierwszych profilach utwory formacji zostały przebite i stwierdzono ich niezgodny kontakt z osadami ordowiku (karadoku) (por. profile litologiczno-stratygraficzne Jamno IG 1 i IG 2).

Formacja jamneńska (fig. 14, 15, 16) jest wykształcona jako seria pstrych, czerwonych, zielonkawych, rzadziej szar-

rych, utworów klastycznych, reprezentujących pełne spektrum frakcji, od piaskowców grubo- i średnioziarnistych – charakterystycznych dla niższych partii formacji – po dominujące w profilach piaskowce drobnoziarniste, pstre mułowce i bardzo drobnoziarniste heterolity piaskowcowo-mułowcowe oraz rzadziej występujące ilowce. W obrębie całej formacji występują poziomy zlepieńców o miąższości od 10 do 30 cm, złożone głównie z dość dobrze obtoczonych, ale wykazujących średni

Objaśnienia do fig. 14–16  
Explanation for Figs. 14–16 (Matyja, Paczeńska, 2004)





## Litologia

## Lithology

-  wapień i margle  
*limestones and marls*
-  zlepieńce  
*conglomerates*
-  piaskowce gruboziarniste  
*coarse-grained sandstones*
-  piaskowce średnioziarniste  
*medium-grained sandstones*
-  piaskowce drobnoziarniste  
*fine-grained sandstones*
-  mułowce  
*mudstones*
-  iłowce  
*claystones*

## Organoklasty

## Skeletal grains and phytoclasts

-  szczątki roślin  
*plant remains*
-  stromatoporoidy masywne  
*massive stromatoporoids*
-  stromatoporoidy tabularne  
*tabular stromatoporoids*
-  stromatoporoidy gałązkowe  
(amfipory)  
*cylindrical-dendroid stromatoporoids (mainly Amphipora)*
-  koralowce  
*coral groups*
-  Microconchida, mięczaki  
(dawniej „ślímaki vermetidowe”)  
*Microconchida, mollusks (formerly considered to be “vermetid gastropods”)*
-  małżoraczki  
*ostracods*
-  mszywioty  
*bryozoans*
-  brachiopody  
*brachiopods*
-  trochity  
*crinoid stem plates*
-  szczątki ryb  
*fish fragments*









## Skamieniałości śladowe

## Trace fossils

-  *Teichichnus rectus*
-  *Planolites montanus*
-  *Planolites beverleyensis*
-  *Palaeophycus* isp.
-  *Cylindrichnus* isp.
-  *Diplocraterion* isp.
-  *Monocraterion* isp.
-  *Bergaueria major*
-  *Skolithos linearis*
-  *Roselia* isp.
-  *Rhizocorallium* isp.
-  *Bergaueria irregulara*
-  *Cochlichnus* isp.
-  *Cruziana* isp.
-  struktury ucieczki organizmu  
*escape structures*
-  nieoznaczalne bioturbacje  
*Żerowiskowe*  
*non described feeding bioturbations*




## Struktury sedymentacyjne

## Sedimentary structures

-  warstwowanie przekątne dużej skali  
planarne lub nieokreślonego rodzaju  
*large scale cross bedding, planar or indeterminate*
-  przekątna laminacja riplemarkowa  
*ripple cross lamination*
-  przekątne warstwowanie rynnowe  
dużej skali  
*large scale trough bedding*
-  warstwowanie poziome  
*horizontal bedding*
-  laminacja pozioma  
*horizontal lamination*
-  laminacja smużysta  
*flaser lamination*
-  laminacja falista  
*wave lamination*
-  przekątna laminacja  
riplemarków wstępujących  
*climbing ripple cross lamination*






## Biogeniczne struktury sedymentacyjne

## Biogenic sedimentary structures

-  onkoidy  
*oncoids*
-  laminowane mikrobiality  
*laminated microbialites*
-  T-F struktury trombolitowo-fenestralne  
*thrombolite-fenestral structures*







## Minerały i litoklasty

## Minerals and lithoclasts

-  anhidryty  
*anhydrites*
-  piryty  
*pyrites*
-  syderyty  
*siderites*
-  klasty mułowcowe lub iłowcowe  
*mudstone or claystone clasts*
-  brekcje i zlepieńce wapienne  
*carbonate breccias and conglomerates*

## Środowiska sedymentacji klastycznej

## Clastic environments

-  L laguna  
*lagoon*
-  PDZ pływowa delta zalewowa  
*flood tidal delta*
-  SP stożek przelewowy  
*overwash fan*
-  KP kanał pływowy  
*tidal channel*
-  RP równia pływowa  
*tidal flat*
-  B bariera  
*barrier*

## Wskaźnik bioturbacji

## Indices of bioturbation

0	brak <i>no bioturbation recorded</i>
1	sporadycznie <i>sporadic</i>
2	nieliczne <i>sparse</i>
3	liczne <i>numerous</i>
4	bardzo liczne <i>very numerous</i>
5	intensywne <i>intensive</i>
6	całkowita bioturbacja osadów <i>totally bioturbation of deposits</i>

## Stratygrafia

## Stratigraphy

CHRONOSTRATYGRAFIA <i>Chronostratigraphy</i>	Matyja (2004), Turnau (2004),
BIOSTRATYGRAFIA <i>Biostratigraphy</i>	Matyja (2004), Turnau (2004),
LITOSTRATYGRAFIA <i>Lithostratigraphy</i>	Dadlez (1978), Miłaczewski (1986), Matyja (1993, 1998), poprawione – <i>modified</i>

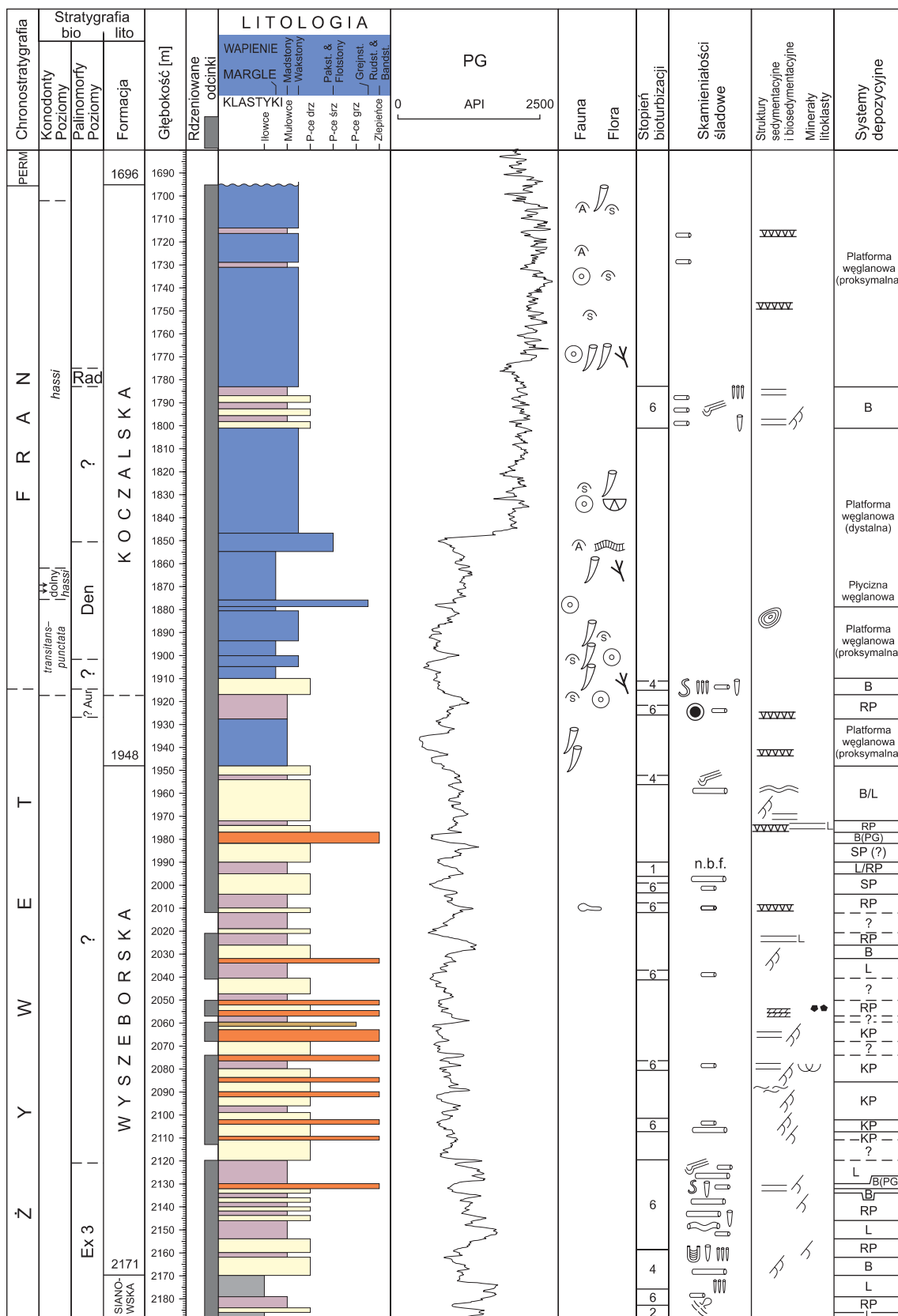
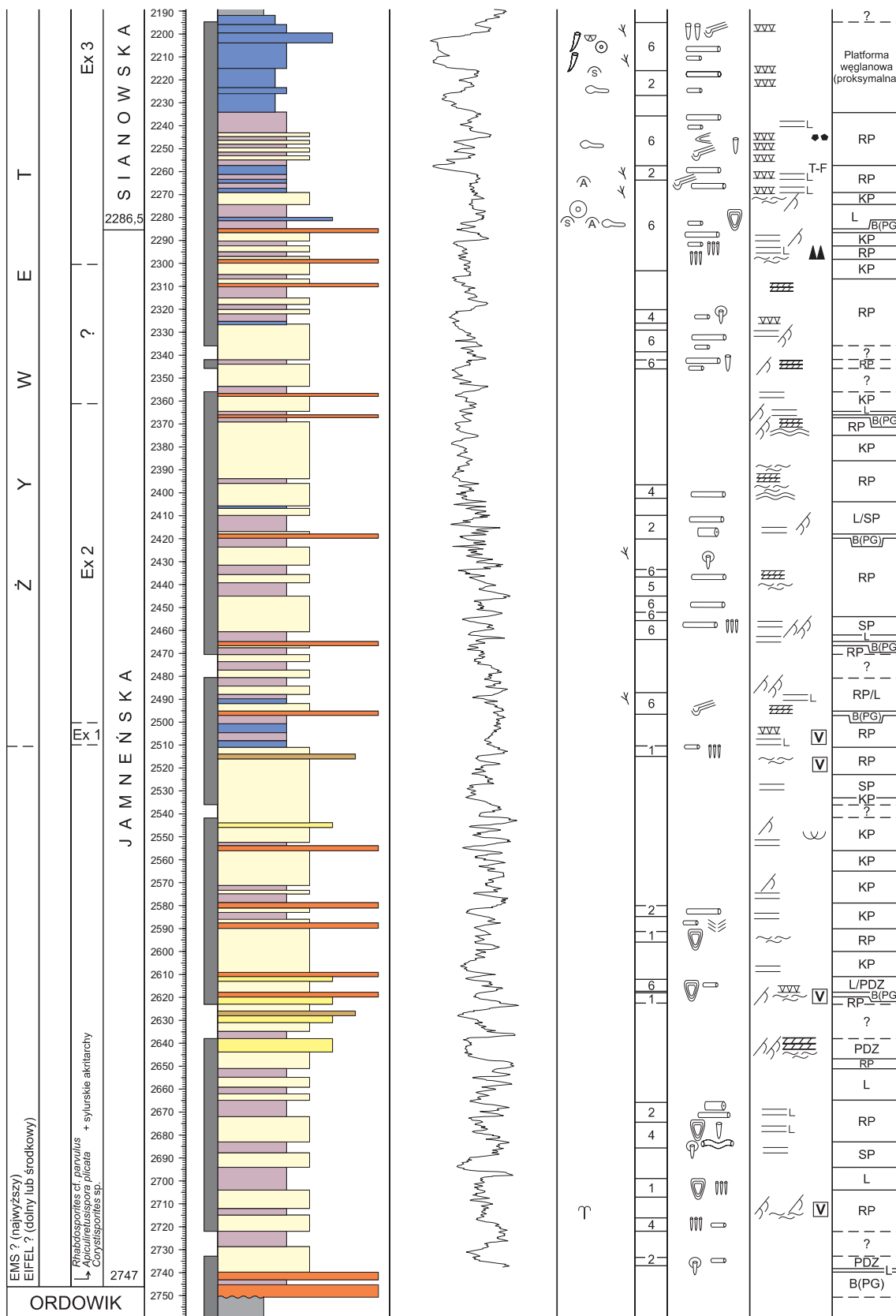


Fig. 14. Litologia, stratygrafia i charakterystyka sedimentologiczno-faunistyczna osadów dewonu w profilu Jamno IG 1

Objaśnienia na stronie 119; skróty poziomów miosporowych jak w tabeli 1, klastycznych systemów depozycyjnych jak w tabeli 24

Fig. 14 cd.



Stratigraphy, lithology, sedimentary structures and organic content of the Devonian of Jamno IG 1 section

For explanations see page 119; key as Tables 1 and 24



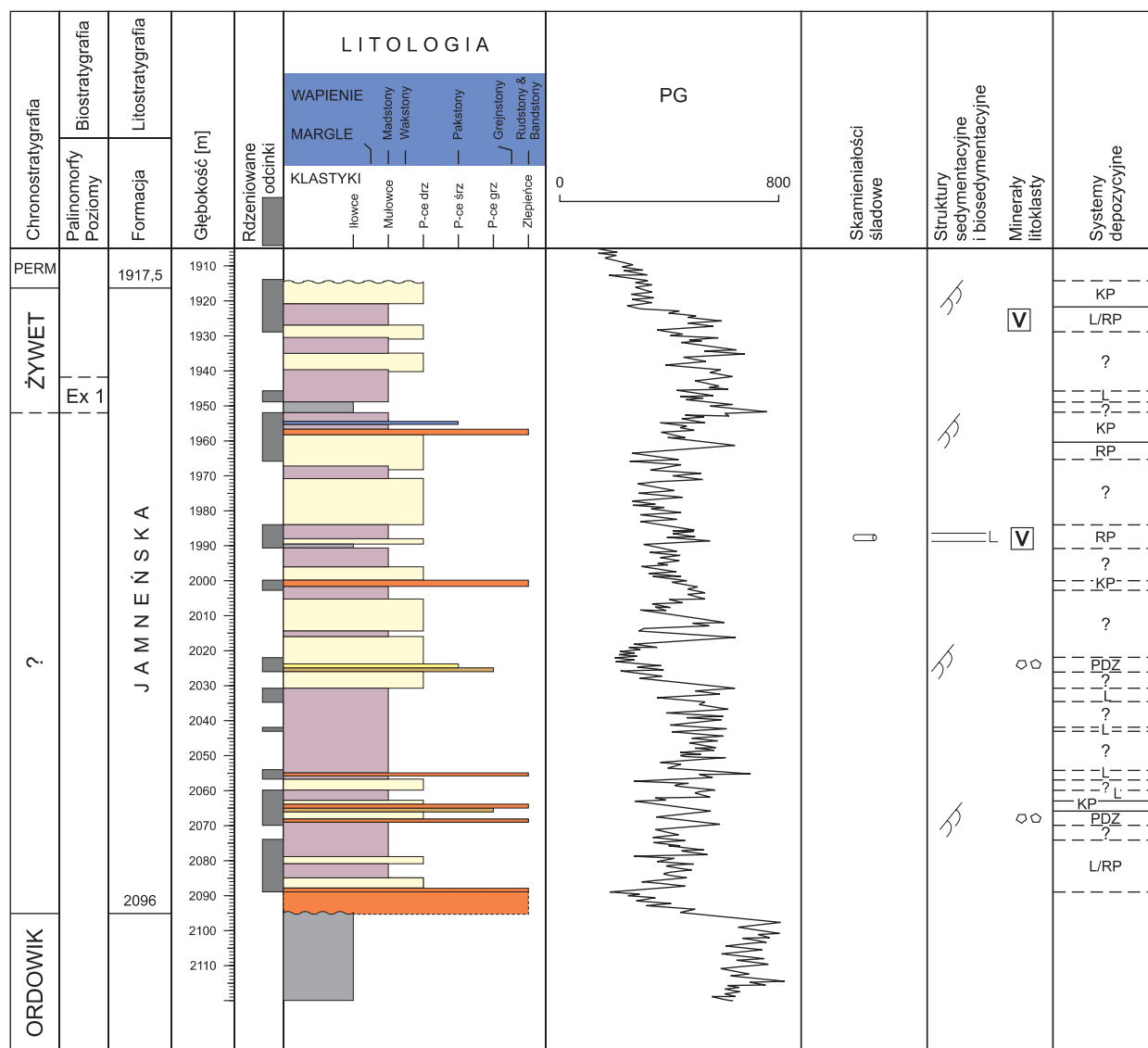


Fig. 15. Litologia, stratygrafia i charakterystyka sedimentologiczno-faunistyczna osadów dewonu w profilu Jamno IG 2

Objaśnienia na stronie 119; skróty poziomów miosporowych jak w tabeli 1, klastycznych systemów depozycyjnych jak w tabeli 24

Stratigraphy, lithology, sedimentary structures and organic content of the Devonian of Jamno IG 2 section

For explanations see page 119; key as Tables 1 and 24

stopień selekcji, otoczków kwarcu (o średnicach od kilku milimetrów do 2 cm). Charakterystyczną cechą tej formacji, zwłaszcza w jej partiach dolnych i środkowych, jest również obecność gruzłów anhydrytu. Częste są kilkucentymetrowe wkładki laminatów wapiennych pochodzenia mikrobialnego, występujące przede wszystkim w obrębie mułowców, a rzadziej w obrębie drobnoziarnistych piaskowców (otw. Jamno IG 1). W całej formacji bardzo pospolite są skamieniałości śladowe.

Mięszczość formacji w najbardziej kompletnym profilu Jamno IG 1 osiąga 460 m.

Badania Turnau (Turnau, Matyja, 2001; Turnau, 2004) sugerują, że formacja jamneńska jako całość może zawierać się między najwyższym emsem a środkowym żywetem.

**Formacja studnicka** znana była do tej pory jedynie z profilu Miastko 1 (Miłaczewski, 1979, 1986), jednak ostatnie badania (Matyja, 2004) wskazują, że osady formacji występują również w profilach Kłanino 3, Koczała 1, Nicponie 1 i Polskie Łąki FIG 1.

W najbardziej kompletnym profilu Miastko 1 osady formacji studnickiej wykształcone są jako czerwonawe i jasnoszare utwory klastyczne: dominujące w całej formacji piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniami przekątnymi w dużej skali, przeławiające się z mułowcami o laminacji poziomej, oraz rzadziej występujące poziomy piaskowców gruboziarnistych z warstwowaniami przekątnymi w dużej skali (Paczeńska, 2004). W piaskowcach drobnoziarnistych częste są poziomy złożone

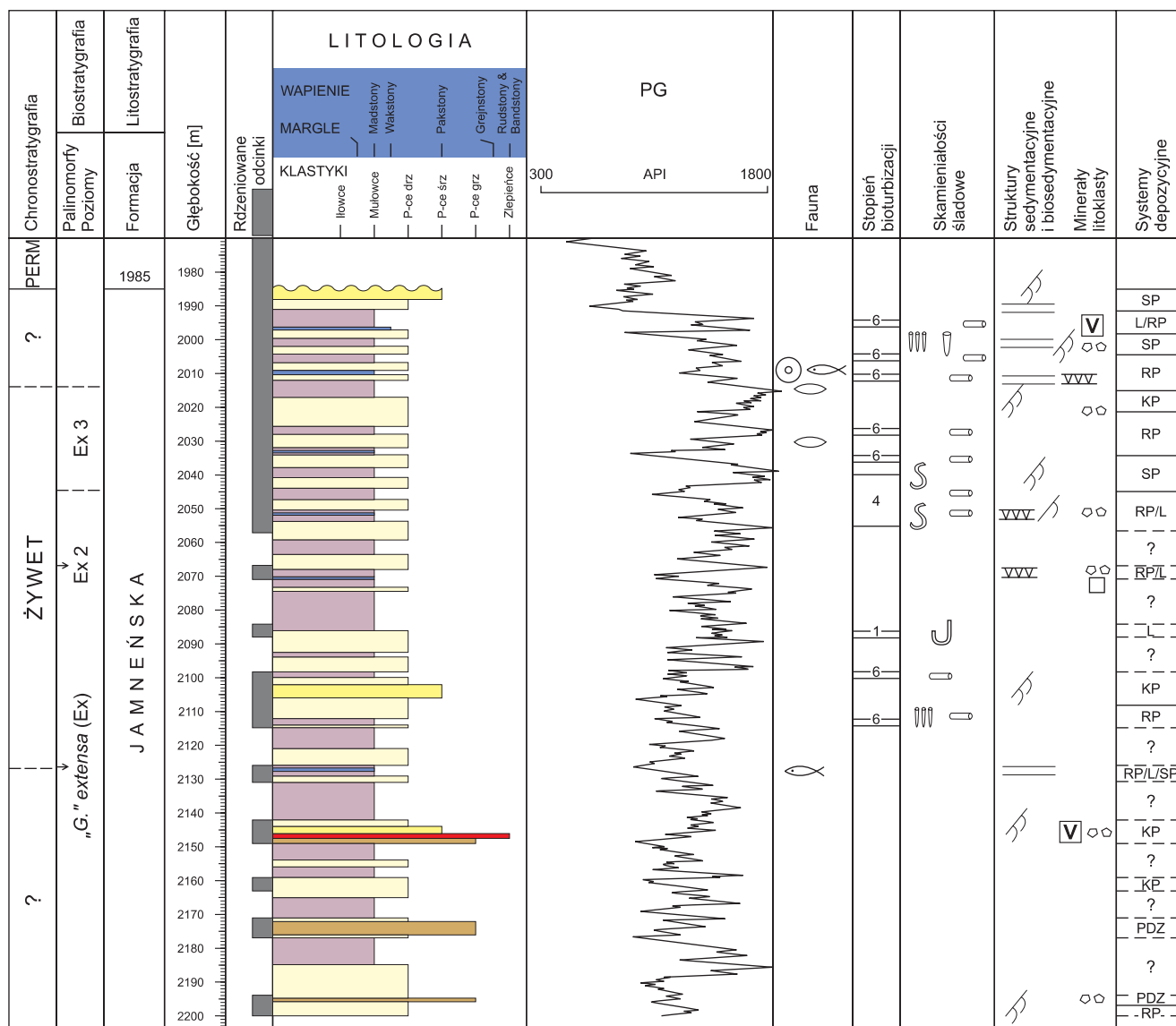


Fig. 16. Litologia, stratygrafia i charakterystyka sedimentologiczno-faunistyczna osadów dewonu w profilu Jamno IG 3

Objaśnienia na stronie 119; skróty poziomów miosporowych jak w tabeli 1, klastycznych systemów depozycyjnych jak w tabeli 24

Stratigraphy, lithology, sedimentary structures and organic content of the Devonian of Jamno IG 3 section

For explanations see page 119; key as Tables 1 and 24

z klastów mułowców i iłowców, rzadziej wapieni mikrytowych. W obrębie formacji występują gruzły i cienkie ławice anhydrytów. Liczne są skamieniałości śladowe.

Miaższość formacji studnickiej w poszczególnych profilach wynosi: 80 m – Polskie Łąki PIG 1, 220 m – Kłanino 3, 270 m – Miastko 1 i około 300 m – Nicponie 1.

W obrębie osadów ilastych tej formacji, w profilu Miastko 1, zidentyfikowano małżoraczki i lingule (Łobanowski, 1968), natomiast w mułowcach – mega- i miospory oraz szczątki roślinne (Fuglewicz, Prejbisz, 1981). Żadna ze znalezionych wówczas skamieniałości nie pozwalała na jednoznaczne ustalenie pozycji chronostratygraficznej tej formacji. Miłaczewski (1979) początkowo sądził, że należy ona do dol-

nego dewonu, później usytuował ją w górnym emsie i/lub eiflu (Miłaczewski, 1986).

Dzięki badaniom biostratygraficznym Turnau (1995, 2004) wiadomo, że formacja studnicka jako całość może zawierać się między najwyższym emsem a środkowym żywetem. W profilach, w których przykrywa ją formacja miasteczka, jej strop może sięgać do dolnego żywetu. Natomiast tam, gdzie na formacji studnickiej leży wprost formacja sianowska, strop tej pierwszej może być datowany na niższy środkowy żywet.

**Formacja miasteczka** znana jest głównie z profilu Miastko 1, być może występuje również w profilach Kłanino 3 i Polskie Łąki PIG 1. W wymienionych profilach leży nad for-

macją studnicką, a w jej spągu, w profilu Miastko 1, występuje zlepienie wapienne złożone z otoczków płytkowodnych wapieni sylurskich (Żbikowska, 1974).

Formacja miastecka jest zbudowana z przeławicających się osadów klastycznych i węglanowo-marglistych. Tworzą ją m.in. wapień i margle z koralowcami i szkarłupniami, rzadziej z ramienionogami, oraz jasnoszare lub pstre, na ogół drobnoziarniste piaskowce, mułowce i sporadycznie iłowce. W piaskowcach występują niskokątowe warstwowania przekątne dużej i małej skali oraz warstwowania i laminacja pozioma (Paczeńska, 2004). Zidentyfikowano również litofację drobnoziarnistych piaskowców bezstrukturalnych. W profilu Polskie Łąki PIG 1 osady formacji miasteckiej tworzą głównie drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przeławicające się z wapieniami piaszczystymi z bioklastami i wkładkami laminitów mikrobialnych. W profilu Kłanino 3 są to mułowce z wkładkami laminitów mikrobialnych oraz piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą, zawierające również cienkie wkładki wapieni piaszczystych.

W profilu Miastko 1 formacja osiąga około 300 m miąższości, w profilu Polskie Łąki PIG 1 blisko 500 m, natomiast w profilu Kłanino 3 – 150 m.

Do tej pory formację miastecką określano ogólnie jako środkowodewońską. Dzięki badaniom Turnau (1995, 2004) i Matyi (2004) formacja miastecka w całości może być datowana jako najwyższy dolny oraz niższy środkowy żywet.

**Formacja sianowska** przykrywa formację jamneńską, studnicką lub miastecką. Do najbardziej pełnych profili, w których została stwierdzona, należą Jamno IG 1 (fig. 14) i Koczała 1. Jej obecność stwierdzono również w profilach Miastko 1, Polskie Łąki PIG 1, Polanów 2 oraz Nicponie 1.

W profilu Jamno IG 1 formację sianowską rozpoczynają wapień z klastami mułowców w spągu, przechodzące w mułowce i drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, a następnie w szare mułowce z sieczką roślinną, często zbioturbowane, przewarstwiewające się z wapnistymi, drobnoziarnistymi piaskowcami kwarcowymi i wapieniami (laminitami z poziomami bogatymi w *Microconchida*), a w wyższych nieco partiach również i z iłowcami. Część wyższą formacji stanowią szare iłowce z sieczką roślinną z licznymi, ale niewielkiej miąższości, poziomami wapiennych laminitów i kilkoma wkładkami jasnobezwowych wapieni z drobnymi trochitami (Matyja, 1998).

Udział osadów węglanowych wzrasta wyraźnie w kierunku południowo-wschodnim. W profilu Koczała 1 spągowe części tej formacji stanowi litofacja marglista, niezbyt bogata w szczątki organiczne: drobne trochity, małżoraczki i szczątki roślinne. Wyżej występują jasne, masywne wapień stromatoporoidowo-koralowcowe przepełnione stromatoporoidami masywnymi w pozycji wzrostu, zawierające również duże trochity, ramienionogi i okruchy wapieni. Przechodzą one stopniowo poprzez wapień margliste i iłowce z niewielką ilością szczątków organicznych w iłowce laminowane mułowcami, a następnie w zbioturbowane mułowce, wzbogacone na powierzchniach oddzielności w mikę i sieczkę roślinną, oraz drobnoziarniste piaskowce kwarcowe. Formację sianowską wieńczą w tym profilu wapień bogate w *Microconchida*, przechodzące w wapień organogeniczne złożone ze stromatoporoidów masywnych, wyżej tabularnych, przechodzące następnie w czarne mi-

krytowe wapień, zawierające dużą ilość rozproszonego pirytu, dość bogate w małżoraczki i szczątki ryb (*op. cit.*).

W profilu Miastko 1 formacja sianowska rozpoczyna się marglami zawierającymi w spągu klasty mułowców. Osady te przechodzą ku górze w wapień z bioklastami o teksturze pakstonów, wapień z peloidami o teksturze grejnstonów i czarne wapień z onkolitami. W profilu Polskie Łąki PIG 1 formację tę tworzą wapień stromatoporoidowo-koralowcowe (będące również istotnym składnikiem budowli organicznych) oraz margle i wapień z ramienionogami, szkarłupniami i stromatoporoidami tabularnymi. Z kolei w profilach Polanów 2 i Nicponie 1 formację budują iłowce i margle.

Miąższość formacji sianowskiej waha się od nieco ponad 100 m w profilu Jamno IG 1 do 150 m w profilu Koczała 1 i około 170 m w profilu Polskie Łąki PIG 1. W pozostałych profilach formacja jest niekompletna i osiąga 85 m w profilu Polanów 2, około 120 m w profilu Miastko 1 i 194 m w profilu Nicponie 1.

Turnau (1995, 2000, 2004) na podstawie badań palinologicznych oraz Matyja (2004) na podstawie badań konodontowych datowały osady formacji sianowskiej jako środkowozymeckie, przy czym w rejonie Miastka spąg formacji odpowiada dolnym partiom żywetu środkowego, natomiast w rejonie między Jamnem a Koczałą – wyższym partiom żywetu środkowego.

Osady **formacji wyszeborskiej** na badanym obszarze leżą na utworach formacji sianowskiej, a pod osadami formacji koczalskiej.

Formację wyszeborską, wykształconą podobnie do formacji jamneńskiej, stanowią głównie pstre utwory silikoklastyczne. W profilu Jamno IG 1 (fig. 14) są to drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przeławicające się z mułowcami, w środkowej części formacji obserwuje się szereg poziomów zlepieńców kwarcowych. Otoczkami kwarcu są dość dobrze obtoczone, ale niezbyt dobrze wyselekcjonowane, o średnicy od kilku milimetrów do 1 cm. Stwierdzono również poziom mułowców z klastami wapiennymi – laminitami, zawierającymi *Microconchida*. W profilach Polanów 2 i Koczała 1 formację budują głównie mułowce i przeławicające się z nimi grube pakiety piaskowców drobno- i średnioziarnistych, noszące, zwłaszcza w profilu Polanów 2, ślady wietrzenia.

Miąższość formacji wyszeborskiej w profilu Jamno IG 1 wynosi ponad 220 m, w profilach Polanów 2 i Koczała 1 sięga 200 m.

Utwory formacji wyszeborskiej zawierają tylko nieliczne wkładki szarych i ciemnoszarych drobnoziarnistych skał, stanowiących odpowiedni materiał do badań palinologicznych. Zespoły miospor uzyskano jedynie z dolnej części formacji z otworu Jamno IG 1, a w profilu Koczała 1 – z osadów prawie całej formacji. Pozwalają one na stwierdzenie, że formacja wyszeborska może zawierać się w przedziale odpowiadającym najwyższej części środkowego i niższej części górnego żywetu.

**Formacja koczalska** została zidentyfikowana jedynie w profilach zlokalizowanych w wąskim pasie wychodni dewonu w pobliżu krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego – między Jamnem a Koczałą, w okolicy Polskich Łąk oraz Bydgoszczy. Leży ona na osadach formacji wyszeborskiej, a pod utworami ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej.

Formację koczalską charakteryzuje dwudzielność. W dolnej części jednostki (fig. 14) przeważają wapniste piaskowce kwarcowe, podrzędnie mułowce wapniste zawierające nieliczne i trudne do identyfikacji bioklasty, ciemnoszare mułowce wapniste i ilowce zawierające nieliczne szczątki małży, ramienionogów bezzawiasowych i małżoraczków, a także poziomy laminitów oraz ciemnoszare wapienie margliste zawierające szczątki szkarłupni, ramienionogów zawiasowych, małżoraczków, ryb oraz sporadycznie algi. W górnej części formacji dominują organodetrytyczne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe ze stromatoporoidami, tabulatami, pojedynczymi koralowcami osobniczymi *Rugosa*, małżoraczkami, ślimakami, otwornicami i algami oraz jasnoszare, masywne lub niewyraźnie warstwowane wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe

z organizmami zachowanymi w pozycji wzrostu (por. J. Dadlez, 1976; Dadlez, 1978; J. Dadlez, R. Dadlez, 1986; Matyja, 1993).

Miażdżość formacji koczalskiej wynosi od 134 m w profilu Koczała 1 do około 250 m w profilu Jamno IG 1. W pozostałych profilach formacja jest niekompletna i jej miąższość wynosi około 150 m – Polanów 2 i ponad 300 m – Bydgoszcz IG 1.

Spągowe partie formacji koczalskiej mieszczą się prawdopodobnie w obrębie najwyższego żywetu lub odpowiadają pograniczu żywetu i franu (Matyja, 2004; Turnau, 2004). Partie stropowe natomiast należą do najwyższej części środkowego franu, do dolnego poziomu konodontowego *rhenana* (por. fig. 13 oraz Matyja, 1993 – tab. 6 i fig. 48).

## Elżbieta TURNAU

### WYNIKI BADAŃ PALINOSTRATYGRAFICZNYCH

#### Uwagi ogólne

Publikowane dane na temat palinostratygrafii środkowego dewonu i franu Pomorza Zachodniego są skąpe, dotyczą one tylko wybranych formacji lub fragmentów formacji z nielicznymi otworami (Turnau, 1995, 1996; Stempień-Sałek, 1999, 2002). W latach 2000–2004 opróbowano systematycznie rdzenie ze wszystkich dostępnych otworów tego rejonu, które przebiły lub nawierciły utwory dewonu środkowego i franu. Wyniki badań palinostratygraficznych opartych na tym materiale zostały opublikowane dotąd w niewielkim stopniu (Turnau, Matyja, 2001), większość danych znaleźć można w materiałach archiwalnych (Turnau, 2000, 2004).

Badania palinologiczne profili Jamno IG 1, Jamno IG 2, Jamno IG 3 prowadzono w dwu etapach. W pierwszym etapie zbadano zespoły z górnej części formacji jamneńskiej i z formacji sianowskiej, jedynie z otworu Jamno IG 1. Wyniki tych badań wraz z wynikami dotyczącymi kilku innych otworów zostały opublikowane w latach 90. (Turnau, 1995, 1996). W niniejszym opracowaniu prezentowane są wyniki badań wszystkich dostępnych próbek z tych profili, reprezentujących formację jamneńską (Jamno IG 1, IG 2 i IG 3) oraz formacje sianowską, wyszeborską i koczalską (Jamno IG 1). Większość próbek zawierała oznaczalne spory, jedynie materiał z dolnej części formacji jamneńskiej oraz z górnej części formacji wyszeborskiej był palinologicznie płony.

#### Lokalny sporowy schemat stratygraficzny

Mikroflora środkowego dewonu i franu Pomorza zawiera wiele taksonów o szerokim rozprzestrzenieniu geograficznym i dobrze określonym, wąskim zasięgu pionowym, co pozwala na precyzyjne określenie pozycji stratygraficznej formacji dewońskich. W celu rozpozniowania i korelacji badanych utworów autorka wprowadziła lokalny sporowy schemat stratygraficzny. Dwa najniższe poziomy tego schematu scharakteryzowano w publikacjach (Turnau, 1995, 1996). Cały schemat obejmuje pięć poziomów i trzy podpoziomy, reprezen-

tujące górny eifel, żywet i dolny fran. Został on zdefiniowany w opracowaniu archiwalnym (Turnau, 2004).

Stworzenie lokalnego schematu wydaje się rozwiązaniem lepszym od wykorzystania któregośkolwiek z istniejących sporowych schematów dla dewonu. Mimo znacznego podobieństwa pomiędzy zbadaną mikroflorą a jej odpowiednikami z platformy wschodnioeuropejskiej, nie zastosowano schematu dla tego rejonu (Avkhimowitch i in., 1993), gdyż obejmuje on głównie poziomy/podpoziomy rozkwitu. Stosunki ilościowe pomiędzy taksonami miospor są często zależne od facji, toteż poziomy rozkwitu mają zazwyczaj tylko lokalne znaczenie. Z kolei, zastosowanie schematu dla kontynentu Old Redu i obszarów przyległych (Richardson, McGregor, 1986) nie wydawało się praktyczne, gdyż jego rozdzielczość jest niska (zony mają szeroki zasięg pionowy). Bardziej szczegółowy schemat dla obszarów ardeńsko-reńskich (Streel i in., 1987) mógłby być użyty tylko w ograniczonym zakresie, ponieważ na Pomorzu brak wielu stratygraficznie ważnych gatunków, których pierwsze wystąpienia definiują granice zon tego poddziału. Ponadto, kolejność pierwszych pojawień pewnych stratygraficznie ważnych gatunków jest w obu rejonach różna. Autorka nie wykorzystwała również schematu sporowego dla górnego dewonu Pomorza (Stempień-Sałek, 1999, 2002), gdyż jest on oparty na bardzo mało zróżnicowanych i ubogich zespołach, pochodzących z niewielkiej ilości próbek, a podane przez tę autorkę zasięgi niektórych taksonów są różne (węższe) od zasięgów stwierdzonych obecnie.

Lokalny sporowy schemat stratygraficzny dla Pomorza jest zmodyfikowanym schematem dla Europy Wschodniej. Wyróżnione poziomy są poziomami interwałowymi, ich dolne granice określone są pierwszym (FAD) lub ostatnim (LAD) wystąpieniem gatunków. Do omawianych profili odnoszą się cztery wyższe poziomy lokalnego schematu – „*Geminospora*” *extensa* (Ex), z podpoziomami Ex 1, Ex 2, Ex 3, *Geminospora aurita* (Aur), *Tholisporites densus* (Den) i *Membraculisporis radiatus* (Rad). Charakterystykę poziomów przedstawiono w tabeli 1, a korelacja schematu z podziałem dla Europy Wschodniej (Avkhimowitch i in., 1993)



Tabela 1

**Sporowy schemat stratygraficzny – charakterystyka poziomów**  
Stratigraphic scheme based on spores – the characteristics of spore zones

Wiek	Poziom	Pod-poziom	Definicja dolnej granicy poziomu	Definicja dolnej granicy podpoziomu	Zespół charakterystyczny poziomu	Zespół charakterystyczny podpoziomu	Ostatnie występowanie	
FRAN	<i>M. radiatus</i> <b>Rad</b>		<i>M. radiatus</i> FAD		<i>A. greggsi</i> <i>G. notata</i> <i>G. aurita</i> <i>S. triangulatus</i>			
	<i>T. densus</i> <b>Den</b>		<i>T. densus</i> FAD		<i>A. greggsi</i> <i>G. notata</i> <i>G. aurita</i> <i>S. triangulatus</i>			
ŻYWET	<i>G. aurita</i> <b>Aur</b>		„ <i>G.</i> ” <i>extensa</i> LAD		<i>G. notata</i> <i>G. aurita</i> <i>S. triangulatus</i> <i>C. subtilis</i>		<i>A. ancyrea</i> var. <i>ancyrea</i> <i>D. echinaceus</i> <i>D. pseudoradiatus</i>	
	„ <i>G.</i> ” <i>extensa</i> <b>Ex</b>	Ex 3	<i>G. lemurata</i> FAD	<i>S. triangulatus</i> FAD	<i>G. decora</i> <i>R. langii</i> <i>A. ancyrea</i> var. <i>brevispinosa</i>	<i>S. triangulatus</i> <i>A. extensa</i> <i>K. spinutissimus</i>	<i>A. extensa</i> <i>A. ancyrea</i> var. <i>brevispinosa</i> <i>C. concinna</i> <i>D. devonicus</i> <i>G. decora</i> <i>G. tuberculata</i> <i>L. bislimbatus</i> <i>K. spinutissimus</i> <i>R. langii</i>	
		Ex 2		<i>C. concinna</i> FAD			<i>C. concinna</i>	<i>C. collaris</i> var. <i>kalugianus</i> <i>A. lindlarensis</i>
		Ex 1		<i>G. lemurata</i> FAD			<i>C. collaris</i> var. <i>kalugianus</i>	<i>C. monogrammos</i>

i Pomorza (Stempień-Sałek, 1999, 2002) jest pokazana w tabeli 2. Podstawą korelacji są dane dotyczące pierwszych pojawień gatunków: *Geminospora lemurata*, *Ancyrospora incisa* i *Membraculisporis radiatus*, oraz ostatniego występowania gatunku *Aneurospora extensa*. Pod uwagę wzięto również datowania konodontowe z Pomorza (Matyja, 1998 oraz inf. ustna) i Gór Świętokrzyskich (Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999), oraz z Europy Wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003).

**Poziom „*Geminospora*” *extensa* (Ex).** Pierwsze pojawienie się gatunku *Geminospora lemurata*, które definiuje dolną granicę tego poziomu, jest powszechnie identyfikowane z granicą eifel/żywet. Znaczenie stratygraficzne tego gatunku było dyskutowane w szczególności przez Loboziaka i in. (1991). Gatunek *Chelinospora concinna* pojawia się w Boulonnais we Francji w środkowym lub górnym poziomie konodontowym *varcus* (Loboziak, Streel, 1980; Streel i in., 2000), w Kanadzie prawdopodobnie w górnym poziomie *varcus* (Richardson, McGregor, 1986), a w Górach Świętokrzyskich w środkowym poziomie *varcus* (Malec, Turnau, 1997). Gatunek *Samarisporites triangulatus* pojawia się w Europie Wschodniej w górnej części poziomu „*G.*” *extensa* (odpowiadającej górnej części poziomu *varcus* (por. Avkhimovitch i in., 1993), w Górach Świętokrzyskich w środkowym poziomie *varcus* (Turnau, Racki, 1999),

w Kanadzie prawdopodobnie w górnym poziomie *varcus* (McGregor, 1981). Górna granica zony „*G.*” *extensa* w Górach Świętokrzyskich przebiega w obrębie poziomu konodontowego *hermanni* (Turnau, Racki, 1999).

Można zatem twierdzić, że poziom „*G.*” *extensa* odpowiada części żywetu, podpoziom Ex 1 reprezentuje żywet dolny i część środkowego, a podpoziomy Ex 2 i Ex 3 obejmują żywet środkowy i najniższą część żywetu górnego. Podpoziom Ex 1 odpowiada poziomom konodontowym *hemiansatus*, dolny *varcus* oraz części poziomu środkowy *varcus*, podpoziom Ex 2 jest odpowiednikiem części poziomu środkowy *varcus*, podpoziom Ex 3 jest odpowiednikiem części poziomu środkowy *varcus*, poziomu górny *varcus* i części poziomu *hermanni*.

**Poziom *Geminospora aurita* (Aur).** Zespoły tego poziomu są taksonomicznie mało zróżnicowane, ponieważ w górnej części poprzedzającego poziomu zanika wiele gatunków (por. tab. 1), a w obrębie poziomu brak pierwszych pojawień. Zubożenie zespołów spor bywa wynikiem zmiany facji i nie musi mieć stratygraficznego znaczenia. Jednak w przypadku granicy poziomów Ex/Aur mamy do czynienia ze zjawiskiem o ponadregionalnym zasięgu. Gwałtowną zmianę zespołów spor, polegającą na zaniku licznych gatunków, w tym *Aneurospora extensa*, notuje się na całym obszarze platformy europejskiej (Obukhovskaya, 2000). Wydarzenie to odpowiada dolnej gra-

Tabela 2

**Korelacja schematu miosporowego zastosowanego w niniejszym opracowaniu  
ze schematem dla Europy Wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993)  
oraz Pomorza (Stempień-Sałek, 2002)**

Correlation the miospore scheme used in this report with the schemes for Eastern Europe  
(Avkhimovitch *et al.*, 1993) and Pomerania (Stempień-Sałek, 2002)

Piętro	Schematy miosporowe		
	Avkhimovitch i in., 1993	Stempień-Sałek, 2002	Turnau, 1995, 1996, 2004
FRAN	<i>C. deliquescens</i> <i>V. evlanensis</i> DE	<i>M. radiatus</i> – <i>C. boafeticus</i> RB	brak danych ----- <i>M. radiatus</i> Rad
	<i>A. ovalis</i> – <i>V. grumosus</i> OG	<i>M. radiatus</i> – <i>T. densus</i> RD	
	<i>G. semilucensa</i> <i>P. donensis</i> SD	zespół I	<i>T. densus</i>  Den
	<i>C. optivus</i> – <i>S. krestovnikovii</i>  OK		
ŻYWET		brak danych	<i>G. aurita</i> Aur
	„ <i>G.</i> ” <i>extensa</i> Ex		3 2 „ <i>G.</i> ” <i>extensa</i> Ex 1

nicy poziomu *Contagisporites optivus*–*Spelaeotriletes krestovnikovii* (OK) podziału dla Europy wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993). Pozycja stratygraficzna tej granicy określana jest w przybliżeniu jako odpowiednik granicy poziomów konodontowych *varcus/hermanni* (Rzhonsnitskaya, 2000). Podobny, nagły zanik wielu taksonów miospor, w tym *Aneurospora goensis*, gatunku morfologicznie zbliżonego do *A. extensa*, ma miejsce w Boulonnais (Francja) także w pobliżu granicy *varcus/hermanni* (Obukhovskaya, 2000). Zubożenie zespołów miospor i zanik *A. extensa* obserwuje się także w Górach Świętokrzyskich w obrębie poziomu *hermanni* (Turnau, Racki, 1999).

Poziom Aur jest najmłodszym poziomem środkowego dewonu obejmującym znaczną część późnego żywetu.

**Poziom *Tholisporites densus* (Den).** Gatunek *Tholisporites densus*, którego pierwsze wystąpienie definiuje dolną granicę tego poziomu, został opisany z franu arktycznej Kanady (McGregor, 1960; McGregor, Uyeno, 1972). Po raz pierwszy pojawia się on (w Kanadzie) tuż poniżej granicy żywet/fran (McGregor, Playford, 1992). W Europie wschodniej obecność *T. densus* zanotowano w górnej części poziomu *C. optivus*–*S. krestovnikovii* (OK). Ta część poziomu odpowiada poziomom konodontowym górny *falsiovalis* do *transitans* (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003). Omawiany gatunek znany jest też z utworów wyższego franu (Archangelskaja, 1987). Gatunek *Corystisporites pomeranius* (= *Perotriletes ? vermiculatus*), który także pojawia się w oma-

wianym poziomie, znany jest z Białorusi, gdzie jest uważany za charakterystyczny dla górnej części poziomu OK (Obukhovskaya, 2000), znany jest też z franu Pomorza, z zespołu I i poziomu *radiatus*–*densus* (RD), obejmującego utwory franu po poziom konodontowy dolny *rhenana* (Stempień-Sałek, 2002). Wielokrotnie rozwidłone wyrostki (u *Ancyrospora* i *Hystriospores*), których obecność zanotowano w zespołach poziomu Den, pojawiają się w pobliżu (ponad) granicy żywet/fran (Richardson, McGregor, 1986).

Można zatem przyjąć, że wyróżniony na Pomorzu poziom *T. densus* jest najstarszym poziomem franu, a jego dolna granica może być identyfikowana, w przybliżeniu, z granicą żywet/fran.

**Poziom *Membrabaculisporis radiatus* (Rad).** Gatunek *M. radiatus*, którego pierwsze wystąpienie określa granicę tego poziomu, jest znany jedynie z Europy Wschodniej. Pojawia się on w środkowym podpoziomiu poziomu *Archaeoperisaccus ovalis*–*Verrucosisporites grumosus* (OG) (Avkhimovitch i in., 1993). Podpoziom ten obejmuje horyzont petinski i dolną część horyzontu woroneżskiego. Jednostki te odpowiadają dolnej części poziomu konodontowego *rhenana* (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003). Na Pomorzu Zachodnim, pierwsze wystąpienie *M. radiatus* zanotowano w utworach zaliczonych (Matyja, 1993) do poziomu konodontowego górny *hassi*, *jamiae* lub dolny *rhenana* (Stempień-Sałek, 2002).

Poziom Rad reprezentuje zatem część środkowego franu.

Tabela 3

**Rozprzestrzenienie gatunków spor w osadach formacji jamneńskiej z otworu Jamno IG 1  
(częściowo wg Turnau, 1996 i Turnau, Matyja, 2001)**

Distribution of spore species in the Jamno Formation; Jamno IG 1 borehole  
(partly after Turnau, 1996 and Turnau, Matyja, 2001)

Otwór wiertniczy	Jamno IG 1									
Formacja	jamneńska									
Głębokość [m]	2742,0–2743,0	2506,9–2512,9	2501,5–2507,5	2409,7–2415,9	2392,4–2398,4	2395,4–2396,4	2364,2–2365,2	2298,5–2299,5	2292,5–2293,5	
Poziom sporowy	?	„Geminospora” <i>extensa</i> (Ex)								
Podpoziom sporowy	?	Ex 1	Ex 2					Ex 3		
Gatunki	Piętro	ems/ eifel	żywot							
<i>Apiculiretusispora plicata</i>		×								
<i>Corystisporites</i> sp.		×								
<i>Rhabdosporites</i> cf. <i>R. parvulus</i>		×								
<i>Ancyrospora ancyrea</i> var. <i>ancyrea</i>			×							
<i>Ancyrospora ancyrea</i> var. <i>brevispinosa</i>			×	×	×	×			×	
<i>Apiculatasporites microconus</i>			×							
<i>Calypptosporites velatus</i>			×			×				
<i>Chelinospora timanica</i>			×	×	×	×				
<i>Corystisporites collaris</i> var. <i>kalugianus</i>			×		×	×				
<i>Corystisporites</i> sp. cf. <i>Acinosporites macrospinosus</i>			×	×	×	×	×			
<i>Densosporites devonicus</i>			×		×	×	×	×		
<i>Dibolisporites echinaceus</i>			×	×	×	×	×	×		
<i>Dibolisporites pseudoreticulatus</i>			×	×	×	×				
<i>Geminospora compta</i>			×	×			×			
<i>Geminospora decora</i>			×		×	×	×	×		
<i>Geminospora lemurata</i>			×	×	×	×	×	×	×	×
<i>Kraeuselisporites violabilis</i>			×	×						
<i>Perotrilites meonacanthus</i> var. <i>rugosus</i>			×	×			×			
<i>Pomeranisporites subtriangularis</i>			×			×				
<i>Rhabdosporites langii</i>			×	×	×	×	×	×	×	
<i>Verrucosisporites premnus</i>			×		×	×	×	×		×
<i>Verrucosisporites scurrus</i>			×		×		×	×	×	
<i>Acinosporites acanthomamillatus</i>					×					
<i>Aneurospora extensa</i>				×	×	×	×	×	×	×
<i>Chelinospora concinna</i>				×	×		×	×		×
<i>Corystisporites acutispinosus</i>				×	×	×				
<i>Hystricosporites corystus</i>				×	×					
<i>Lanatisporites bislimbatus</i>				×						
<i>Contagisporites optivus</i> var. <i>vorobjevensis</i>					×					
<i>Perotrilites bifurcatus</i>					×		×			
<i>Peritrlites conatus</i>					×		×			
<i>Retusotrilites triangulatus</i>					×		×	×		
<i>Retusotrilites rotundus</i>					×		×			
<i>Contagisporites optivus</i> var. <i>optivus</i>					×					

Tabela 3 cd.

Otwór wiertniczy	Jamno IG 1									
Formacja	jamneńska									
Głębokość [m]	2742,0–2743,0	2506,9–2512,9	2501,5–2507,5	2409,7–2415,9	2392,4–2398,4	2395,4–2396,4	2364,2–2365,2	2298,5–2299,5	2292,5–2293,5	
Poziom sporowy	?	„ <i>Geminospora</i> ” <i>extensa</i> (Ex)								
Podpoziom sporowy	?	Ex 1	Ex 2					Ex 3		
Gatunki	Piętro	żywet								
	ems/ eifel									
<i>Corystisporites serratus</i>				×						
<i>Retusotriletes rugulatus</i>				×	×	×				
<i>Retusotriletes distinctus</i>				×						
<i>Chelinospora ligurata</i>				×		×				
<i>Convolutispora subtilis</i>							×			
<i>Geminospora tuberculata</i>							×			
<i>Auroraspora macromanifesta</i>							×			
<i>Geminospora aurita</i>							×	×		
<i>Geminospora punctata</i>							×			
<i>Samarisporites triangulatus</i>								×	×	
<i>Ancyrospora ex gr. incisa</i>								×		
<i>Kraeuselisporites spinutissimus</i>									×	
<i>Ancyrospora grandispinosa</i>									×	
<i>Aneurospora greggsi</i>									×	
<i>Verrucosisporites flexibilis</i>									×	

Uwaga: na głęb. 2746,6 m napotkano ordowickie akritarchy

Note: the Ordovician acritarchs were found at a depth of 2746.6 m

### Pozycja stratygraficzna wybranych formacji środkowo- i górnodewońskich obszaru pomorskiego

**Formacja jamneńska.** Rozprzestrzenienie taksonów miospor w utworach tej formacji z otworów Jamno IG 1, Jamno IG 2, Jamno IG 3 przedstawiono w tabelach 3 i 4.

Bardzo ubogi zespół spor uzyskano z przyspągowej partii formacji jamneńskiej, tylko z otworu Jamno IG 1 (z głęb. 2742–2743 m). Palinomorfy były źle zachowane, silnie uwęglone, często pokruszone. Poszczególne taksony należą do dwu grup różniących się wiekiem. Zespół młodszy można uznać za autochtoniczny, zespół starszy jest na drugim złożu.

Starszy, redeponowany zespół został szczegółowo scharakteryzowany w publikacji (Turnau, Matyja, 2001). Zawierał on małych rozmiarów spory i kryptosporę oraz bardzo nieliczne akritarchy. Palinomorfy te reprezentują sylur (ludlow lub przydol), lub, być może, najwcześniejszy dewon (lochkow).

Młodszy, autochtoniczny zespół, z próbki z otworu Jamno IG 1, reprezentowany jest przez nieliczne taksony. Oznaczono: *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus*, *Apiculiretusispora plicata* oraz *Corystisporites* sp.

Rodzaj *Rhabdosporites* obejmuje spory wyróżniające się unikalną rzeźbą powierzchni worka powietrznego. Spory zali-

czane do tego rodzaju, a szczególnie *Rhabdosporites langii*, stanowią ważny składnik eifelskich (z wyłączeniem najniższego eiflu) zespołów sporowych (Richardson, McGregor, 1986; Avkhimovitch i in., 1993). Gatunek *Rhabdosporites parvulus* jest dość pospolity w zespołach spor środkowego dewonu, jego obecność była też notowana w najwyższym emsie (McGregor, Camfield, 1976). Spory reprezentujące rodzaj *Rhabdosporites* znane są z emsu rejonu Eiflu, z jednostki litostratygraficznej Wiltz Beds. W tej jednostce występują „małe egzemplarze *Rhabdosporites*” (Riegel, 1982) określone później jako gatunek *Rhabdosporites minutus* (Ashraf i in., 1991). Górna część Wiltz Beds, gdzie pojawia się ten takson, odpowiada zonie konodontowej *serotinus* (Weddige, Requadt, 1985). Inny gatunek *Rhabdosporites*, to jest *R. mirus* uznawany jest za typowy dla poziomu *Diaphanospora inassueta* (DI) najwyższego emsu centralnych regionów platformy rosyjskiej (Arkhangelskaya, 1985) oraz Białorusi (Obukhovskaya, 1999), a jego zasięg kończy się w dolnym eiflu (Avkhimovitch i in., 1993). Spory zaliczane do *Rhabdosporites* znane są także z emsu rejonu Barrandienu (Czechy), ich obecność zanotowano w jednostce wapienia z Trebotov (dalej, zona konodontowa *serotinus*, por. McGregor, 1979). Gatunek *Rhabdosporites* cf. *parvulus* z otworu Jamno IG 1 jest różny od



Tabela 4

**Rozprzestrzenienie gatunków spor w utworach formacji jamneńskiej  
z otworów Jamno IG 2 i Jamno IG 3**

Distribution of spore species in the Jamno Formation;  
Jamno IG 2 and Jamno IG 3 boreholes

Otwór wiertniczy	Jamno IG 2			Jamno IG 3				
Formacja	jamneńska							
Głębokość [m]	1952,8–1953,8	1947,8–1948,8	1943,8–1944,8	2127,5–2128,5	2068,0–2069,0	2046,4–2047,4	2015,4–2016,4	2014,4–2015,45
Poziom sporowy	„ <i>Geminospora</i> ” <i>extensa</i> (Ex)							
Podpoziom sporowy	Ex 1		?	Ex 2	Ex 3			
Gatunki	Piętro							
	żywet							
<i>Aneurospora extensa</i>	x				x	x	x	x
<i>Anapiculatisporis microconus</i>	x							
<i>Archaeozonotriletes variabilis</i>	x							
<i>Ancyrospora ancyrea</i> var. <i>brevispinosa</i>	x	x					x	x
<i>Chelinospora timanica</i>	x	x	x			x		x
<i>Dibolisporites echinaceus</i>	x	x		x	x		x	
<i>Dibolisporites pseudoreticulatus</i>	x	x						
<i>Geminospora compta</i>	x		x					
<i>Geminospora lemurata</i>	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Geminospora tuberculata</i>	x							
<i>Retusotriletes triangulatus</i>	x	x			x	x		
<i>Rhabdosporites langii</i>	x	x	x		x	x		
<i>Calyptosporites velatus</i>		x						
<i>Corystisporites collaris</i>		x	x		x			
<i>Acinosporites lindlarensis</i>			x		x			
<i>Ancyrospora ancyrea</i> var. <i>ancyrea</i>			x	x	x			
<i>Corystisporites collaris</i> var. <i>kalugianus</i>			x					
<i>Corystisporites multispinosus</i>			x					
<i>Retusotriletes rotundus</i>			x	x		x	x	
<i>Perotriletes meonacanthus</i> var. <i>rugosus</i>			x					
<i>Kraeuselisporites violabilis</i>			x					
<i>Lanatisporites bislimbatus</i>				x				
<i>Verrucosporites premnus</i>			x					
<i>Verrucosporites scurrus</i>			x	x		x	x	x
<i>Chelinospora concinna</i>					x	x	x	
<i>Retusortiletes rugulatus</i>					x	x		
<i>Convolutispora subtilis</i>						x		
<i>Huisticosporites corystus</i>						x		
<i>Samarisporites triangulatus</i>						x	x	x

*R. minutus* i *R. mirus*, natomiast jest podobny do *Rhabdosporites parvulus* oraz do *Rhabdosporites* sp. z Barrandienu (por. „Taxonomic Note” w pracy Turnau, Matyja, 2001).

W dyskutowanym zespole z Jamna IG 1, gatunkowi *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus* towarzyszą *Apiculiretusispora plicata* i *Corystisporites* sp. Gatunek *Apiculiretusispora plicata* jest taksonem typowym dla dolnego dewonu, lecz jego zasięg rozciąga się po środkowy eifel (Richardson, McGregor, 1986).

Obecność wymienionych gatunków nie daje podstaw do wyróżnienia poziomu, ale umożliwia przybliżone określenie pozycji spągu formacji jako nie niższe niż najwyższy ems–nie wyższe niż środkowy eifel (Turnau, Matyja, 2001). Cytowane autorki, określając tę pozycję, brały też pod uwagę palinologiczne wyniki badań kilku próbek z przyspągowej części formacji jamneńskiej z otworu Polskie Łąki PIG 1.

Blisko 250 m dolnej części formacji jamneńskiej (nie licząc samego spągu) w otworze Jamno IG 1, oraz około 150 m jej dolnej części w otworze Jamno IG 2, albo nie zawierało skał odpowiednich dla badań palinologicznych, albo pobrane próbki nie zawierały oznaczalnych spor. Pozostała część formacji we wszystkich trzech otworach (głębokości podano w tab. 2 i 3) zaliczona została do poziomu „G.” *extensa*, podpoziomów Ex 1 i Ex 2 i Ex 3.

Zespoły spor podpoziomu Ex 1 napotkano w środkowej części formacji, w profilu Jamno IG 1 i w górnej części formacji, w profilu Jamno IG 2. O pozycji tych zespołów świadczy brak gatunku *Chelinospora concinna* oraz obecność gatunków *Geminospora lemurata*, *Ancyrospora ancyrea* var. *ancyrea*, i *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*.

Podpoziom Ex 2 wyróżniono w środkowej części formacji w otworze Jamno IG 3 i górnej (nie najwyższej) części formacji w otworze Jamno IG 1. W zespołach z wymienionych części profili występuje m. in. *Chelinospora concinna* i *Contagisporites optivus*.

W przystropowej części formacji, w profilach Jamno IG 1 i Jamno IG 3, napotkano zespoły podpoziomu Ex 3, w których zanotowano pojawienie się gatunku *Samarisporites triangulatus*.

Formacja jamneńska obejmuje zatem najwyższą część emsu, eifel (zapewne) oraz żywet dolny i część środkowego (po środkowy poziom konodontowy *varcus*), lub, co bardziej prawdopodobne, część eiflu po środkowy żywet.

**Formacja sianowska.** Zespoły spor z formacji sianowskiej (Jamno IG 1, tab. 5, fig. 17) należą do podpoziomu Ex 3. O przynależności do wymienionego podpoziomu świadczy obecność *Samarisporites triangulatus* współwystępującego z *Aneurospora extensa* i *Kraeuselisporites spinutissimus*. Biorąc pod uwagę dane palinologiczne dotyczące niżej leżących oraz nadległych utworów, mamy do czynienia ze środkową częścią podpoziomu Ex 3.

Formacja sianowska w tym otworze jest więc wieku środkowozyweckiego, odpowiada ona, przynajmniej w części, górnemu poziomowi konodontowemu *varcus*.

**Formacja wyszeborska.** Spory uzyskano jedynie z najniższej części formacji (najniższe ok. 50 m., por. tab. 5), stanowiącej nieco ponad jedną czwartą całej miąższości tej jednostki, przewierconej w otworze Jamno IG 1. Zespoły nie różnią się w zasadniczy sposób od zespołów z formacji sianowskiej, a zatem reprezentują one podpoziom Ex 3. Biorąc pod uwagę dane palinologiczne dotyczące utworów niżej leżących,

mamy tu do czynienia z górną częścią tego podpoziomu. Zbadana część formacji wyszeborskiej należy do żywetu, reprezentuje ona zapewne część żywetu górnego.

**Formacja koczalska:** W obrębie tej formacji (Jamno IG 1) wyróżniono trzy kolejne poziomy sporowe (tab. 6, fig. 18).

Około 23 m powyżej spągu formacji występują zespoły poziomu sporowego *Geminospora aurita* (Aur). Zespoły te są raczej ubogie, obecność zony dokumentuje występowanie *Geminospora aurita* i *Convolutispora subtilis* przy braku *Aneurospora extensa* i innych gatunków zanikających w poziomie Ex. Do poziomu Aur zaliczono (niepewnie) sekwencję o grubości 8 m.

Zespoły kolejnego poziomu *Tholisporites densus* (Den) napotkano w dwóch próbkach z dolnej części formacji. W zespołach tych występują wszystkie wskaźnikowe taksony tego poziomu. Po raz pierwszy, zanotowano tu też obecność izolowanych, wielokrotnie rozwidlonych kolców. Kolce (należące do *Hystricosporites* i *Ancyrospora*) o takim wyglądzie pojawiają się we franie (Richardson, McGregor, 1986). Jeżeli przyjmujemy, że dolna granica poziomu Den odpowiada w przybliżeniu granicy żywet/fran (por. rozdział „Lokalny sporowy schemat stratygraficzny”), to można twierdzić, że w profilu wiertniczym Jamno IG 1, granica pięter przebiega w obrębie formacji koczalskiej, blisko jej spągu. Należy jednak zaznaczyć, że zespoły spor poziomu Aur z omawianego profilu były szczególnie ubogie, stąd brak w nich gatunku wskaźnikowego *Tholisporites densus* i innych form charakterystycznych dla następnego poziomu Den nie stanowi pewnego dowodu na żywecki a nie frański wiek najniższego odcinka tego profilu.

W zespołach spor (z dwu próbek) z wyższej części formacji koczalskiej stwierdzono obecność spor z gatunku *Membraculisporis radiatus*. Na tej podstawie, tę część formacji zaliczono do poziomu *M. radiatus* (Rad).

Wyniki badań palinologicznych sugerują zatem, że w otworze Jamno IG 1 zbadana część formacji koczalskiej należy do najwyższego żywetu (?) oraz dolnego i środkowego franu.

### Spis gatunków dyskutowanych w tekście i umieszczonych w tabelach 2–5

- Acinosporites acanthomamillatus* Richardson, 1965  
*Acinosporites lindlarensis* Riegel, 1968  
*Anapiculatisporis microconus* Richardson, 1965  
*Ancyrospora ancyrea* (Eisenck) Richardson var. *ancyrea* Richardson, 1962  
*Ancyrospora ancyrea* (Eisenck) Richardson var. *brevispinosa* Richardson, 1962  
*Ancyrospora grandispinosa* Richardson, 1960  
*Ancyrospora ex gr. incisa* (Naumova) M. Raskatova et Obukhovskaya (*W*: Avkhimovitch i in., 1993)  
*Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mantsurova (*W*: Avkhimovitch i in., 1993)  
*Ancyrospora langii* Allen, 1965  
*Ancyrospora* cf. *A. simplex* Guennel, 1973  
*Aneurospora extensa* (Naumova) Turnau, 1996  
*Aneurospora greggsi* (McGregor) Streel (*W*: Becker i in., 1974)  
*Apiculiretusispora nitida* Owens, 1971  
*Apiculiretusispora plicata* (Allen) Streel, 1964  
*Archaeozonotriletes variabilis* (Naumova) Allen, 1965  
*Archaeozonotriletes variabilis* var. *insignis* Sennova, 1972



*Auroraspora macromanifesta* (Haquebard) Richardson, 1960  
*Calyptosporites velatus* (Eisenack) Richardson, 1965  
*Chelinospora concinna* Allen, 1965  
*Chelinospora ligurata* Allen, 1965  
*Chelinospora timanica* (Naumova) Loboziak et Streel, 1989  
*Cirratriradites monogrammos* (Arkhangelskaya) Arkhangelskaya, 1985  
*Contagisporites optivus* (Tchibrikova), Owens 1971 var. *optivus* Owens, 1971  
*Contagisporites optivus* (Tchibrikova), Owens 1971 var. *vorobjevensis* Owens, 1971  
*Convolutispora subtilis* Owens, 1971  
*Coronispora variabilis* (Fuglewicz et Prejbisz) Turnau et Karczewska, 1987  
*Corystisporites acutispinosus* (Fuglewicz et Prejbisz) Turnau, 1996  
*Corystisporites collaris* Tivari et Schaarschmidt, 1975  
*Corystisporites collaris* var. *kalugianus* Arkhangelskaya, 1985  
*Corystisporites multispinosus* Richardson, 1965  
*Corystisporites pomeranius* Stempień-Sałek, 2002  
*Corystisporites serratus* (Naumova) McGregor et Camfield, 1982  
*Cristatisporites trivialis* (Naumova) Obukhovskaya (*W*: Avkhimovitch i in., 1993)  
*Cymbosporites boafeticus* (Tchibrikova) Obukhovskaya (*W*: Avkhimovitch i in., 1993)  
*Dibolisporites echinaceus* (Eisenack) Richardson, 1965  
*Dibolisporites pseudoreticulatus* Tiwari et Schaarschmidt, 1975  
*Dibolisporites gibberosus* (Naumova) Richardson, 1965  
*Geminospora aurita* Arkhangelskaya, 1987  
*Geminospora compta* (Naumova) Arkhangelskaya, 1985  
*Geminospora decora* (Naumova) Arkhangelskaya, 1985  
*Geminospora lemurata* Balme emend. Playford, 1983  
*Geminospora notata* (Naumova) Obukhovskaya (*W*: Avkhimovitch i in., 1993)  
*Geminospora punctata* Owens, 1971  
*Geminospora spinosa* Allen, 1965  
*Geminospora tuberculata* (Kedo) Allen, 1965  
*Grandispora inculta* Allen, 1975  
*Hystricosporites corystus* Richardson, 1965  
*Hystricosporites delectabilis* McGregor, 1960  
*Hystricosporites setigerus* (Kedo), Arkhangelskaya, 1976  
*Kraeuselisporites spinutissimus* (Kedo) McGregor et Camfield, 1982  
*Kraeuselisporites violabilis* (Tchibrikova) Turnau, 1996  
*Lanatisporites bislimbatus* (Tchibrikova) Arkhangelskaya, 1985  
*Membrabaculisporites opacus* Turnau *W*: Turnau, Racki, 1999

Tabela 6

**Rozprzestrzenienie gatunków spor w utworach formacji koczańskiej z otworu Jamno IG 1**

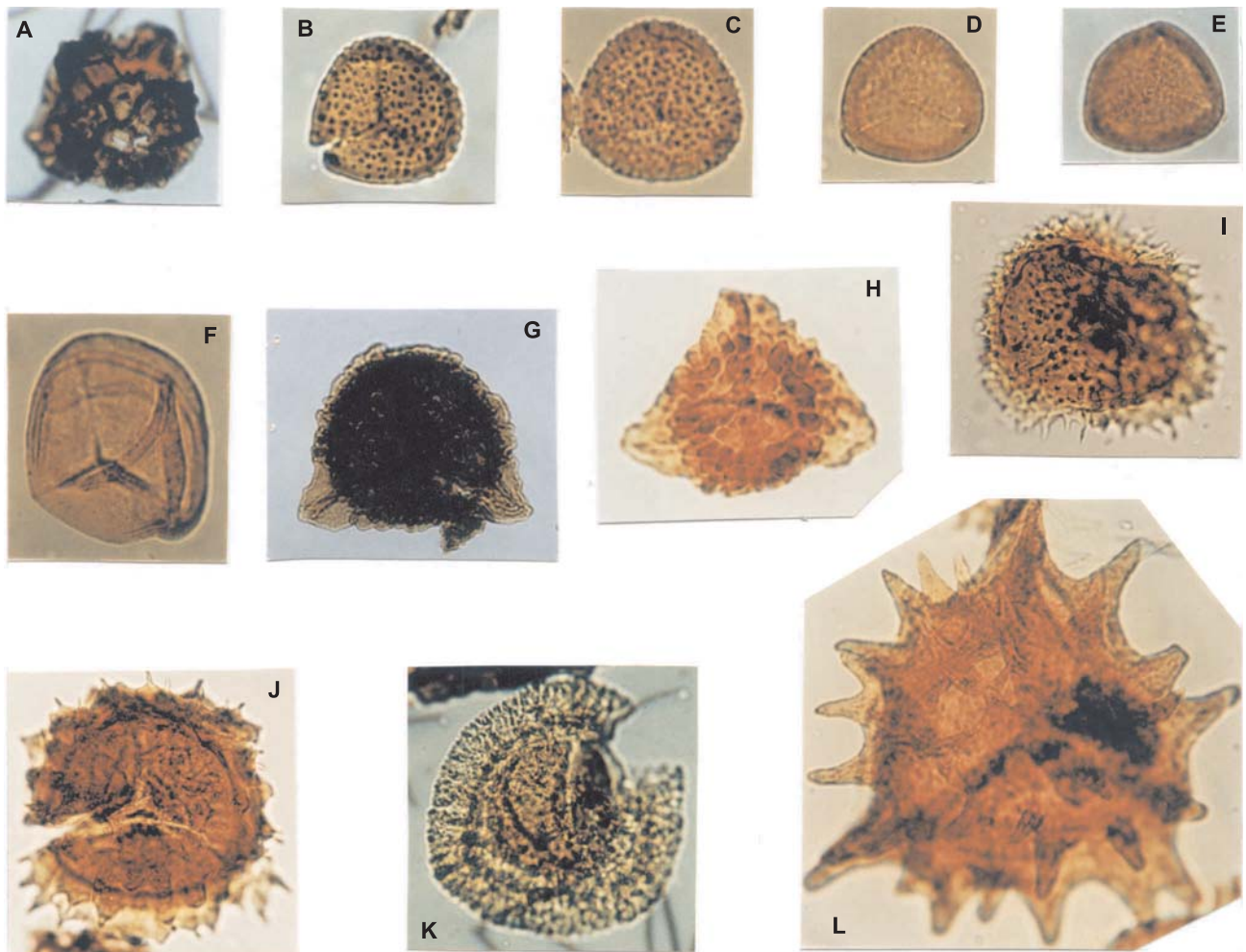
Distribution of spore species in the Koczała Formation; Jamno IG 1 borehole

Otwór wiertniczy	Jamno IG 1					
Formacja	koczańska					
Głębokość [m]	1924,3–1925,3	1917,0–1918,0	1901,0–1902,0	1851,8–1852,8	1782,2–1883,2	1780,0
Poziom sporowy	? <i>G. aurita</i> (Aur)		<i>T. densus</i> (Den)		<i>M. radiatus</i> (Rad)	
Gatunki	Piętro		żywet ?	fran		
<i>Aneurospora greggsi</i>	×		×			×
<i>Archaeozonotriletes variabilis</i>	×	×	×		×	×
<i>Geminospora lemurata</i>	×	×	×	×	×	×
<i>Geminospora notata</i>	×	×	×	×	×	×
<i>Geminospora angulata</i>	×	×	×		×	
<i>Contagisporites optivus</i> var. <i>optivus</i>	×		×			
<i>Convolutispora subtilis</i>	×	×	×	×	×	×
<i>Stenozonotriletes extensus</i>	×			×		×
<i>Samarisporites triangulatus</i>		×	×	×	×	×
<i>Tholisporites densus</i>			×	×	×	×
<i>Tholisporites tenuis</i>			×			×
<i>Convolutispora crassa</i>			×	×		×
<i>Archaeozonotriletes variabilis</i> var. <i>insignis</i>			×	×	×	
<i>Hystricosporites delectabilis</i>			×			
<i>Ancyrospora langii</i>			×	×		
<i>Retusotriletes triangulatus</i>			×	×		×
<i>Kraeuselisporites pomeranius</i>			×	×		
<i>Chelinospora timanica</i>			×			
<i>Cymbosporites boafeticus</i>			×	×	×	
<i>Chelinospora</i> cf. <i>concinna</i>				×		
<i>Retusotriletes rotundus</i>				×		
<i>Retusotriletes rugulatus</i>				×		
<i>Cristatisporites trivialis</i>				×		
<i>Membrabaculisporis</i> sp.				×	×	×
<i>Apiculiretusispora nitida</i>				×		×
<i>Membrabaculisporis radiatus</i>					×	×
<i>Ancyrospora laciniosa</i>					×	
<i>Verrucosporites</i> sp.						×
<i>Verruciretusispora pallida</i>						×



*Membrabaculisporis radiatus* (Naumova) Arkhangelskaya, 1985  
*Perotrilites bifurcatus* Richardson, 1962  
*Perotrilites conatus* Richardson, 1962  
*Pomaranisporites subtriangularis* Fuglewicz et Prejbisz, 1981  
*Perotrilites meonacanthus* (Naumova) Arkhangelskaya var *rugosus* Kedo, 1955  
*Perotrilites? vermiculatus* Medyanik in litt. (*W*: Obukhovskaya, 2000)  
*Retusotriletes distinctus* Richardson, 1965  
*Retusotriletes rotundus* Strel emend. Lele et Strel, 1969  
*Retusotriletes rugulatus* Riegel, 1973  
*Retusotriletes triangulatus* (Strel) Strel, 1967

*Rhabdosporites langii* (Eisenack) Richardson, 1965  
*Rhabdosporites minutus* Tiwari et Schaarschmidt, 1975  
*Rhabdosporites mirus* Arkhangelskaya, 1985  
*Rhabdosporites parvulus* Richardson, 1965  
*Samarisporites triangulatus* Allen, 1965  
*Tholisporites densus* McGregor, 1960  
*Tholisporites tener* McGregor, 1960  
*Verruciretusispora pallida* Owens, 1971  
*Verrucosisporites flexibilis* Turnau, 1996  
*Verrucosisporites premnus* Richardson, 1965  
*Verrucosisporites scurrus* (Naumova) McGregor et Camfield, 1982



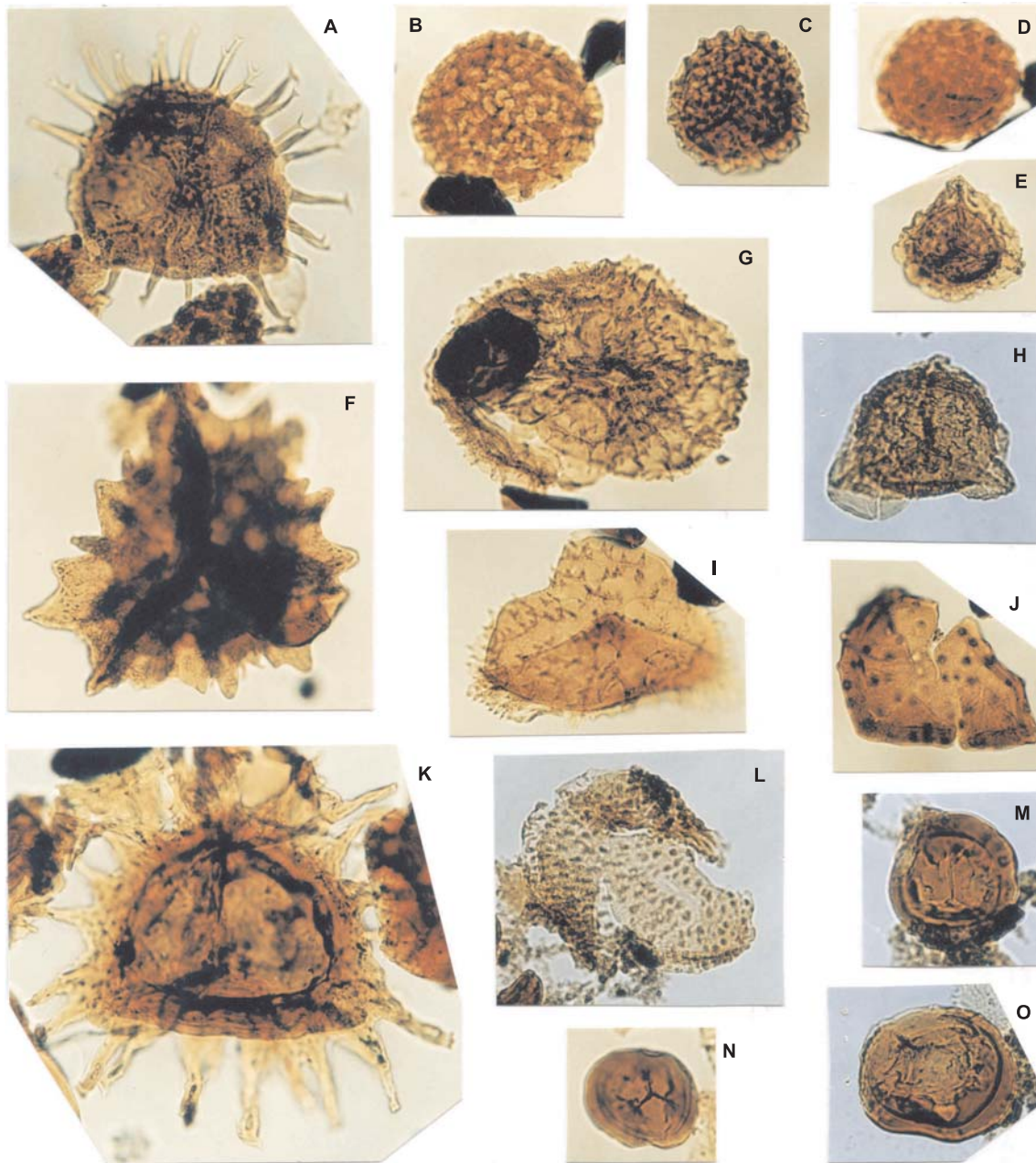
**Fig. 17.** Charakterystyczne gatunki spor żywetu – poziom sporowy „*Geminospora*” *extensa* (Ex), profil Jamno IG 1

A – *Chelinospora concinna*, głęb. 2173,2–2174,2 m, preparat PZNVII/41; B, C – *Geminospora decora*, głęb. 2143,1–2144,1 m; preparaty: B – PZNVII/35, C – PZNVII/34; D, E – *Aneurospora extensa*, D – głęb. 2143,1–2144,1 m, preparat PZNVII/34; E – głęb. 2176,2–2177,0 m, preparat PZNVII/47; F – *Geminospora lemurata*, głęb. 2143,1–2144,1 m, preparat PZNVII/34; G, H – *Samarisporites triangulatus*, głęb. 2123,1–2124,1 m, preparat PZNVII/29; I – *Kraeuselisporites spinutissimus*, głęb. 2143,1–2144,1 m, preparat PZNVII/34; J – *Ancyrospora ancyrea*, głęb. 2175,2–2176,2 m, preparat PZNVII/43; K – *Lanatisporites bislimbatus*, głęb. 2170,2–2171,2 m, preparat PZNVII/38; L – *Ancyrospora* ex gr. *incisa*, głęb. 2143,1–2144,1 m, preparat PZNVII/34; A–L  $\times 500$

Characteristic miospores of the Givetian – „*Geminospora*” *extensa* (Ex) spore Zone, Jamno IG 1 section

A – *Chelinospora concinna*, depth 2173.2–2174.2 m, slide PZNVII/41; B, C – *Geminospora decora*, depth 2143.1–2144.1 m; slides: B – PZNVII/35, C – PZNVII/34; D, E – *Aneurospora extensa*, D – depth 2143.1–2144.1 m, slide PZNVII/34; E – depth 2176.2–2177.0 m, slide PZNVII/47; F – *Geminospora lemurata*, depth 2143.1–2144.1 m, slide PZNVII/34; G, H – *Samarisporites triangulatus*, depth 2123.1–2124.1 m, slide PZNVII/29; I – *Kraeuselisporites spinutissimus*, depth 2143.1–2144.1 m, slide PZNVII/34; J – *Ancyrospora ancyrea*, depth 2175.2–2176.2 m, slide PZNVII/43; K – *Lanatisporites bislimbatus*, depth 2170.2–2171.2 m, slide PZNVII/38; L – *Ancyrospora* ex gr. *incisa*, depth 2143.1–2144.1 m, slide PZNVII/34; A–L  $\times 500$





**Fig. 18. Charakterystyka gatunków spor franu – poziomy sporowe *Tholisporites densus* (Den) i *Membrabaculisporis radiatus* (Rad), profil Jamno IG 1**

A – *Hystricosporites delectabilis*, głęb. 1901,0–1902,0 m, preparat PZNV1/83; B, C – *Convolutispora subtilis*: B – głęb. 1851,8–1852,8 m, preparat PZNV1/65; C – głęb. 1782,2–1783,6, preparat VI/59; D – *Convolutispora* sp., głęb. 1851,8–1852,8 m, preparat PZNV1/64; E – *Cristatisporites trivialis*, głęb. 1851,8–1852,8 m, preparat PZNV1/65; F – *Ancyrospora* ex gr. *incisa*, głęb. 1901,0–1902,0 m, preparat PZNV1/82; G, H – *Corystisporites pomeranius*, głęb. 1851,8–1852,8 m, preparat PZNV1/65; I – *Samarisporites triangulatus*, głęb. 1780,0 m, preparat PZNVII/25; J – *Cymbosporites boafeticus*, głęb. 1851,8–1852,8 m, preparat PZNV1/65; K – *Ancyrospora* sp., widoczne wielokrotnie rozwidłone wyrostki, głęb. 1901,0–1902,0 m, preparat PZNV1/83; L – *Membrabaculisporis radiatus*, fragment sporodermi, głęb. 1780,0, preparat PZNVII/26; M – *Tholisporites densus*, głęb. 1780,0 m, preparat PZNVII/25; N – *Archaeozonotriletes variabilis* var. *insignis*, głęb. 1901,0–1902,0 m, preparat PZNV1/83; O – *Tholisporites tenuis*, głęb. 1780,0 m, preparat PZNVII/25; A–O  $\times 500$

Characteristic miospores of the Frasnian – *Tholisporites densus* (Den) and *Membrabaculisporis radiatus* (Rad) spore zones, Jamno IG 1 section

A – *Hystricosporites delectabilis*, depth 1901.0–1902.0 m, slide PZNV1/83; B, C – *Convolutispora subtilis*: B – depth 1851.8–1852.8 m, slide PZNV1/65; C – depth 1782.2–1783.6, slide VI/59; D – *Convolutispora* sp., depth 1851.8–1852.8 m, slide PZNV1/64; E – *Cristatisporites trivialis*, depth 1851.8–1852.8 m, slide PZNV1/65; F – *Ancyrospora* ex gr. *incisa*, depth 1901.0–1902.0 m, slide PZNV1/82; G, H – *Corystisporites pomeranius*, depth 1851.8–1852.8 m, slide PZNV1/65; I – *Samarisporites triangulatus*, depth 1780.0 m, slide PZNVII/25; J – *Cymbosporites boafeticus*, depth 1851.8–1852.8 m, slide PZNV1/65; K – *Ancyrospora* sp., showing multifurcate spines, depth 1901.0–1902.0 m, slide PZNV1/83; L – *Membrabaculisporis radiatus*, sporoderm fragment, depth 1780.0, slide PZNVII/26; M – *Tholisporites densus*, depth 1780.0 m, slide PZNVII/25; N – *Archaeozonotriletes variabilis* var. *insignis*, depth 1901.0–1902.0 m, slide PZNV1/83; O – *Tholisporites tenuis*, depth 1780.0 m, slide PZNVII/25; A–O  $\times 500$

Hanna MATYJA

## BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW FRANU NA PODSTAWIE FAUNY KONODONTOWEJ

## Uwagi ogólne

Od co najmniej kilkudziesięciu lat konodonty uchodzą za najlepsze narzędzia stratygraficzne stosowane w określaniu wieku osadów dewońskich. Charakteryzują się bowiem powszechnością występowania, umożliwiając tym samym dokonanie precyzyjnego podziału systemu dewońskiego na jednostki chronostratygraficzne niższej rangi. Granice wszystkich pięter dewonu wyznaczone zostały przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną zgodnie z granicami wskazanymi poziomów konodontowych.

Podział górnego dewonu na poziomy konodontowe, zaproponowany przez Zieglera (1962) i niemal całkowicie zrewidowany w ciągu ostatnich blisko pięćdziesięciu lat, oparty jest obecnie wyłącznie na szybko ewoluujących taksonach preferujących środowiska otwartomorskie, pelagiczne, m.in. na przedstawicielach rodzaju *Mesotaxis* na początku franu, a *Palmatolepis* w ciągu franu i famenu (Ziegler, Sandberg, 1984, 1990; por. też zestawienie Clausen i in., 1993). Tak skonstruowany schemat, oparty na pierwszym pojawieniu się taksonu indeksowego, jest niezwykle użyteczny w obszarach zdominowanych w ciągu górnego dewonu przez otwartomorskie środowiska sedymentacyjne zbliżone do pelagicznych lub hemipelagicznych, umożliwia bowiem precyzyjną korelację między odległymi obszarami. Dzięki tym zaletom zyskał sobie miano podziału standardowego i stosowany jest z powodzeniem w skali globalnej. Schemat ten adoptowany jest jednak z trudnościami lub nie można go zastosować wcale na obszarach, które znalazły się w ciągu dewonu w strefie sedymentacji płytkowodnej i przybrzeżnej. W tego typu środowiskach nie występują przedstawiciele wspomnianych wyżej rodzajów konodontów o wyraźnych preferencjach pelagicznych, są one natomiast zdominowane przez formy specyficzne lub oportunistyczne. Te ostatnie są mało przydatne do badań biostratygraficznych, bo często charakteryzują się długimi zasięgami wiekowymi. Dla obszarów płytkowodnych i przybrzeżnych stworzono więc lokalne schematy biostratygraficzne, oparte na następstwie gatunków obserwowanym w obrębie rodzaju *Icriodus* (np. Sandberg, Dreesen, 1984), czy *Polygnathus* (np. Ziegler i in., 2000; Ovnatanova, Kononova, 2001), które, czasami z dużymi trudnościami, próbuje korelować się z podziałem standardowym (por. Bultynck, 2007).

Specyficzne wykształcenie osadów środkowodewońskich na obszarze Pomorza Zachodniego, reprezentujących głównie przybrzeżne i płytkomorskie, klastyczne, węglanowe, a najczęściej mieszane środowiska sedymentacyjne, wymagało zastosowania przynajmniej dwóch rodzajów narzędzi stratygraficznych do sprecyzowania ich wieku: konodontów w węglanowych fragmentach sukcesji, a spor w klastycznych. W dewonie górnym obszar pomorskiego dominowały natomiast osady węglanowo-margliste, związane z szelfowymi, choć niezbyt głębokimi środowiskami sedymentacji. W takich środowiskach trudno o lepsze narzędzie biostratygraficzne niż

konodonty, charakteryzujące się w stosunku do palynomorf znacznie wyższym stopniem rozdzielczości stratygraficznej.

Wspomniana strategia badawcza, wykorzystująca równolegle dwa narzędzia stratygraficzne, pozwoliła na uzyskanie dobrej, a miejscami bardzo dobrej jakości, wzajemnie uzupełniających się, danych biostratygraficznych w większości analizowanych do tej pory profilów środkowego i górnego dewonu.

Wyjątek stanowią profile Jamno IG 1, Jamno IG 2 i Jamno IG 3. W najbardziej kompletnym stratygraficznie profilu Jamno IG 1, gdzie najwyższy dolny dewon i dewon środkowy są reprezentowane przez dwie sekwencje skał klastycznych dużej miąższości, w których występują tylko nieliczne i cienkie wkładki skał węglanowych (osady formacji jamneńskiej i wyszebońskiej), przedzielone niezbyt grubą sekwencją osadów węglanowych (formacji sianowskiej) (por. fig. 14). Osady te reprezentują skrajnie płytkowodne i płytkowodne środowiska sedymentacji, właściwie nie dające nadziei na obecność w nich fauny konodontowej. Mimo tych niesprzyjających rokowań, pobrano 25 próbek na konodonty ze wszystkich węglanowych fragmentów profilu formacji jamneńskiej i wyszebońskiej oraz z formacji sianowskiej. Fragmenty elementów konodontowych (tylko gałązkowe) znaleziono zaledwie w kilku spośród nich, ich stan zachowania uniemożliwił jednak jakkolwiek werdykt stratygraficzny.

Relatywnie bogaty zespół konodontów znaleziono dopiero w obrębie frańskiej części formacji koczańskiej w profilu Jamno IG 1, zdominowanej przez osady węglanowe, reprezentujące środowiska platformy węglanowej. Do badań konodontowych pobrano 37 próbek. Platformowe elementy konodontowe znaleziono w 20 próbkach, z interwału głębokości 1700,0–1942,3 m (por. tab. 7).

W analizowanym zespole konodontowym brakuje przedstawicieli rodzajów *Mesotaxis* i *Palmatolepis*, a więc typowych przedstawicieli środowisk pelagicznych czy hemipelagicznych. Zespół konodontów z profilu Jamno IG 1 zdominowany jest przez przedstawicieli rodzaju *Polygnathus*, charakteryzujących się stosunkowo wąską i umiarkowanie urzeźbioną lub gładką platformą oraz mniej liczny rodzaj *Icriodus*, reprezentowany tylko przez jeden gatunek – *Icriodus subterminus*, natomiast rodzaje *Ancyrodella* i *Mehlina* reprezentowane są przez pojedyncze okazy. Zespół ten był jednak na tyle zróżnicowany, że możliwe było zidentyfikowanie kilku poziomów konodontowych wyróżnianych w standardowym podziale konodontowym franu (por. tab. 7 i fig. 19)

## Wyróżnione poziomy konodontowe franu

W przedziale głębokości 1875,0–1918,0 m znaleziono dość liczny zespół konodontów (tab. 7), m.in.: *Ancyrodella gigas*, *Ancyrodella rotundiloba*, *Icriodus subterminus*, *Polygnathus webbi*, *Polygnathys praepolitus* (fig. 20D), *Polygnathus* sp. A (fig. 20L) oraz *Polygnathus alatus* (fig. 20C). Spoś-

Tabela 7

**Występowanie i ilość platformowych elementów konodontowych w dolnej i środkowej części franu formacja koczańska, profil Jamno IG 1**

Distribution and number of conodont species (Pa conodont elements) in the lower and middle part of Frasnian Koczała Formation, Jamno IG 1 borehole section

Poziomy konodontowe Głębokość [m] Konodony	?	TRANSITANS-PUNCTATA							DOLNY HASSI					HASSI				*		
	1942,3	1918-1917	1897-1896	1887-1883	1883-1882	1880-1879	1878-1877	1876-1875	1873,8	1871,3	1867-1866	1865,3	1865-1864	1862,8	1837-1836	1713-1712	1707,0	1703,0	1703-1702	1701-1700
<i>Polygnathus pennatus</i>																			1	
<i>Mehlina gradata</i>									1											
<i>Polygnathus evidens</i>									1	1		1								
<i>Polygnathus pseudoxylus</i>									1	1				1						
<i>Polygnathus webbi</i> → <i>Polygnathus zinaide</i>									6	1				1						
<i>Ancyrodella gigas</i>								1		2										
<i>Ancyrodella rotundiloba</i>								1												
<i>Icriodus subterminus</i>		1	1		1	2	1	12		1	1	2		1						1
<i>Icriodus cf. subterminus</i>									2	1										
<i>Polygnathus webbi</i>		1						1										1		
<i>Polygnathus praepolitus</i>		1								2		1					1			
<i>Polygnathus sp. A</i>					1															
<i>Polygnathus spp.</i>	2	6		1	3			40					2							
<i>Polygnathus alatus</i>	1					2		3			4				1	1		1		1

\* HASSI-?DOLNY RHENANA

ród wymienionych znaczenie stratygraficzne mają: *Polygnathus praepolitus* i *Ancyrodella rotundiloba*. Pierwszy z wymienionych gatunków nie jest znany poniżej poziomu *transitans* (Ovnatanova, Kononova, 2001), drugi, jak się powszechnie przyjmuje, pojawia się w poziomie *falsiovalis* (np. Klapper, Johnson *W*: Johnson., 1990; Gouwy, Bultynck, 2000; Uyeno, Wendte, 2005) i nie występuje powyżej poziomu *punctata* (m.in. Sandberg i in., 1989; Ziegler, Sandberg, 1990; Ovnatanova, Kononova, 2001). Można zatem przyjąć, że osady ze wskazanego przedziału głębokości należą do franu, do jego części odpowiadającej poziomom konodontowym *transitans* i *punctata* (por. fig. 19).

Dolny poziom *hassi* zidentyfikowano w przedziale głębokości 1862,8–1873,8 m (tab.7, por. też fig. 14 i 19) na podstawie obecności *Polygnathus webbi*→*Polygnathus zinaide* (fig. 20M–O) oraz *Polygnathus pseudoxylus* (fig. 20B). Informacje dotyczące rozprzestrzenienia obydwu niedawno wykreowanych gatunków, jak i ich zasięgu stratygraficznego, ograniczone są, jak dotychczas, do obszarów platformy rosyjskiej i Reńskich Gór Łupkowych (Ziegler i in, 2000; Ovnatanova, Kononova, 2001). Pierwszy z wymienionych gatunków pojawia się po raz pierwszy na obszarze platformy rosyjskiej w dolnej części dolnego poziomu *hassi*, drugi nie jest znany tam powyżej tegoż poziomu (Ovnatanova, Kononova, 2001). Wymienionym taksonom towarzyszą *Mehlina gradata* (fig. 20K), *Polygnathus evidens* (fig. 20J), *Ancyrodella gigas* (fig. 20P), *Icriodus sub-*

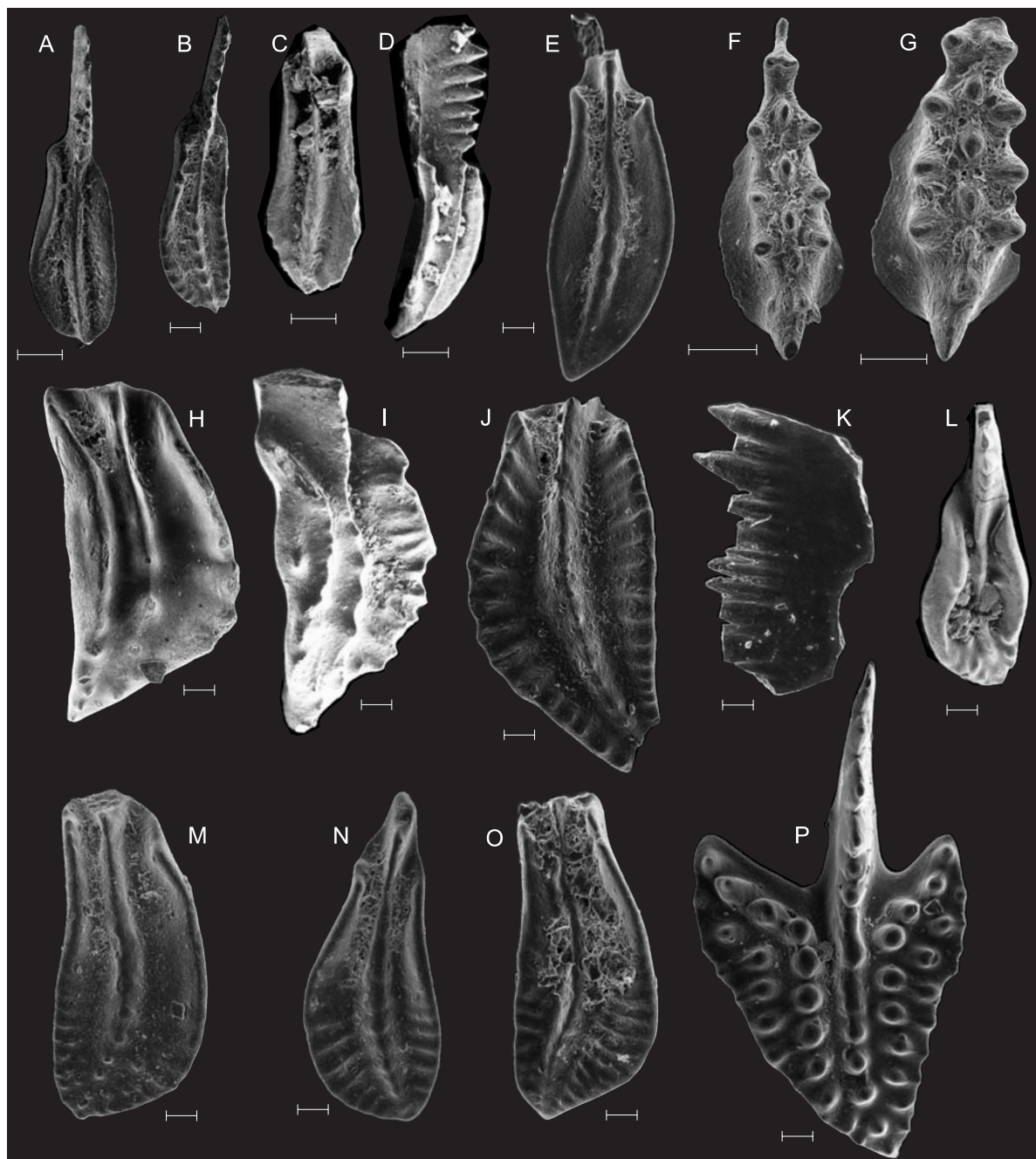
*terminus* (fig. 20F–G), *Polygnathus praepolitus* (fig. 20E) i *Polygnathus alatus*, gatunki charakteryzujące się szerszymi zasięgami stratygraficznymi (m.in. Klapper, Lane, 1985, 1988; Klapper, 1988; Ziegler, Sandberg, 1990; Klapper, Becker,

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	PODPIĘTRO	Poziom konodontowy
DEWON	GÓRNY	FRAN	GÓRNY	<i>linguliformis</i>
			ŚRODKOWY	<i>rhenana</i> —
				<i>jamieae</i>
				<i>hassi</i> —
				<i>punctata</i>
			DOLNY	<i>transitans</i>
<i>falsiovalis</i> —				

**Fig. 19. Standardowe poziomy konodontowe franu (Ziegler, Sandberg, 1990); podział franu na podpiętra zgodnie ze wstępnymi propozycjami Podkomisji Stratygrafii Dewonu (2004)**

Frasnian standard conodont zonation (Ziegler, Sandberg, 1990); Frasnian substages after preliminary proposition of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy (2004)





**Fig. 20. Konodonty dolnego i środkowego franu: od poziomu *transitans* do ?dolnego poziomu *rhenana* – profil Jamno IG 1, formacja koczalska**

A – *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, głęb. 1707,0 m; B – *Polygnathus pseudoxylylus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, głęb. 1862,8 m; C – *Polygnathus alatus* Huddle, głęb. 1875,0–1876,0 m; D – *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, głęb. 1917,0–1918,0 m; E – *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars → *Polygnathus politus* Ovnatova, głęb. 1871,3 m; F, G – *Icriodus subterminus* Youngquist, głęb. F – 1871,3 m, G – 1865,3 m; H – *Polygnathus webbi* Stauffer, głęb. 1703,0 m; I – *Polygnathus pennatus* Hinde, głęb. 1702,0–1703,0 m; J – *Polygnathus evidens* Klapper et Lane, głęb. 1871,3 m; K – *Mehlina gradata* Youngquist, głęb. 1871,3 m; L – *Polygnathus* sp. A, głęb. 1882,0–1883,0 m; M–O – *Polygnathus webbi* Stauffer → *Polygnathus zinaide* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, głęb.: M, N – 1873,8 m, O – 1871,3 m; P – *Ancyrodella gigas* Youngquist, głęb. 1871,3. Skala 100 µm

Lower to middle Frasnian conodonts: from the *transitans* to the ?Lower *rhenana* zones  
– Jamno IG 1 section, Koczalska Formation

A – *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, depth 1707.0 m; B – *Polygnathus pseudoxylylus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, depth 1862.8 m; C – *Polygnathus alatus* Huddle, depth 1875.0–1876.0 m; D – *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, depth 1917.0–1918.0 m; E – *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars → *Polygnathus politus* Ovnatova, depth 1871.3 m; F, G – *Icriodus subterminus* Youngquist, depth F – 1871.3 m, G – 1865.3 m; H – *Polygnathus webbi* Stauffer, depth 1703.0 m; I – *Polygnathus pennatus* Hinde, depth 1702.0–1703.0 m; J – *Polygnathus evidens* Klapper et Lane, depth 1871.3 m; K – *Mehlina gradata* Youngquist, depth 1871.3 m; L – *Polygnathus* sp. A, depth 1882.0–1883.0 m; M–O – *Polygnathus webbi* Stauffer → *Polygnathus zinaide* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimars, depth: M, N – 1873.8 m, O – 1871.3 m; P – *Ancyrodella gigas* Youngquist, depth 1871.3 m. Scale 100 µm

1999; Gouwy, Bultynck, 2000; Ziegler i in., 2000; Ovnatanova, Kononova, 2001; Bultynck, 2003).

Poziom *hassi* (nierozdzielony) notowany jest w przedziale głębokości 1837,0–1702,0 m (tab. 7), na podstawie położenia w profilu nad udokumentowanym dolnym poziomem *hassi* oraz dzięki obecności *Polygnathus pennatus* (fig. 20I) na głębokości 1702,0–1703,0 m (por. Ziegler i in., 2000 oraz Ovnatanova, Kononova, 2001). Występują tu również *Polygnathus praepolitus* (fig. 20A), *Polygnathus webbi* (fig. 20H) oraz *Polygnathus alatus*.

Na głębokości 1700,0–1701,0 m znaleziono tylko pojedyncze okazy dwóch gatunków: *Icriodus subterminus* i *Polygnathus alatus* (tab. 7). Obydwa gatunki mają szerokie zasięgi stratygraficzne, ich pierwsi przedstawiciele pojawiają się jeszcze w żywocie (por. Bultynck, 2003; Narkiewicz, Bultynck, 2007), ostatni notowani są w dolnym poziomie *rhenana* (Ziegler i in., 2000; Bultynck, 2003). Można zatem przypuszczać, że wskazany fragment profilu należy do poziomu *hassi* lub już do poziomu *rhenana* (tab. 7, fig. 14, 20).

## Krzysztof RADLICZ

### PETROGRAFIA ORAZ DIAGENEZA OSADÓW DEWONU

#### Wstęp

Badania petrograficzne, mikrofacjalne i diagenetyczne osadów oparto na opisach litologicznych profilów dewonu oraz obserwacjach mikroskopowych skał z otworów wiertniczych Jamno IG 1 – 1051 m, IG 2 – 178 m i IG 3 – 215 m. Łącznie zbadano 195 płytek cienkich z uwzględnieniem materiałów archiwalnych J. Dadlez z otworu Jamno IG 1. Do badań SEM odłupków i płytek cienkich pobrano 20 próbek, do badań katodoluminescencyjnych – 10 próbek. Lito- i mikrofacje oraz badania katodoluminescencyjne udokumentowano łącznie 40 fotografiami. Ponadto wykonano 16 fotografii SEM (większość składników zidentyfikowano widmami rentgenowskimi EDS), 7 analiz ilościowych dolomitu i anhydrytu oraz analiz profilowych Sr w anhydrycie. Wykorzystano również analizy chemiczne węglanów z oznaczeń kalcyometrii i dolometrii otworowej. Dla określenia zmienności litologicznej wykorzystano opisowe profile litologiczne otworów wiertniczych wg Pajchlowej (*W*: Dokumentacja..., 1967a, b, 1968), zaś podział na kompleksy przyjęto wg Dadleza (1978) i Matyi (1993, 2006).

#### Metodyka badań

Badania mikroskopowe płytek cienkich przeprowadzono pod mikroskopem polaryzacyjnym typu Zetopan-Reichert, mikroskopowe badania katodoluminescencyjne w mikroskopie typu Optiphot 2 (Nikon) z aparaturą (model CCL 8200 mk3) firmy Cambridge Image Technology Ltd. Skład mineralny i mikrostruktury skalne zbadano w mikroskopie elektronowym skaningowym (SEM) typu JSM-35 firmy JEOL i w mikroskopię energetycznej EDS-ISIS. Analizie chemicznej jakościowej, punktowej, poddano 92 mikroobszary w próbkach, zaś analizie ilościowej, punktowej i profilowej 7 próbek. W kilku próbkach wykonano wcześniej analizę rentgenowską na dyfraktometrze firmy Philips PW1840, w celu określenia składu mineralnego substancji ilastej.

Najpełniejszy i najlepiej rdzeniowany profil osadów dewonu uzyskano w otworze wiertniczym Jamno IG 1. Według Turnau i Matyi (2001) oraz Matyi (1993, 2004, 2006), reprezentują go osady ?najwyższego emsu, dewonu środkowego i franu.

Wyróżniono tu cztery formacje: najstarszą jamneńską, sianowską, wyszeborską i koczańską (por. fig. 14). W otworach wiertniczych Jamno IG 2 i IG 3 występuje jedynie formacja jamneńska (por. fig. 15 i 16). W otworze Jamno IG 1 osady formacji jamneńskiej kontaktują bezpośrednio z osadami ordowiku, a ich miąższość osiąga 460,5 m (2286,5–2747,0 m). W otworze Jamno IG 2 formacja jamneńska liczy 178,5 m miąższości (1917,5–2096,0 m), a w otworze Jamno IG 3 – 215 m miąższości (1985,0–2200,0 m). Na osadach dewonu we wszystkich trzech otworach stwierdzono utwory wieku permjskiego.

#### Charakterystyka litologiczna i petrograficzna

**Formacja jamneńska.** Wśród osadów formacji jamneńskiej wyróżniono: zlepieńce, arenity i waki żwirowe, arenity, różno-, średnio- i drobnoziarniste waki kwarcowe, pyłowce oraz mułowce ilaste i ilasto-piaszczyste. W otworze wiertniczym Jamno IG 1 (85% uzysku rdzenia) udział procentowy poszczególnych typów osadów w formacji jamneńskiej wynosi: zlepieńce, piaskowce i waki żwirowe – 3,0%, piaskowce, nierówno- i średnioziarniste waki kwarcowe – 15,2%; piaskowce i waki drobnoziarniste – 49,9%; pyłowce – 16,4%; mułowce ilaste i ilasto-piaszczyste – 0,4% oraz osady rozwiercone – brak prób 15,1%.

**Zlepieńce, arenity i waki żwirowe.** W profilu Jamno IG 1 zanalizowano próbki z głębokości: 2307,9; 2309,9; 2361,3–2361,8; 2164,6; 2363,6; 2416,5; 2416,4; 2465,1; 2465,0 m; w otworze Jamno IG 2: 1959,0; 2000,5 i 2074,5 m. Występują one we wkładkach i ławicach o miąższości 0,05–1,4 m, najczęściej 0,2–0,4 m.

Analizowane osady odznaczają się barwami jasnymi i popielatymi, szarymi oraz rdzawożółtymi. Cechy petrograficzne zlepieńców, arenitów i waki żwirowych formacji jamneńskiej zestawiono w tabeli 8 oraz przedstawiono m.in. na figurze 21B i C.

Najczęstszym składnikiem zlepieńców są litoklasty mułowców ilastych i pyłowców barwy stalowoszarej, szarej, zielonoszarej, ciemnoszarej oraz ciemnowiśniowobrunatnej. Występują one przeważnie w formach dyskoidalnych lub płytek wielkości do 7 cm. Otoczki pyłowców najczęściej są elipsoidalne. Otoczki białego i różowego kwarcu, rzadziej skalenia potas-



Tabela 8

## Skład petrograficzny i uziarnienie zlepieńców, arenitów i wak zwirowych formacji jamneńskiej

Composition and grain size of conglomerates, arenites and pebble wackes of the Jamno Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo			Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu	
Kwarc Litoklasty: dolosparyty żelaziste, dolosparyty pylaste i piaszczyste, piaszkowce dolomityczne, piaszkowce kwarcowe, mułowce ilaste	10 75	0,4–0,9 0,9–21,0	3–5	matriks dolosparyt ziarna kwarcu	20 10	0,09–0,6 0,05–0,2	miejscami liczne zwęglone włókna roślinne
Kwarc Litoklasty: mułowce illitowe ortokwarcytowe piaszkowce średnio- i drobnoziarniste, pyłowce kwarcowe Minerały ciężkie	5 75 pojed.	0,4–0,9 0,9–21,0 0,9–4,6		matriks dolosparyt ziarna kwarcu	10 10	0,05–0,2 0,05–0,2	ortokwarcytowe piaszkowce, pyłowce i kwarcie agregatowe o średnicy do 50 mm, elipsoidalne
Kwarc Litoklasty: madstony ilaste, siltyty, ortokwarcytowe arenity Ziarna hematytu	15 50 15	0,05–1,2 0,30–7,4 0,30–1,0	0,3–0,5 3,0–4,0 0,6	illit ziarna kwarcu	15 5	0,05–0,2	procesy wciskowe ziarn kwarcu w mułowcu i pyłowcu

wego o średnicach 2–20 mm (rzadziej 40–50 mm), mają kształty elipsoidalne, odznaczają się strukturą granuloblastyczną i należą prawdopodobnie do ortokwarcytów. W niektórych wkładkach zlepieńców (fig. 21A, 22C i D) trafiają się okruchy drobno- i średnioziarnistych piaszkowców kwarcowych o kształtach bardziej izometrycznych i średnicy do 20 mm. Lokalnie, w otworze Jamno IG 1, w próbkach z głębokości 2308,65 i 2309,0 m, a w otworze Jamno IG 2 z głębokości 1925,93 m, stwierdzono dyskoidalne i elipsoidalne okruchy dolosparytów i dolosparytów żelazistych oraz dolosparytów piaszczystych (kwarcowych). Matriks przeważnie jest dolosparytowo-piaszczysty, czasem ilasto-piaszczysty. W wielu przypadkach występują w nim również wzbogacenia w minerały nieprzezroczyste oraz zwęglone fragmenty roślin. W litoklastach mułowców ilastych zaznaczają się często procesy wciskowe, zaś strzępy roślinne pod wpływem ziarn detrytycznych uległy również deformacjom.

Zlepieniece oraz arenity i waki zwirowe należą do morskich osadów przybrzeżnych i reprezentują środowisko o bardzo wysokiej energii hydrodynamicznej.

Średnio- i różnoziarniste arenity i waki. Wśród arenitów i wak średnio- i różnoziarnistych zanalizowano próbki z otworu Jamno IG 1 z głębokości: 2287,0; 2305,0; 2358,85; 2361,3; 2367,3; 2416,2–2420,2; 2739,4 m; z otworu Jamno IG 2: 1978,5–1979,3; 2025,3; 2084,6 m; z otworu Jamno IG 3 – 2114,8 m.

W otworze Jamno IG 1 omawiane osady stanowią 45,2% miąższości formacji jamneńskiej. Występują we wkładkach i w warstwach grubości 0,1–4,7 m, najczęściej 0,5–1,2 m. Odznaczają się zabarwieniem jasnoszarym i zielonawoszarym. Często widoczne jest warstwowanie poziome, niekiedy podkreślone smużystym udziałem ziaren minerałów czarnych, różowych i zielonych oraz przekątna laminacja riplemarkowa, podkreślona laminami wzbogaconymi w łyszczyki i zwęglone

fragmenty flory. Miejscami arenity i waki różnoziarniste charakteryzują się znacznym udziałem klastów mułowców ilastych i pyłowców, otoczków kwarcu mlecznego średnicy wak. Skład petrograficzny arenitów i wak różno- i średnioziarnistych przedstawiono w tabeli 9.

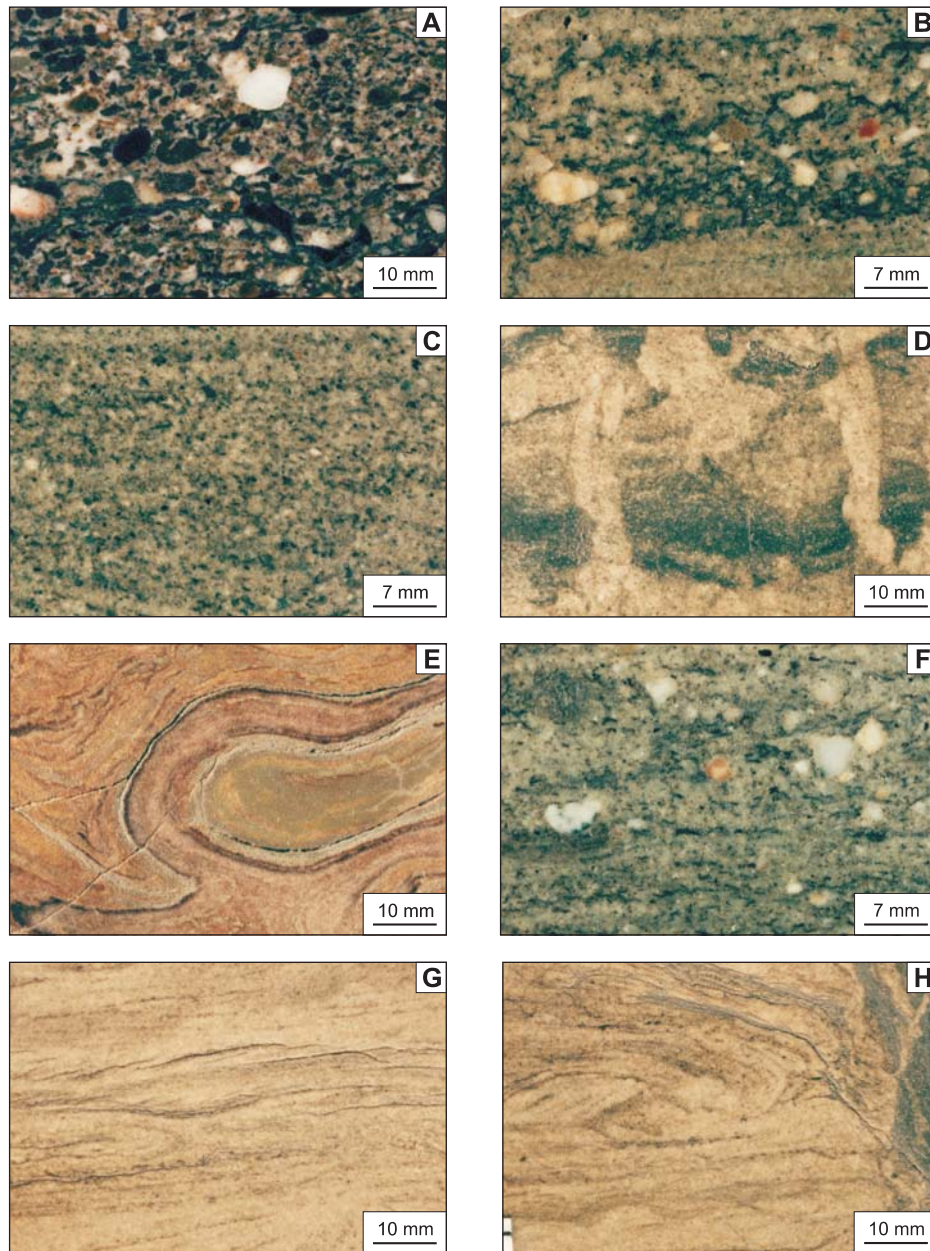
Zwięźłość arenitów i wak jest bardzo zróżnicowana. Najczęściej są bardzo zwięzłe i twarde, miejscami słabo spojone i kruche, porowate, czasem o oddzielności płytkowej. W laminach łyszczykowych udział muskowitu i biotyty dochodzi do 30%. W próbce z głębokości 2357,45 m stwierdzono pojedyncze konodonty lub zęby ryb.

Cement w arenitach bywa kwarcowy, kwarcowo-dolosparytowy (fig. 22F–H, 23C) oraz kwarcowo-illitowy (fig. 22E, 24A).

Arenity i waki kwarcowe, nierówno- i średnioziarniste reprezentują morskie środowisko o wysokiej energii hydrodynamicznej i dużym przepływie.

Drobnoziarniste arenity i waki zanalizowano mikroskopowo w próbkach z profilu Jamno IG 1 z głęb.: – 2295,0; 2310,2; 2315,5; 2319,0; 2325,0; 2330,0; 2335,5; 2356,8; 2364,0; 2368,5; 2377,2–2380,0; 2381,5; 2386,0; 2388,0; 2392,5; 2405,2; 2428,7; 2431,5; 2433,55; 2461,0; 2465,7; 2482,0; 2491,5; 2496,0; 2515,7; 2534,15; 2548,9; 2592,6–2599,0; 2611,8–2618,0; 2682,0; 2706,8; 2720,2; 2735,5 m; w profilu Jamno IG 2 z głęb. – 1926,1; 2068,5; 2079,8; 2080,6 m; w profilu Jamno IG 3 z głęb. – 2032,9; 2101,8; 2129,7; 2143,2; 2195,1; 2196,5 m.

Drobnoziarniste arenity i waki są najczęściej spotykanymi osadami w formacji jamneńskiej, stanowiąc w niej 49,9%. Występują one w warstwach i wkładkach miąższości 0,05–9,30 m, najczęściej 1,5–3,0 m i 0,2–0,9 m. Osady te bywają masywne, warstwowane poziomo, niekiedy cechuje je przekątna laminacja riplemarkowa, z laminami wzbogaco-



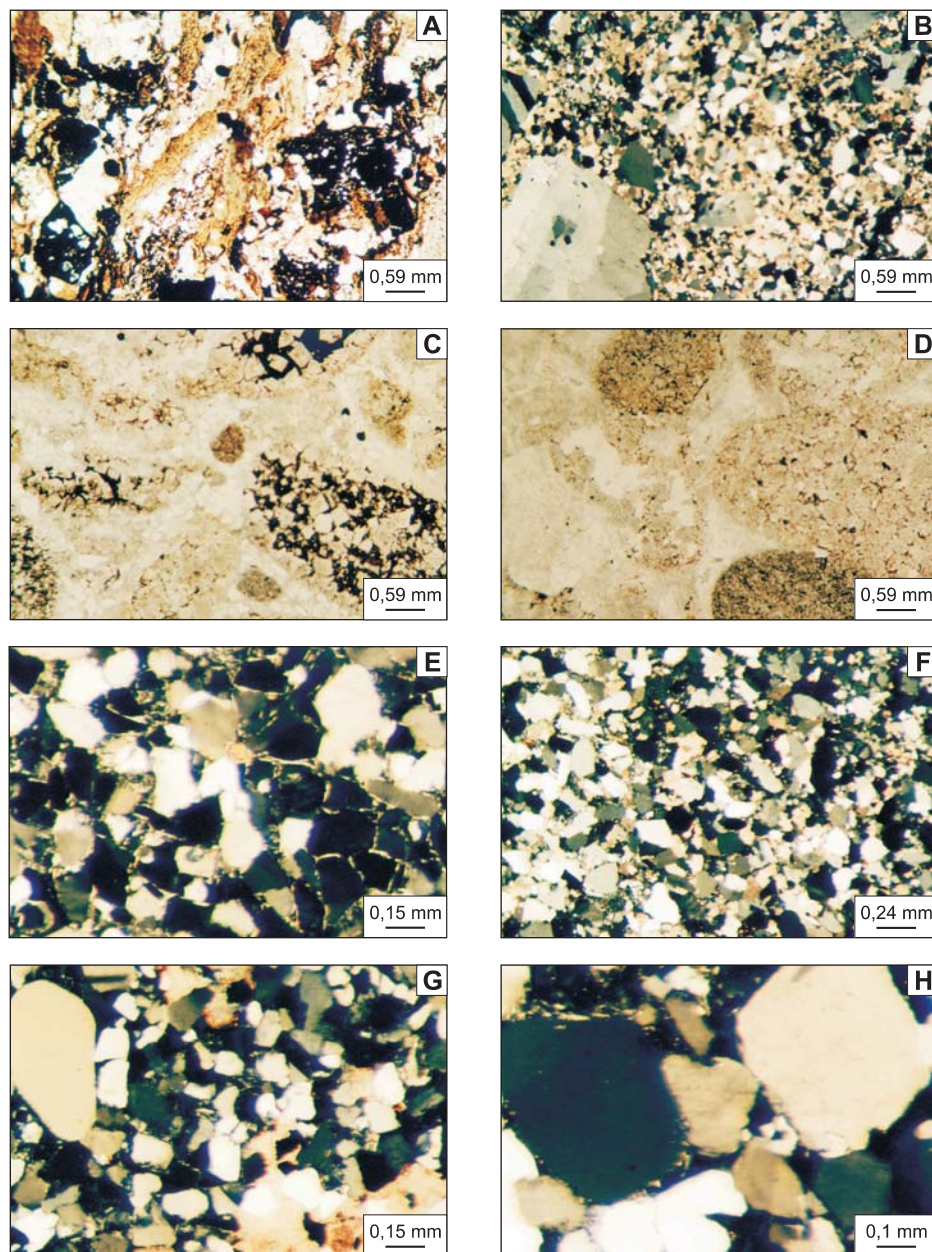
**Fig. 21. Dewon środkowy, formacja jamneńska (A–E) i formacja sianowska (F–H) – powierzchnie polerowane**

A – zlepniec litoklastyczno-kwarcowy, profil Jamno IG 1, głęb. 2308,5 m; B – zlepniec kwarcowo-litoklastyczny (górną zdjęcie), laminowany piaskowiec kwarcowy (dół zdjęcie), profil Jamno IG 1, głęb. 2361,3 m; C – gruboziarnisty dolomityczny piaskowiec kwarcowo-litoklastyczny, profil Jamno IG 1, głęb. 2357,85 m; D – waka z bioturbacjami, profil Jamno IG 1, głęb. 2433,57 m; E – konwolucie warstwowy pyłowiec, profil Jamno IG 3, głęb. 2035,0 m; F – piaskowiec żwirowy, kwarcowo-litoklastyczny, przekątnie warstwowy, profil Jamno IG 1, głęb. 2282,2 m; G – piaskowiec kwarcowy z przekątną laminacją riplemarkową i laminacją smużystą, profil Jamno IG 1, głęb. 2282,65 m; H – pyłowiec ze strukturami pogrązowymi i z przekątną laminacją riplemarkową, profil Jamno IG 1, głęb. 2282,79 m

**Middle Devonian, Jamno Formation (A–E) and Sianów Formation (F–H); polished surfaces**

A – lithoclastic-quartz conglomerate, Jamno IG 1, depth 2308.5 m; B – quartz-lithoclastic conglomerate (top), quartz arenite (bottom), Jamno IG 1, depth 2361.3 m; C – cross bedded, dolomitic coarse-grained (quartz-lithoclastic) arenite, Jamno IG 1 depth 2357.85 m; D – wacke with bioturbations, Jamno IG 1, depth 2433.57 m; E – convolute bedded, laminated siltstone, Jamno IG 3, depth 2035.0 m; F – cross bedded, quartz-lithoclastic pebbly sandstone, Jamno IG 1, depth 2282.2 m; G – quartz arenite with ripple cross lamination and flaser lamination, Jamno IG 1, depth 2282.65 m; H – siltstone with load casts and ripple cross lamination, Jamno IG 1, depth 2282.79 m





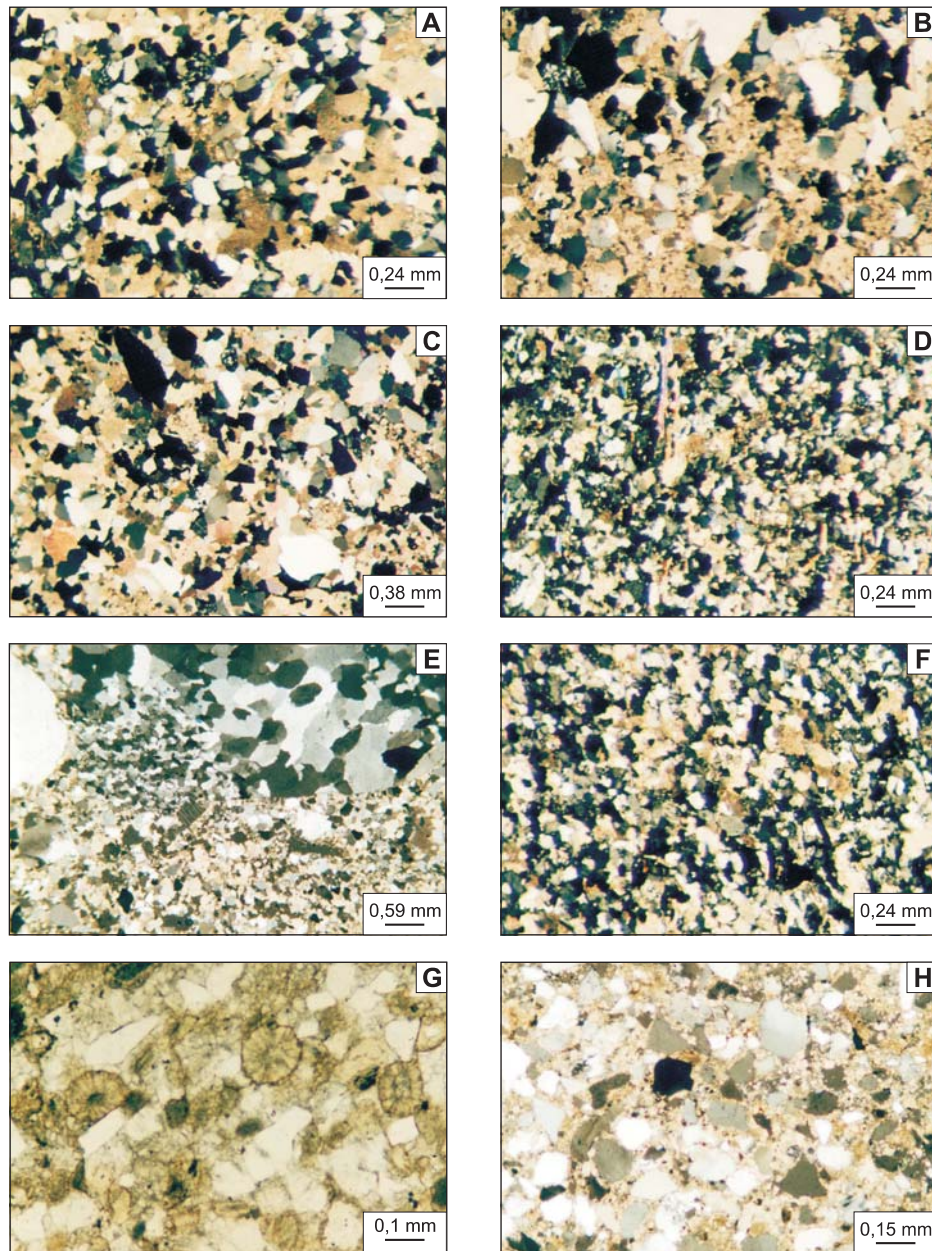
**Fig. 22. Devon środkowy, formacja jamneńska – płytki cienkie**

**A** – żelazisty zlepieniec litoklastyczny; Jamno IG 2, głęb. 1959,0 m, bez analizatora; **B** – piaskowiec żwirowy (kwarcowy) z cementem dolosparytowym, Jamno IG 1, głęb. 2361,3 m; **C** – zlepieniec z litoklastami dolomitowo-żelazistymi i dolomitowymi, matriks dolosparytowo-piaszczysty, Jamno IG 1, głęb. 2309,0 m, bez analizatora; **D** – zlepieniec z klastami dolomitów żelazistych, dolomitów i piaskowców kwarcowych, cement dolosparytowy, Jamno IG 1, głęb. 2308,65 m, bez analizatora; **E** – piaskowiec kwarcowy, kontakty między ziarnami wklęsło-wypukłe, reliktowe spoiwo błonkowe illitowe, Jamno IG 1, głęb. 2739,4 m; **F** – piaskowiec kwarcowy, cement dolosparytowy, kontakty między ziarnami wklęsło-wypukłe, Jamno IG 3, głęb. 2113,8 m; **G** – piaskowiec kwarcowy, różnoziarnisty z gniazdem dolosparytowym (prawy dolny róg zdjęcia), Jamno IG 2, głęb. 1981,5 m; **H** – piaskowiec kwarcowy, ziarna obtoczone (kontakt wklęsło-wypukły), cement kwarcowo-dolosparytowy, Jamno IG 1, głęb. 2367,3 m; nikole skrzyżowane z wyjątkiem wskazanych

#### Middle Devonian, Jamno Formation – thin sections

**A** – ferruginous, lithoclastic conglomerate, Jamno IG 2, depth 1959.0 m, without analyser; **B** – pebbly quartz arenite with dolosparitic cement, Jamno IG 1, depth 2361.3 m; **C** – conglomerate with dolomitic-ferruginous and dolomitic lithoclasts, dolosparite-sandy matrix, Jamno IG 1, depth 2309.0 m, without analyser; **D** – conglomerate with dolomitic-ferruginous, dolomitic and arenite lithoclasts, dolosparite cement, Jamno IG 1, depth 2308.65 m, without analyser; **E** – quartz arenite with concavo-convex contacts with relict pellicular illitic cement, Jamno IG 1, depth 2739.4 m; **F** – quartz arenite with dolosparite cement, concavo-convex contact, Jamno IG 3, depth 2113.8 m; **G** – vari-grained quartz arenite with dolosparitic druse (the lower, right part of the picture), Jamno IG 2, depth 1981.5 m; **H** – quartz arenite with rounded grains (concavo-convex contact) with quartz-dolosparitic cement, Jamno IG 1, depth 2367.3 m; crossed polars, unless otherwise stated





**Fig. 23. Dewon środkowy, formacja jamneńska (A–D) i formacja sianowska (E–H) – płytki cienkie**

**A** – poikiloklastyczny, wapnisty (kalcysparytowy) piaskowiec kwarcowy, Jamno IG 2, głęb. 1926,1 m; **B** – dolomityczny (dolosparytowy) piaskowiec kwarcowy z ziarnami mikroklinu; Jamno IG 2, głęb. 2084,6 m; **C** – różnoziarnisty piaskowiec kwarcowy z cementem dolosparytowym; Jamno IG 1, głęb. 2357,85 m; **D** – piaskowiec kwarcowy z muskowitem, cement dolosparytowo-kwarcowy, Jamno IG 1, głęb. 2296,9 m; **E** – zlepienie litoklastyczny z cementem dolosparytowym, Jamno IG 1, głęb. 2282,2 m; **F** – pyłowiec kwarcowo-muskowitowy z cementem dolosparytowym, Jamno IG 1, głęb. 2282,8 m; **G** – piaskowiec kwarcowy ze sferoidami ankerytowymi, cement dolomitowo-żelazisty; czarne skupienia – substancja organiczna rozmieszczona w mikrostylolitach; Jamno IG 1, głęb. 2228,0 m, bez analizatora; **H** – waka kwarcowa, cement ilasto-dolosparytowy, otwór Jamno IG 1, głęb. 2224,3 m; nikole skrzyżowane z wyjątkiem wskazanych

Middle Devonian, Jamno Formation (A–D) and Sianów Formation (E–H) – thin sections

**A** – quartz arenite with calcisparitic, poikiloclastic cement, Jamno IG 2, depth 1926.1 m; **B** – quartz arenite with dolosparitic cement; single grains of microcline, Jamno IG 2, depth 2084.6 m; **C** – vari-grained quartz arenite; Jamno IG 1, depth 2357.85 m; **D** – quartz arenite with muscovite, quartz-dolosparitic cement, Jamno IG 1, depth 2296.9 m; **E** – lithic conglomerate with dolomitic cement, Jamno IG 1, depth 2282.2 m; **F** – quartz-muscovite siltstone with dolosparitic cement, Jamno IG 1, depth 2282.8 m; **G** – quartz arenite with ankerite spheroids and ferruginous dolosparitic cement; black grains – organic matter; Jamno IG 1, depth 2228.0 m, without analyser; **H** – quartz wacke with dolosparitic-clay cement, Jamno IG 1, depth 2224.3 m; crossed polars, unless otherwise stated

Tabela 9

## Skład petrograficzny oraz uziarnienie średnio- i różnoziarnistych arenitów i wak formacji jamneńskiej

Composition and grain size of medium- and vari-grained of arenites and wackes of the Jamno Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo				Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu	Najczęstsza średnica sparytu	
Kwarc Mikroklin Minerały ciężkie Muskowit + biotyt Litoklasty: pyłowce, piaskowce, łupki kwarcytowe, kwarcowe (fig. 24H), dolomity, mułowce ilaste bioklasty, konodonty lub zęby ryb	40–60 5 do 2 do 3–5 10–26 pojed.	0,1–4,0 0,1–0,9 0,05–0,18 0,15–4,5	0,3–0,4	dolosparyt kwarcowy regeneracyjny ilasty, drobno- huseczkowy	do 30 do 25 do 2	0,06–0,3	0,1	w laminach łyszczykowych udział muskowitu i biotyty do 30%
Kwarc Skalenie Muskowit Minerały ciężkie	55–7 1–3 do 3 do 1	0,05–1,9 0,1–0,3 0,1–0,4 0,05–0,2	0,1 i 0,2–0,3	dolosparyt illit kwarcowy	7–30 3–20 do 15	0,1–3,0	0,4–0,75	arenity i waki średnioziarniste
Kwarc Skalenie i ziarna kaolinitu Muskowit Minerały ciężkie Litoklasty: mułowce ilaste	60–73 2–10 do 3 do 2 do 5	0,06–0,45 0,1–0,9 0,1–0,7 0,05–0,2 0,1–6,0	0,15 i 0,3	kwarcowy regeneracyjny kalcysparytowy	10–20 do 10			regeneracja kwarcowa częściowa z relikami illitu błonkowego, wtórny cement kalcysparytowy

nymi w łyszczyki i minerały ciężkie lub mułowce ilaste i pyłowce. Są one barwy jasnoszarej, szarej, zielonoszarej, wiśniowej lub rdzawowiśniowej i wiśniowobrunatnej, czasem plamiste zielonawoszare lub rdzawowiśniowe. W osadach tych przeważnie występuje pozioma lub przekątna laminacja riplemarkowa, podkreślona laminami łyszczykowymi, kwarcowymi, zwęglonymi fragmentami flory lub smugami minerałów ciężkich. Niekiedy laminy są złożone z pyłowców i mułowców ilastych. W drobnoziarnistych arenitach i wackach często występują drobne lub grubsze, płytkowe okruchy mułowców oraz obtoczone okruchy pyłowców. Zwięźłość arenitów i wak jest bardzo zmienna. Niekiedy obok siebie występują warstwy zwięzłe i mało zwięzłe, krusze (np. w otworze Jamno IG 2 na głęb. 2054,3–2060,2 m i 2063,2–2065,2 m oraz w otworze Jamno IG 3 na głęb. 2054,7–2055,8 m. Powstanie w piaskowcach struktury gruzłowej łączy się z budinażem dia-genetycznym.

Lokalnie arenity i waki są słabo zwięzłe, porowate. Miejscami występują bioturbacje (fig. 21D) lub zaburzenia związane ze spływami. Cechą tych osadów jest ogromna zmienność barw od popielatych, jasnoszarych i szarych do wiśniowych i brunatnowiśniowych, oraz powszechność występowania zwęglonych fragmentów flory. Cechy petrograficzne drobnoziarnistych arenitów i wak formacji jamneńskiej przedstawiono w tabeli 10.

Zmienność cementów ortochemicznych jest duża. Wyróżniono cementy monomineralne i polimineralne. Wśród monomineralnych stwierdzono cementy illitowe lub chlorytowe i kwarcowe regeneracyjne oraz węglanowe: kalcysparytowe, dolosparytowe i ankerytowe (fig. 23A, B, D), zaś wśród polimineralnych: kwarcowo-ilaste, kwarcowo-węglanowe, kwar-

cowo-żelaziste z włóknisto-sferycznymi skupieniami hematytu (fig. 24D) lub kwarcowo-węglanowo-żelaziste. Spoiwa autigeniczne to spoiwa ilaste, illitowo-chlorytowe (fig. 24E, F) i chlorytowe. Najczęściej w obrębie spoiwa ilastego rozwinęły się cementy ortochemiczne, gniazdowe, interstycjalne: węglanowe i żelaziste, zaś na ziarnach kwarcu – kwarcowe regeneracyjne. Charakter spoiwa ilastego bywa błonkowy lub typu spoiwa właściwego. Substancja ilasta bywa przekształconą, jak i drobnohuseczkowa. W przypadku występowania spoiwa właściwego kontakty międzyziarnowe bywają nieliczne, punktowe. W osadach z cementami ortochemicznymi przeważnie ilość kontaktów między ziarnami bywa większa, często występują kontakty wklęsło-wypukłe. Miejscami kontakty między ziarnami bywają sporadyczne, a cement jest kalcydolosparytowy, poikiloklastyczny (fig. 23A).

Drobnoziarniste arenity i waki reprezentują środowiska sedimentacyjne odznaczające się umiarkowaną energią.

Pyłowce i pyłowce z domieszką kwarcu frakcji piaszczystej zbadano w profilu Jamno IG 1 w próbkach z głębokości: 2292,0; 2297,0; 2311,2; 2324,4; 2332,0; 2362,7; 2435,5; 2455,0; 2470,7; 2471,0; 2484,5; 2484,8; 2485,0; 2492,0; 2500,2 m; w profilu Jamno IG 2: 1953,0; 1989,6; 2031,7; 2061,5 m; w profilu Jamno IG 3: 1991,3; 2010,8; 2035,0; 2051,5; 2053,9 m.

Udział procentowy tego typu osadów w formacji jamneńskiej wynosi 16,4% w profilu Jamno IG 1. Występują one we wklądkach i warstwach miąższości 0,05–4,5 m, przeważnie 0,1–0,2 i 0,5–0,8 m. Warstwy miąższości powyżej 2,5 m występują pojedynczo. Pyłowce wykazują zmienność barwy od szarej, szarozielonej, ciemnoszarej, wiśniowej, brunatnowiśniowej do plamistej – wiśniowej z plamami szarozielonymi lub szarozielonej z plamami wiśniowymi. Pyłowce odzna-



Tabela 10

## Skład petrograficzny i uziarnienie drobnoziarnistych arenitów i wak formacji jamneńskiej

Composition and grain size of fine-grained arenites and wackes of the Jamno Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo		Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit Szczątki roślinne Intraklasty mułowców ilastych	67–75 3–10 pojed. 1–2 do 2 do 5	0,06–0,4 0,10–0,3  0,20–0,4 0,20–0,6	0,06 0,12; 0,2	kwarc regeneracyjny, ankeryt, kalcyparyt, uwodnione tlenki, Fe + ilaste	10–25 3–20 do 10	cement węglanowy przeważnie gniazdowy lub właściwy; uwodnione tlenki żelaza, cement błonkowy lub międzyziarnowy
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit + chloryt Intraklasty dolomitów i mułowców ilastych	60 3–5 do 2 do 30 do 5	0,03–0,42 0,10–0,35 0,05–0,18 0,08–0,60 0,20–0,60	0,08 0,15–0,2 0,10–0,6	kwarc węglany ilaste	5 10–20 do 10	laminy wzbogacone w łyszczki do 20–40%; smugi pyłowcowo-ilaste
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit	60 2–3 pojed. 1–3	0,03–0,20 0,08–0,15 0,10–0,45	0,10–0,15	ankeryt + dolosparyt illit	do 35 do 37	mułowiec ilasty, pyłowiec, arenit lub waka
Kwarc Skalenie Muskowit Intraklasty mułowców ilastych	65 5–10 1 1	0,03–0,22 0,08–0,15 0,10–0,30 0,10–0,45	0,08 0,10–0,12	kwarc regeneracyjny ankerytowo-dolospary- towe ilasto-żelaziste	do 15 10 do 5	silnie porowate, niezbyt zwarte

cząją się strukturą masywną, miejscami widoczne jest warstwowanie poziome podkreślone laminami wak, łyszczkami oraz smugami mułowców ilastych. Lokalnie w pyłowcach występują małże, fragmenty kostne ryb oraz zaburzenia spływowowe w postaci zafałdowań (fig. 21E) oraz struktury gruzłowe (Jamno IG 3). Wśród smug i laminacji zdarzają się laminy piaskowców średnioziarnistych oraz sporadycznie otoczki mlecznego kwarcu średnicy do 10 mm. W wielu

przypadkach, szczególnie w przewarstwieniach pyłowców szarych i ciemnoszarych, występują bardzo liczne zwęglone fragmenty flory. Charakterystykę petrograficzną pyłowców i pyłowców z domieszką kwarcu frakcji piaszczystej zestawiono w tabeli 11.

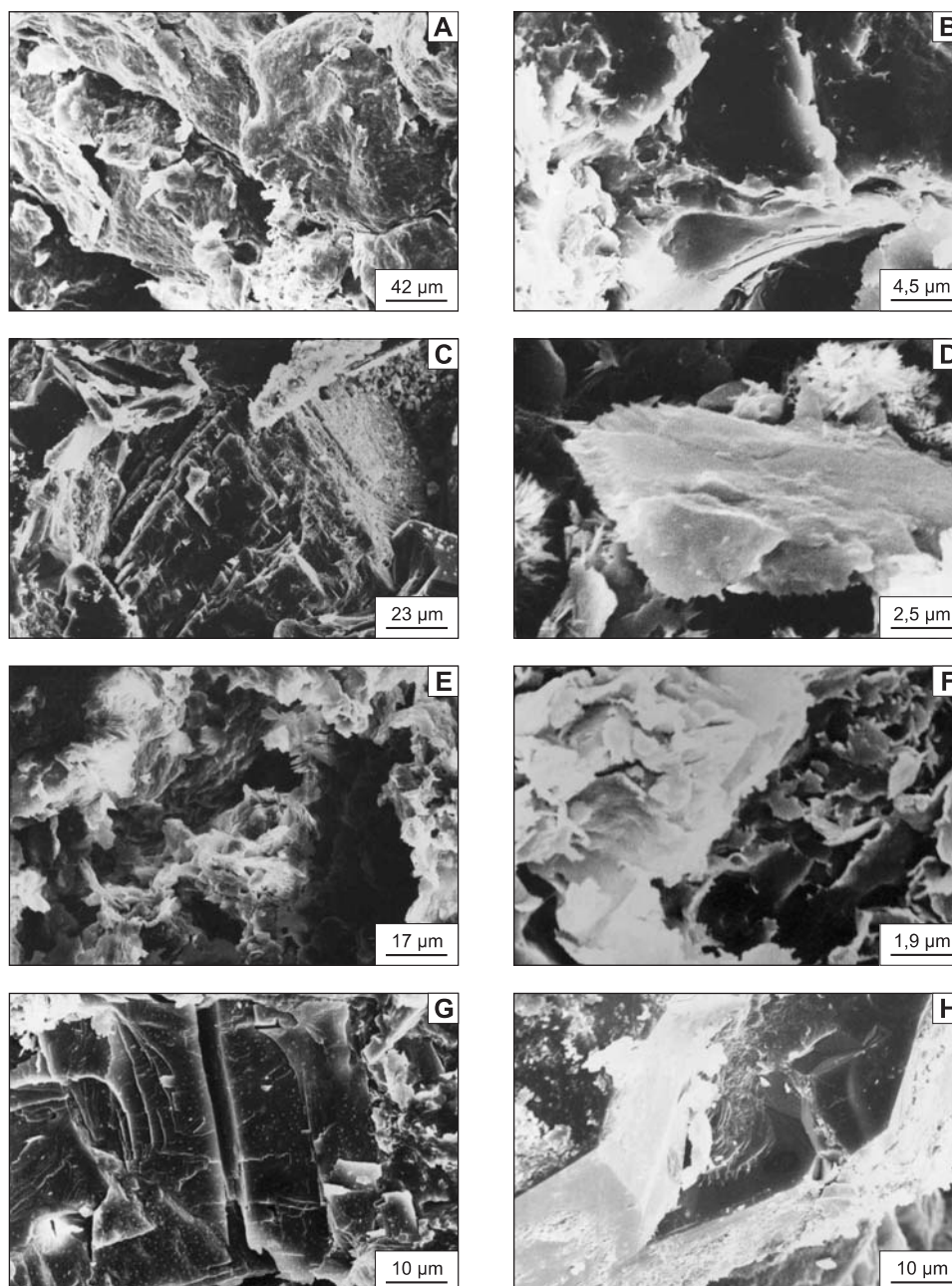
Pyłowce odpowiadają środowiskom bardzo słabej energii hydrodynamicznej. Charakterystyczne są dla środowisk lagunowych.

Tabela 11

## Skład petrograficzny i uziarnienie pyłowców formacji jamneńskiej

Composition and grain size of siltstones of the Jamno Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo			Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu [mm]	
Kwarc Skalenie Sieczka roślinna	67–75 1–2 do 2	0,01–0,2 0,04–0,2	0,03–0,05	kwarc regeneracyjny dolosparyt ilaste	3–10 5–20 5–10		spoiwo illitowe
Kwarc Skalenie Muskowit Minerały ciężkie Litoklasty mułowców ilastych	50–60 2–7 1–5 do 1 do 7	0,02–0,15 0,05–0,15 0,10–0,20 0,02–0,04 0,10–0,40	0,04	kwarc regeneracyjny dolosparyt tlenki Fe	5–10 10–25 5–10	0,06–0,30	tlenki Fe rozmieszczone w interstycjach lub błonkowo wokół ziaren; te ostatnie niekiedy związane ze szczelinami z treścią uwodnionych tlenków Fe
Kwarc Skalenie Muskowit + biotyt	35–70 do 8 do 20	0,01–0,30 0,05–0,15 0,06–1,00	0,02 i 0,15 0,05 i 0,10	ilaste dolosparyt	do 25 do 35		w skupieniach dolosparytowych (fig. 24G) spotykane skupienia kaolinitowe; spoiwo chlorytowe (fig. 24B)



**Fig. 24. Devon środkowy, formacja jamneńska – zdjęcia w skaningowym mikroskopie elektronowym**

**A** – piaskowiec kwarcowy z cementem kwarcowo-illitowym; na detrytycznych ziarnach kwarcu widoczne illitowe obwódki, Jamno IG 1, głęb. 2739,1 m; **B** – pyłowiec kwarcowy z blaszkami chlorytów i blaszką biotytu, zdeformowanymi mechanicznie przez kompakcję, Jamno IG 2, głęb. 2060,6 m; **C** – piaskowiec kwarcowy; ziarno skalenia potasowego z wyraźną łupliwością, obok ziarna kwarcu z autogenicznymi obwódkami regeneracyjnymi, otwór Jamno IG 1, głęb. 2367,3 m; **D** – włóknisto-sferoidalne skupienia tlenków żelaza wypełniające przestrzeń międzyziarnową w piaskowcu kwarcowym, Jamno IG 3, głęb. 2148,2 m; **E** – przestrzeń porowa w dolomitycznym piaskowcu kwarcowym, wypełniona łusczkowym illitem, Jamno IG 3, głęb. 2196,5 m; **F** – łusczkowy illit w jednym z klastów zlepiańca, Jamno IG 2, głęb. 2079,8 m; **G** – dolosparyt w pyłowcu kwarcowo-ilastym, Jamno IG 2, głęb. 2060,6 m; **H** – agregat kwarcowy nematoblastyczny, Jamno IG 1, głęb. 2367,3 m

#### Middle Devonian, Jamno Formation – SEM views

**A** – quartz arenite with illitic-quartz cement; illite rims around quartz grains, Jamno IG 1, depth 2739.1 m; **B** – siltstone with chlorite and biotite flakes deformed by mechanical compaction, Jamno IG 2, depth 2060.6 m; **C** – quartz arenite; K-feldspar grain with highly corroded surface; quartz grains with authigenic quartz overgrowth, Jamno IG 1, depth 2367.3 m; **D** – spheroid-fibrous aggregates of iron oxide filling intergranular space in quartz arenite, Jamno IG 3, depth 2148.2 m; **E** – dolosparitic-quartz arenite, flaky illite filling pore space, Jamno IG 3, depth 2196.5 m; **F** – flaky illite in claystone clast, Jamno IG 2, depth 2079.8 m; **G** – dolosparite in clay-quartz siltstone, Jamno IG 2, depth 2060.6 m; **H** – nematoblastic quartz aggregate, Jamno IG 1, depth 2367.3 m

Mułowce ilaste stanowią łącznie 0,4% miąższości formacji jamieńskiej w otworze Jamno IG 1. Występują w pojedynczych wkładkach i warstwach miąższości 0,1–1,0 m. Najczęściej jednak towarzyszą innym grubszym osadom w postaci lamin i drobnych warstewek grubości rzędu dziesiątych części milimetra do kilku milimetrów. Zabarwienie mułowców ilastych bywa zielone, szarobrazowe, ciemnoszare i szarozielone, lokalnie wiśniowe i brunatno-rdzawe. Niekiedy mułowce zawierają drobne konkracje dolosparytowe oraz syderytowe. Substancja ilasta często bywa przekryształizowana. W przypadku występowania uwodnionych tlenków żelaza bywają one rozmieszczone równomiernie lub plamisto. Wydają się być pochodzenia syngenetycznego.

**Formacja sianowska.** Osady formacji sianowskiej występują tylko w otworze Jamno IG 1 (78,2% uzysku rdzenia) i ich miąższość wynosi 116 m (2170,6–2286,5 m). Wśród nich wyróżniono: dolomityczno-piaszczyste zlepienie kwarcowe, różnoziarniste arenity i waki – 18%, drobnoziarniste arenity i waki – 10,4%, pyłowce i pyłowce piaszczyste – 39,1%, ilasto-węglanowe mułowce – 7,9%, dolosparyty – 3,5% oraz wapienie – 15,6%.

Dolomityczne, piaszczyste zlepienie kwarcowe (fig. 21F). Na głębokości 2282,2 m występuje warstewka grubości 0,1 m, zawierająca żwirek kwarcowy (o średnicach do 18 mm), tkwiący w laminowanym frakcjonalnie matriksie. Obok ziaren terygenicznym występują fragmenty zwęglonych roślin. Równoległe do laminacji przebiegają mikrostylolity: żwirki kwarcowe w miejscach kontaktu z mikrostylolitami uległy znacznemu rozpuszczeniu. Charakterystykę petrograficzną zlepienia piaszczystego formacji sianowskiej przedstawiono w tabeli 12.

Różnoziarniste arenity zbadano w próbkach z głębokości 2210,9; 2214,2; 2215,3 m. Stanowią one 1,8% formacji sianowskiej. Grubość poszczególnych warstw wynosi 0,1–1,1 m. Są to na ogół osady drobnoziarniste z przewarstwieniami i smugami materiału średnio- i gruboziarnistego, charakteryzujące się warstwowaniem poziomym i przekątnym. Barwa osadów jest jasno- i ciemnoszara. Piaskowce te bywają zwarte i porowate, kruche. Maksymalne średnice ziaren kwarcu osiągają 0,5–2,0 mm, z przewagą frakcji 0,1–0,15 i 0,25 mm; przeważnie towarzyszą im (do 5%) skalenie (głównie mikroklin) i muskowitz. W arenitach obecne są litoklasty,

mułowców ilastych, pyłowców oraz dolomitów (do 15%). Spoiwa bywają illitowo-chlorytowe lub dolosparytowe i kalcysparytowe z domieszką cementu kwarcowego. Miejscami występują słabo zachowane szczątki małżów, ramienionogów, członów liliowców oraz fragmenty zwęglonej flory.

Drobnoziarniste arenity i waki stanowią 10,4% miąższości formacji sianowskiej. Zbadano je w próbkach z głębokości: 2210,0; 2221,7; 2228,0; 2231,0; 2231,2; 2250,0; 2248,6; 2257,1; 2256,2; 2257,6; 2282,65; 2283,7 m.

Tego typu osady występują w postaci wkładek i warstw grubości 0,1–5,4 m, najczęściej 0,3–0,6 i 1,5–3,0 m. Są to skały masywne, bardzo zwarte lub kruche, często laminowane (fig. 21G) pyłowcami, przeważnie wzbogaconymi w łyszczyki. Miejscami bywają zaburzone spływami lub bioturbacyjnie. Zabarwienie arenitów i wak bywa: jasnoszare, szarozółte, szarozielone, szare. Często zawierają fragmenty zwęglonej flory, rzadziej płaskie okruchy mułowców ilastych. W odcinku 2224,8–2229,0 m występują piaskowce silnie wapniste ze sferoidami ankerytowymi (fig. 23G). Spotyka się tu również wkładki bioklastów, głównie fragmenty ramienionogów lub koralowców. Miejscami spoiwo piaskowców jest dolomityczne lub ankerytowe (fig. 23H, 25C). Cechy petrograficzne drobnoziarnistych arenitów i wak zestawiono w tabeli 13.

Pyłowce zbadano w próbkach z głębokości 2206,0; 2283,7 m. Osady pyłowcowe formacji sianowskiej stanowią 39,1% kompleksu. Tworzą one warstwy miąższości 0,1–10 m, najczęściej 0,3–0,8 i 1,0–3,0 m. Są to osady dość zwarte, rzadziej kruche. Odznaczają się zabarwieniem ciemnoszarym, szarozielonym, żółtoszarym, często zawierają laminy i smugi materiału piaszczystego, łyszczyków i czarnego iłtu. W wielu miejscach stwierdzono skupienia pirytu. W jednej z próbek stwierdzono przekątną laminację riplemarkową (fig. 21G), która uległa deformacji z powodu uderzenia przez klast (fig. 21H). Często iłowce są zaburzone bioturbacjami poziomymi i pionowymi. W wielu miejscach występują wkładki wzbogacone w duże bioklasty: ramienionogów, liliowców, koralowców gałązkowych i osobniczych oraz małży, miejscami osady te zawierają zwęglone fragmenty flory. Podrzednie występują wkładki wapieni masywnych, szarych. Cechy petrograficzne pyłowców formacji sianowskiej zestawiono w tabeli 14.

Tabela 12

## Skład petrograficzny i uziarnienie dolomitycznych, piaszczystych zlepieńców kwarcowych formacji sianowskiej

Composition and grain size of dolomitic sandy quartz conglomerates of the Sianowo Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo			Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	Średnica sparu [mm]	
Kwarc	50	0,15–6,3	0,2; 0,7; 3,5	dolosparyt	25	0,05–0,30	średnica kwarcu agregatowego w piaskowcach ortokwarcowych dochodzi do 20–40 mm; ziarna kwarcu drobno- i średnioziarnistego w matriksie
Skalenie	5	0,15–1,5					
Litoklasty: piaskowce ortokwarcowe, porfir kwarcowy, szklivo, pyłowce, dolomity piaszczyste,	20	0,50–3,3					
Fragmenty roślin	pojed.						

Tabela 13

## Skład petrograficzny i uziarnienie drobnziarnistych arenitów i wak formacji sianowskiej

Composition and grain size of fine-grained arenites and wackes of the Sianowo Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo		Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Kwarc Skalenie Muskowit Litoklasty dolomikrytów	50–60 5 1–15 do 15	0,03–0,35 0,06–0,25 0,05–0,40 0,20–12,0	0,15; 0,04 0,1 0,10–0,15 0,08–0,20	dolosparyt kwarc regeneracyjny	7–15 4–20	udział muskowitu do 30%
Kwarc Skalenie Szczątki flory	60 3 do 7	0,01–0,15 0,04–0,15 0,06–1,20	0,08 0,08		do 30 do 7	cement ankerytowy w interstycjach (fig. 25C)
Kwarc Skalenie Muskowit Sferoidy ankerytowe Bioklasty: łuski ryb, małżoraczki, małże, otwornice, liliowce	55 5 1 20 4	0,03–0,35 0,08–0,28 0,06–0,80 0,08–0,30	0,15 0,15		12 13	sferoidy ankerytowe

Tabela 14

## Skład petrograficzny i uziarnienie pyłowców formacji sianowskiej

Composition and grain size of siltstones of the Sianowo Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo	
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]
Kwarc Skalenie Muskowit + biotyt Intraklasty dolomikrytów	40–70 do 4 1–30 1–10	0,01–0,20 0,06–0,14 0,06–0,50 0,30–0,60	0,03–0,08	illit–chloryt dolosparyt lub ankeryt (fig. 23F, 25C)	do 25 do 10

Pyłowce formacji sianowskiej są typowe dla środowisk o bardzo niskiej energii hydrodynamicznej i powolnej sedimentacji. Stąd liczne kanały żerowiskowe ichnofauny. Lokalnie nagromadzenia grubszych bioklastów, a także intraklastów wapieni wskazywać może na ich sztormowe pochodzenie.

Mułowce ilaste i ilasto-pylaste zbadano w próbkach z głębokości: 2197,4; 2222,2; 2259,0; 2268,6; 2278,3; 2282,5 m. Stanowią one 7,8% miąższości formacji sianowskiej. Mułowce ilaste o miąższości 0,3–3,0 m są ciemnoszare i szarzielone, przeważnie złożone są z łusczkowej masy illitowej lub chlorytowej (fig. 25A), wśród której znaleziono kryształki halitu (fig. 25B). Zawierają liczne smugi i laminy pyłowców i wak, a lokalnie litoklasty wapieni barwy miodowej oraz drobnych skorup ramienionogów. W wielu fragmentach profilu stwierdzono wzbogacenie w detryt zwęglonej flory oraz wkładki bioklastów, głównie fragmenty ramienionogów, koralowców, a miejscami stromatoporoidów masywnych. Miejscami występują zaburzenia spływowo. Niekiedy występują bioturbacje żerowiskowe. Charakterystykę petrograficzną mułowców ilastych i mułowców ilasto-pylastych zestawiono w tabeli 15.

Dolomity występują w warstwach grubości 0,30–3,30 m. Stanowią 3,5% miąższości formacji sianowskiej. Osady te są masywne, barwy szarej i ciemnoszarej, niekiedy nieco margliste z przerostami anhydrytu. Miejscami występują relikty członów liliowców, ramienionogów oraz koralowców. Pod mikroskopem dolomity są nierównokrystaliczne. Cement jest drobnokrystaliczny, relikty zdolomityzowanej fauny średnio-krystaliczne.

Wapienie zbadano w próbkach z głębokości: 2206,8; 2261,0 i 2268,0 m. Stanowią one 15,6% miąższości formacji sianowskiej. Osady wapienne lub wapienno-dolomityczno-piaszczyste są barwy ciemnoszarej lub brązowej i osiagają miąższość 0,1–3,9 m. Najczęściej są to wapienie liliowcowo-ramienionogowo-koralowcowe lub stromatoporoidowe, rzadziej spotykaną odmianą są wapienie gruzłowe. Ośrodkami fauny wypełnione są mułowcem marglistym lub pyłowcem z pirytem. W smugach lub laminach piaszczysto-pylastych występują zwęglone fragmenty flory oraz łyszczki.

**Formacja wyszeborska.** Osady formacji wyszeborskiej (1946,7–2170,6 m) miąższości 223,9 m zostały nawiercone



Tabela 15

**Skład petrograficzny i uziarnienie mułowców ilastych i ilasto-pylastych formacji sianowskiej**  
Composition and grain size of clay mudstones and clay-silty mudstones of the Sianowo Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo		Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Kwarc Muskowit Sieczka roślinna	3–5 2 2	0,10–0,20 0,03–0,25	0,03–0,08	illit–chloryt dolosparyt	70–90 10–15	waka pylasta; liczne skupienia pirytu i substancji organicznej, ilasta masa podstawowa przekryształizowana; w laminach lyszczkowych muskowitu do 30–40%
Kwarc Muskowit	35 5–15	0,01–0,18 0,06–0,40	0,05	ilaste kalcysparyt	50–60 do 5	

w 50,7% (uzysk rdzenia 113,0 m). Wyróżniono tu następujące typy osadów: zlepienie litoklastyczne i piaskowce żwirowe – 4,6 m, nierówno- i średnioziarniste arenity i waki – 28,4 m, drobnoziarniste arenity i waki – 62,2 m, pyłowce – 16,6 m, mułowce ilaste, ilasto-pyłowcowe i piaszczyste – 0,8 m.

Zlepienie kwarcowo-litoklastyczne i piaskowce żwirowe zbadano w próbkach z głębokości 2034,0 oraz 2067,9 m, a ich łączna miąższość wynosi 4,64 m. Grubość wkładek i ławic wynosi 0,03–1,0 m. Osady te złożone są z otoczków białego kwarcu, piaskowców kwarcowych o średnicy od kilku do 30 mm i płaskich, szarozielonych otoczków pyłowców, dolomitów i mułowców ilasto-dolomitycznych, osiagających średnice do 70 mm. Obserwuje się warstwowanie poziomo lub przekątne. Matriks jest piaszczysto-ilasty, barwy szarozielonej lub plamisty szarowiśniowy. Niekiedy w matriks występują wyraźne smugi minerałów ciężkich lub fragmenty węglonej flory. Cechy petrograficzne zlepieńców oraz arenitów i wak żwirowych, sublitycznych zestawiono w tabeli 16.

Zlepienie oraz arenity i waki sublityczne charakterystyczne są dla środowisk o bardzo wysokiej energii hydrodynamicznej.

Powstały w wyniku działania gwałtownych i krótkotrwałych czynników szybkiej sedymentacji uniemożliwiającej wypłukanie spoiwa ilastego. Część z tych osadów mogła jednak powstać w warunkach sedymentacji burzowej, w ciągu której materiał był wielokrotnie przemieszczany, co pozwoliło na wypłukanie łu z przestrzeni międzyziarnowych. Osady zlepieńców oraz arenitów i wak sublitycznych mogły utworzyć się w środowiskach sedymentacji przybrzeżnej.

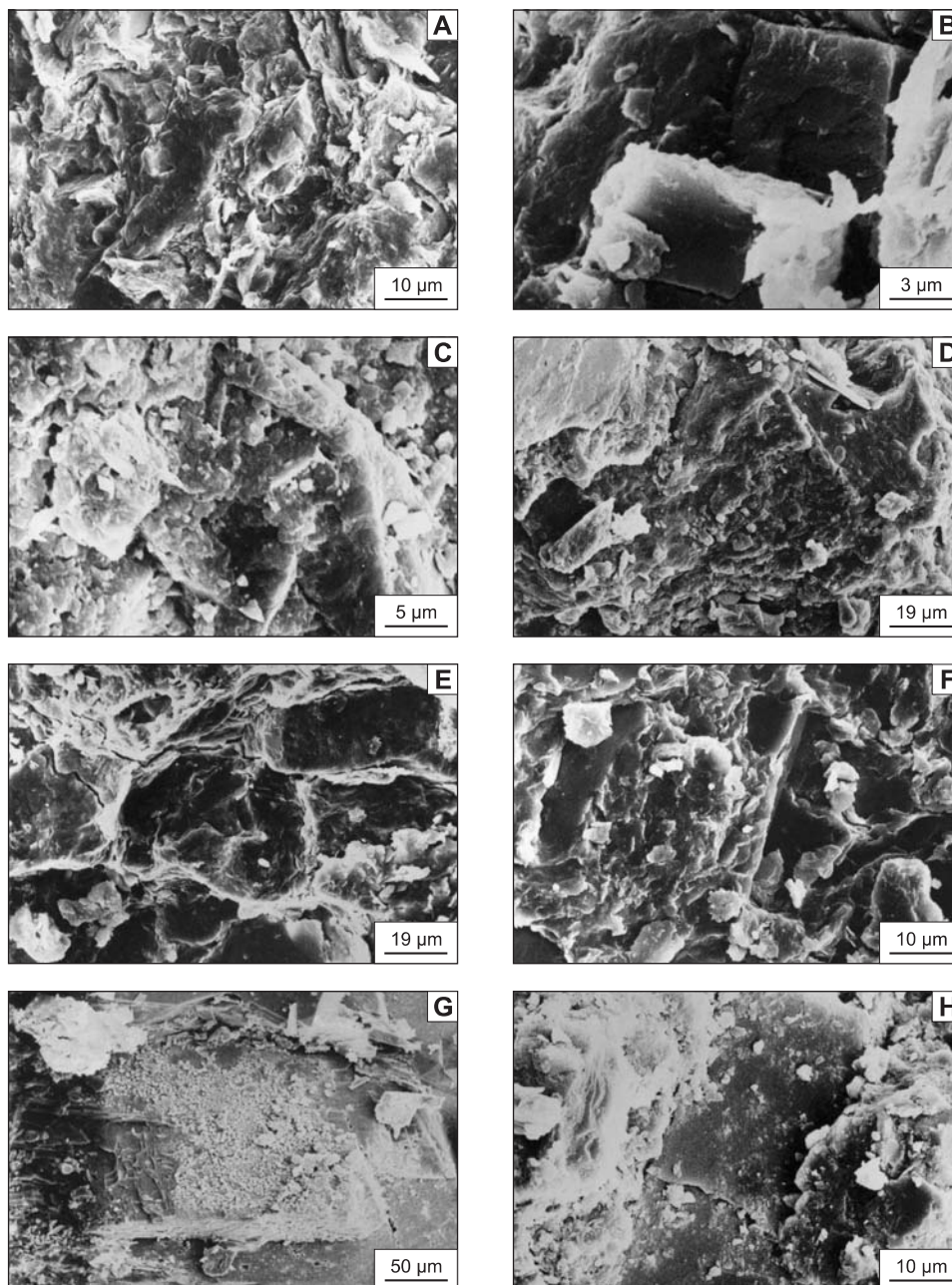
Różno- i średnioziarniste arenity i waki o łącznej miąższości 28,7 m zbadano w próbkach z głębokości 2051,5; 2068,5; 2039,3 i 2113,8 m. Występują one we wkładkach oraz warstwach grubości 0,1–7,2 m, ze znaczną przewagą miąższości do 1,2 i 1,5–2,5 m. Są to osady smugowane lub laminowane, drobno-, średnio- i gruboziarniste. Laminacja przeważnie jest pozioma, soczewkowo-smużysta lub przekątna, riplemarkowa. W wielu przypadkach w osadach tych występują cienkie laminacje pyłowców i mułowców ilastych, które mogły powstać w wyniku separacji gęstościowej osadów. Miejscami trafiają się nieliczne otoczki kwarcu mlecznego, otoczki pyłowców, mułowców ilastych oraz węglone fragmenty flory. Zabarwienie

Tabela 16

**Skład petrograficzny i uziarnienie zlepieńców oraz arenitów i wak żwirowych sublitycznych formacji wyszebońskiej**  
Composition and grain size conglomerates, arenites and sublithic pebbly wackes of the Wyszeboń Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo		Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Litoklasty: piaskowce ortokwarcytowe średnio- i drobnoziarniste, pyłowce, kwarc agregatowy, dolomity, mułowce ilaste Kwarc	65 20	0,90–21,0 0,06–0,9	3–15	ilaste	15	zlepienie z płaskim klastem mułowca ilastego
Kwarc agregatowy Litoklasty: ortokwarcytowe piaskowce, mułowce ilaste Kwarc Skalenie Muskowit Minerały ciężkie	45 30 60 5 3 2	0,70–3,0 0,90–7,0 0,06–0,9 0,06–0,3	2,0 4,0 0,3	ilasto- dolosparytowy kwarcowe regeneracyjne	25 do 30	piaskowiec żwirowy sublityczny; tekstura frakcjonalnie laminowana





**Fig. 25. Devon środkowy i górny, profil Jamno IG 1**

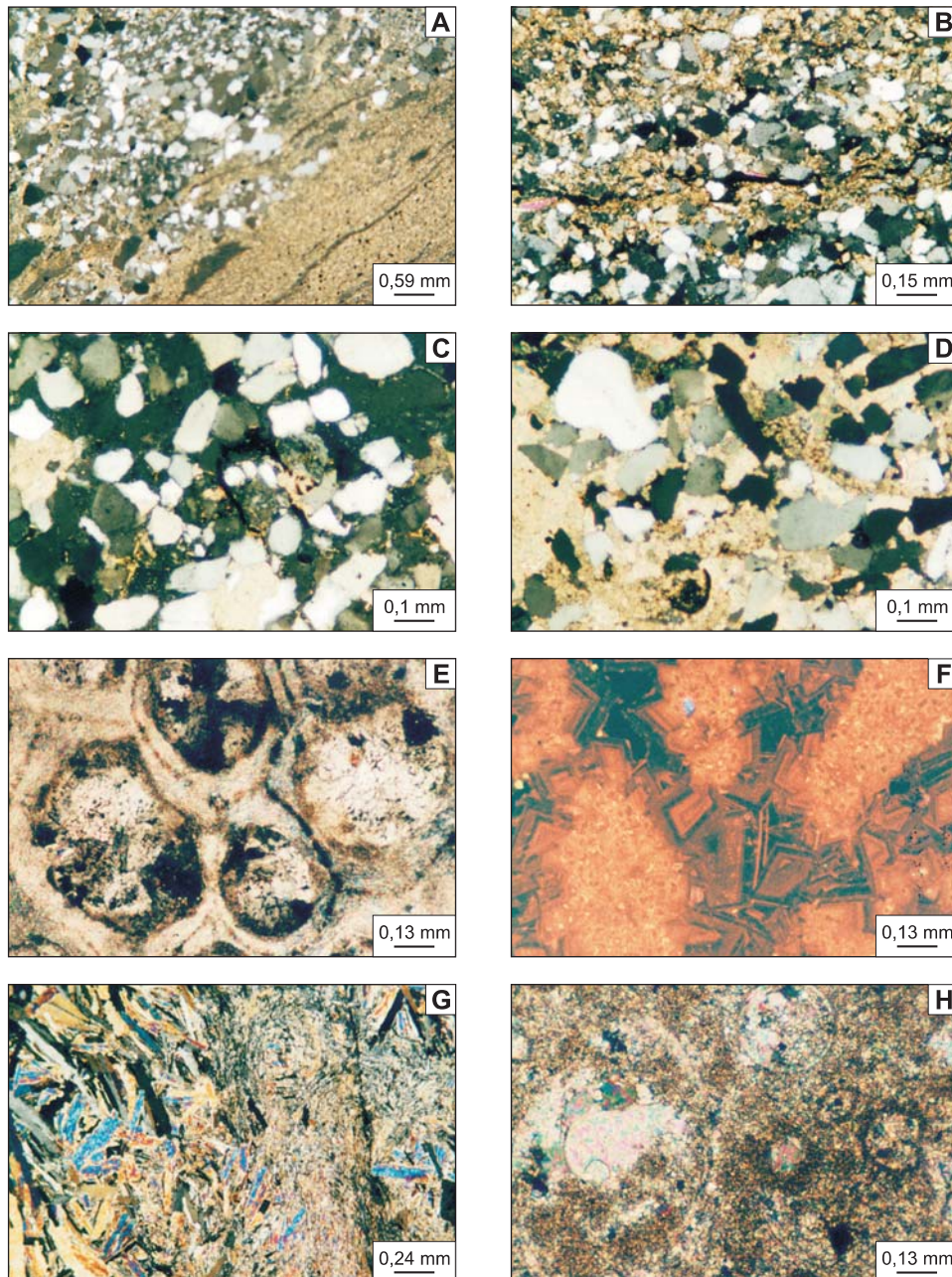
**(A–C – formacja sianowska, D–F – formacja wyszebońska, G, H – formacja koczalska) – zdjęcia w SEM**

**A** – mułowiec chlorytowy z ziarnami kwarcu i osobnikami ankerytu, głęb. 2278,3 m; **B** – kryształy halitu w drobnołuseczkowej masie chlorytu, głęb. 2278,3 m; **C** – piaskowiec kwarcowo-sublityczny z blaszkowatym chlorytem w masie ankerytowo-illitowej, głęb. 2231,2 m; **D** – kalcytowe skupienia oczkowe w dolomitycznym piaskowcu kwarcowym, głęb. 2002,7 m; **E** – pyłowiec kwarcowy z ziarnem skalenia potasowego; spoiwo illitowo-żelaziste, głęb. 1973,8 m; **F** – pyłowiec kwarcowy, spoiwo illitowo-żelaziste, głęb. 1973,8 m; **G** – kryształy ankerytu ze śladami trawienia, głęb. 1812,4 m; **H** – osobnik anhydrytu w mikrycie, głęb. 1699,1 m

Middle and Upper Devonian of Jamno IG 1 section

(A–C – Sianów Formation, D–F – Wyszeboń Formation, G, H – Koczala Formation) – SEM images

**A** – chlorite mudstone with quartz grains and ankerite spar, depth 2278.3 m; **B** – halite crystals in fine-flaky chlorite mass, depth 2278.3 m; **C** – sublithic-quartz arenite with flaky chlorite in illitic-ankerite mass, depth 2231.2 m; **D** – calcite in dolospar-quartz arenite, depth 2002.7 m; **E** – siltstone with K-feldspar grain; illitic-ferruginous cement, depth 1973.8 m; **F** – quartz siltstone; illitic-ferruginous cement, depth 1973.8 m; **G** – ankerite crystals showing traces of etching, depth 1812.4 m; **H** – anhydrite individual in micrite, depth 1699.1 m



**Fig. 26. Dewon środkowy (A, B – formacja wyszeborska) i górny (C–H – formacja koczańska), profil Jamno IG 1 – płytki cienkie**

**A** – zlepieniec litoklastyczny z klastami łupków ilastych, piaskowców i pyłowców kwarcowych, głęb. 2067,9 m; **B** – waka z cementem kwarcowym; w grubiej ziarnistej części spoiwo chlorytowo-dolosparytowe, głęb. 2123,2 m; **C** – piaskowiec kwarcowy z błonkowym, reliktowym spoiwem ilastym; gniazdowy cement dolosparytowy; w centrum zdeformowane zwęglone włókno roślinne, głęb. 1910,9 m; **D** – piaskowiec kwarcowy ze skorupkami małżoraczków i zwęglonymi włókienkami roślin; cement kalcysparytowy, głęb. 1887,1 m; **E** – fragment koralowca wypełniony kalcydolosparytem z domieszką substancji organicznej, głęb. 1831,7 m; **F** – dolosparyt z relikdami koralowców, obraz CL, głęb. 1754,7 m; **G** – geopetalne gniazdo włóknistego i listewkowego anhydrytu, głęb. 1801,8 m; **H** – pakston peloidowo-kalcysferowy z otwornicami, głęb. 1750,3 m; nikole skrzyżowane

Middle (A, B – Wyszebórz Formation) and Upper (C–H – Koczała Formation) Devonian,  
Jamno IG 1 section – thin sections

**A** – lithic conglomerate with lithoclasts of slate clay, quartz arenite and siltstone, depth 2067.9 m; **B** – quartz wacke in coarse-grain part dolosparite-chlorite cement, depth 2123.2 m; **C** – quartz arenite with relict clay cement and patches of dolosparitic cement; deformed carbonized fiber of plant (centre), depth 1910.9 m; **D** – quartz arenite with ostracod and plant fragments; calcisparitic cement, depth 1887.1 m; **E** – calcidolosparite with admixture of organic matter filling fragment of coral, depth 1831.7 m; **F** – dolosparite with coral relicts, CL image, depth 1754.7 m; **G** – geopetal patch of fibrous anhydrite, depth 1801.8 m; **H** – peloid-calcisphaere packstone, depth 1750.3 m; crossed polars



nie osadów jest bardzo zmienne (plamiste): białe, żółtoszare, szarzielone, jasnofioletowe, szarowiśniowe, fioletowowiśniowe i ciemnowiśniowe. Zwięzłość osadów jest bardzo różna. Charakterystykę petrograficzną omawianych osadów przedstawiono w tabeli 17.

Średnio- i różnoziarniste arenity i waki są osadami typowymi dla środowisk wysoko i umiarkowanie hydroenergetycznych.

Drobnoziarniste arenity i waki formacji wyszeborskiej o łącznej miąższości 62,2 m zbadano w próbkach z głębokości: 1963,2; 2002,7; 2013,0; 2021,6; 2109,0; 2122,2 m.

Osady te występują w laminach, wkładkach oraz w warstwach grubości 0,05–9,5 m, z przewagą miąższości 0,1–1,0 i 1,5–2,5 m. Piaskowce i waki są masywne, laminowane smużyscie, poziomo lub przekątnie riplemarkowo. Laminacja przeważnie bywa podkreślona laminami pylastymi, ilastymi, łuszczukowo-ilastymi lub minerałami ciężkimi. Niekiedy obserwuje się płaskie intraklasty mułowców ilastych oraz szczątki ryb. Zabarwienie osadów jest bardzo zmienne, barwa ich bywa: biała, biało-fioletowa, jasnoszara, zielonoszara, ciemnoszara, fioletowa, wiśniowa i ciemnowiśniowa. Miejscami występują poziome kanaliki żerowiskowe ichnofauny średnicy 2–4 mm oraz pograży. Arenity i waki bywają zwięzłe i twarde oraz słabo zwięzłe, porowate i kruche. Miejscami występują piaskowce kawerniste z jamkami, prawdopodobnie po resorbowanych koralowcach, wysłane kryształkami dolomitu i kwarcu. Lokalnie piaskowce są scementowane grubokrystalicznym anhydrytem lub dolosparytem. Najczęściej zawierają spoiwa i cementy wielu generacji (fig. 26B). Bywają one błonkowe, międzyziarnowe, regeneracyjne, gniazdowe i właściwe oraz mieszane. Wśród spoiw błonkowych wyróżnia się żelaziste i ilaste, wśród międzyziarnowych: ilaste i węglanowe, a ponad-

to obecne jest spoiwo kwarcowe regeneracyjne. Część cementów żelazistych związana jest z późnodiagenetycznymi szczelinami i rozluźnieniami ziarnowymi natury tektonicznej. Charakterystykę petrograficzną drobnoziarnistych arenitów i wak zestawiono w tabeli 18.

Pyłowce i pyłowce z domieszką kwarcu frakcji piaszczystej formacji wyszeborskiej, o łącznej miąższości 16,6 m, zbadano w próbkach z głębokości: 1948,2; 1950,1; 1967,6; 1970,7–1976,9 m. Występują one w postaci lamin, wkładek i warstw grubości od części milimetra do 7,0 m, z przewagą miąższości 0,2–1,0 m. Bywają masywne, laminowane poziomo lub przekątnie riplemarkowo. Pyłowce mają barwy pstre, od wiśniowej, szarofioletowej, szarzielonej, wiśniowozielonej do szarej. Niekiedy występują w nich smugi i laminy piaszczyste z drobnymi otoczkami kwarcu, wzbogacone w łuszczuki. Ziarna detrytyczne rozmieszczone są luźno lub gęsto – z kontaktami międzyziarnowymi wklęsło-wypukłymi. Cementy w pyłowcach bywają: kalcysparytowo-żelaziste, kalcysparytowe, kwarcowo-węglanowe oraz dolosparytowe (poikiloklastyczne) lub illitowo-żelaziste (fig. 25E, F). Czasem występują poziome kanaliki żerowiskowe, a także zaburzenia spływowe, konwolutive o nachyleniu do 60° oraz pograży. Cechy petrograficzne pyłowców i pyłowców z domieszką kwarcu frakcji piaszczystej zestawiono w tabeli 19.

Pyłowce formacji wyszeborskiej utworzyły się w środowisku niskich energii hydrodynamicznych i prawdopodobnie powolnej sedymentacji.

**Formacja koczańska** (1696,0–1946,7 m). Osady formacji koczańskiej występują jedynie w otworze wiertniczym Jamno IG 1, osiągając tam miąższość 250,7 m (z uzyskiem rdzenia 78,3%). W badaniach petrograficznych osadów omawianej

Tabela 17

#### Skład petrograficzny i uziarnienie arenitów i wak różnoziarnistych i średnioziarnistych formacji wyszeborskiej

Composition and grain size of vari-grained and medium-grained arenites and wackes of the Wyszebórz Formation

Skład	Materiał ziarnowy			Cement i spoiwo		Uwagi
	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit	75 5 do 2 pojed.	0,05–4,00 0,10–0,35 0,05–0,20 0,10–0,45	0,1–0,18 i 0,3–0,4	ankeryt ilaste błonkowe kwarc regeneracyjny	5–7 3 do 10	<i>Granularia</i>
Kwarc Skalenie Muskowit Minerały ciężkie Intraklasty mułowców ilastych	67–70 7 pojed. do 1 do 5	0,06–0,50 0,10–0,30 0,20–0,40 0,10–1,00	0,12 i 0,25	kwarc regeneracyjny illitowo-chlorytowe kalcysparytowo-żelaziste	do 10 do 15 do 10	wypełnienie międzyziarnowe tlenkami żelaza
Kwarc Minerały ciężkie Muskowit	30 do 2 pojed.	0,03–0,45 0,03–0,50 0,10–0,80	0,1 i 0,25	illit–chloryt kwarc regeneracyjny	65 3	mułowiec ilasty, arenit drobno- i średnioziarnisty
Kwarc Skalenie	55 1	0,05–1,90 0,10–0,30	0,1 i 0,2–0,3	dolosparyt+ ankeryt anhyparyt illit z tlenkami żelaza	30 5 9	dolosparyt z powłokami żelazistymi; średnice 0,1–3,0 mm z przewagą 0,4–0,75 i 0,1–1,5 mm; cement poikiloklastyczny

Tabela 18

## Skład petrograficzny i uziarnienie drobnoziarnistych arenitów i wak formacji wyszyborskiej

Composition and grain size of fine-grained arenites and wackes of the Wyszebórz Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo		Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit	80 2 pojed. pojed.	0,06–0,30 0,08–0,15 0,10–0,40	0,12	kwarc regeneracyjny dolosparyt	10–15 3–10	wypełnienie szkieletu koralowca
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit	60–68 2 pojed. pojed.	0,03–0,20 0,15–0,30	0,08–0,12	kwarc regeneracyjny dolosparyt poikiloklastyczny	5 30–35	promienisty układ tlenków żelaza; kalcymparytowe skupienia oczkowe (fig. 25D)
Kwarc Skalenie Minerały ciężkie Muskowit+chloryt Intraklasty mułowców ilastych	60 3–7 do 3 2 5–9	0,06–0,42 0,10–0,35 0,05–0,18 0,08–0,60 0,20–6,00	0,06–0,08 i 0,15–0,2	kwarc regeneracyjny ilaste ankeryt+dolosparyt żelaziste	7–15 5–15 3 3	generacje cementu: 1) żelazisty błonk., 2) kwarcowy, 3) ankeryt+dolosparyt, 4) kalcymparyt, 5) żelazisty II generacji
Kwarc Skalenie Muskowit Sieczka roślinna	65 3–4 2–5 1–5	0,01–0,20 0,08–0,18 0,06–0,25	0,06–0,10	kwarc regeneracyjny dolosparyt, ankeryt illit–chloryt	do 10 do 5 15–25	międzyziarnowa substancja organiczna; spoiwo illitowo-chlorytowe

Tabela 19

## Skład petrograficzny i uziarnienie pyłowców formacji wyszeborskiej

Composition and grain size of siltstones and sandy siltstones of the Wyszebórz Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo			
Skład	Udział [%]	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu [mm]	Przewaga sparytu [mm]
Kwarc	40–70	0,01–0,12	0,04	kwarc regeneracyjny dolosparyt poikiloklastyczny anhydryt tlenki żelaza	8–20 20–30 2–3 5–10	0,03–0,90	0,1–0,3
Kwarc Skalenie Muskowit	60 2 1	0,01–0,20 0,08–0,18	0,04 i 0,1	illit–chloryt	37		

formacji wykorzystano oznaczenia z kalkymetru i dolometru otworowego z materiałów J. Dadlez (1974).

W obrębie formacji koczalskiej wyróżniono następujące typy litologiczne: zlepieńce i brekcje o łącznej miąższości 2,9 m – 1,2% osadów formacji; drobnoziarniste arenity i waki łącznej grubości 18,9 m – 7,5%; pyłowce o łącznej miąższości 4,4 m – 1,9%; mułowce ilaste i ilasto-pyłowe o miąższości 2,1 m – 0,8% formacji; wapienie mikrytowe i wapienie margliste oraz marglisto-dolomityczne o łącznej miąższości 5,0 m – 2,0% osadów formacji; wapienie gruzłowo-detrytyczne o łącznej miąższości 21,0 m stanowiące 8,4% formacji; wapienie organodetrytyczne o łącznej miąższości 61,3 m – 24,4%; dolomity o łącznej miąższości 36,5 m – 14,6% forma-

cji; wapienie ziarniste osiągają miąższość 44,3 m i stanowią 17,6% osadów formacji.

Zlepieńce i brekcje formacji koczalskiej zbadano w próbkach z głębokości: 1737,2; 1801,8; 1946,5 m. Miąższość poszczególnych warstw zlepieńców i brekcji waha się w granicach 0,7–1,0 m. W spągu osadów formacji koczalskiej (1946,5 m) występuje brekcja sedimentacyjna złożona z intraklastów: dolomitycznych piaskowców kwarcowych i dolomitów z domieszką kwarcu. Matriks jest dolosparytowo-piaszczysto-żelazisty. Wąskie szczeliny oraz mikrostylolity przebiegające na granicy intraklastów i matriks wypełnione są uwodnionymi tlenkami żelaza. W cemencie brekcji występują geopetalne druzdy dolosparytowo-anhydrytowe. Średnica dolosparytu ota-



czającego skupienia wynosi 0,15–0,6 mm. Grubokrystaliczny anhydryt jest zróżnicowany strukturalnie, tworząc część nematotypowo-włóknistą i nematotypowo-listewkową (fig. 26G). Zlepienie stwierdzone na głębokości 1801,8 m, złożone są z drobnych, obtoczonych okruców piaskowców kwarcowych z cementem dolosparytowym i dolomitów (dolosparytów) z domieszką kwarcu. W dolosparytowym cencie występują geopetalne anhydrytowe gniazda, złożone z części: nematotypowej, włóknistej i nematotypowej, listewkowej (fig. 26G). Na głębokości 1737,2 m stwierdzono wkładkę z intraklastami wapieni peloidowych i mikrytowych – z kalcysferami i małżoraczkami. Cement jest mikrytowy. Występują w nim sekrecje dolosparytowe z osobnikami o budowie pasowej (fig. 27D, F).

Dolomityczne piaskowce kwarcowe i dolomity piaszczyste stanowią 7,5% formacji koczalskiej. Zbadano je w próbkach z głębokości: 1788,0; 1887,1; 1909,1 m. Występują w warstwach grubości 0,5–4,5 m. Odznaczają się zabarwieniem szarozółtym, jasnokremowym, prawie białym oraz pstrym. Zawierają drobne wkładki ciemnoszarych pyłowców. Przeważnie są porowate, słabo zwięzłe, rzadziej twarde i masywne. Ich charakterystykę petrograficzną zestawiono w tabeli 20.

Osady te odznaczają się teksturą równoległą. Obecność w nich bioklastów morskiej fauny wskazuje, że tworzyły się one w strefie przybrzeżnej.

Pyłowce kwarcowe stanowią 1,8% formacji koczalskiej. Zbadano je w próbce z głębokości 1947,3 m. Grubość warstw waha się w granicach 0,3–1,8 m. Osady te mają zabarwienie ciemnoszare i czarne. Zawierają 60–70% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,10 mm, z przewagą frakcji 0,04–0,05 mm; muskowitu i domieszkę substancji organicznej w postaci dużych zwęglonych strzępków roślin. Cement jest poikiloklastyczny, kalcysparytowy. Tekstura jest oczkowa. Oczka wypełnione są dolosparytem średnio- i grubokrystalicznym i listewkowym anhydrytem.

Ilaste mułowce kwarcowe stanowią 0,8% formacji koczalskiej. Grubość poszczególnych warstewek i warstw waha się w granicach 0,02–0,80 m. Mułowce zawierają smugi i grub-

sze laminy piaszczyste i pylaste. Miejscami są zaburzone bioturbacyjnie. W wielu przypadkach mułowce ilaste wzbogaczone są w zwęglone strzępki roślin. Osady mułowcowe zawierają niewielką domieszkę (ok. 7%) drobnych bioklastów: ramienionogów zawiasowych, małży, małżoraczków i szkarłupni.

Wapienie mikrytowe margliste i marglisto-dolomityczne stanowią 2,0% miąższości formacji koczalskiej. Występują w warstwach grubości 0,3–2,0 m, przeważnie 0,5–0,8 m. Zbadano je w próbkach: 1699,2; 1750,3; 1778,4 m; są barwy ciemnoszarej lub czarnej, rzadziej brunatnoczerwonej. W próbce z głębokości 1699,2 m o składzie margla dolomitowego znajdują się oczka i nodule anhydrytu o strukturze nematotypowej, włóknistej i listewkowej (fig. 26G) oraz granotopowej tabliczkowej (fig. 25H). W wapieniach (madstonach i wakstonach) marglistych masa podstawowa jest mikrytowa. Dość licznie występuje pigment i kuleczki pirytu. Osady margliste i dolomitczno-margliste formacji koczalskiej zawierają znaczącą domieszkę szczątków stromatoporoidów gałązkowych i masywnych oraz koralowców gałązkowych i masywnych, a także liliowców i ramienionogów.

Wapienie gruzłowo-detrytyczne stanowią 8,4% osadów formacji koczalskiej. Tworzą one warstwy o miąższości 0,2–6,0 m. Nierzadko gruzłom i intraklastom wapieni, najczęściej o kształtach dyskoidalnych, towarzyszą szczątki szkieletów koralowców, stromatoporoidów, ramienionogów i liliowców. Niekiedy osady są splekane i zablizniaczone kalcytem. Osady gruzłowe powstały być może w wyniku upłynienia i lityfikacji gęstościowej osadu, pod ciężarem nadkładu (por. Żakowa, Radlicz, 1990; Radlicz, 1997). W osadach wapieni gruzłowych spotykane są również intraklasty wapieni z licznymi szczątkami fauny koralowcowej, stromatoporoidowej, ramienionogowej i innej. Takie gruzły należy traktować jako materiał prawdopodobnie redeponowany.

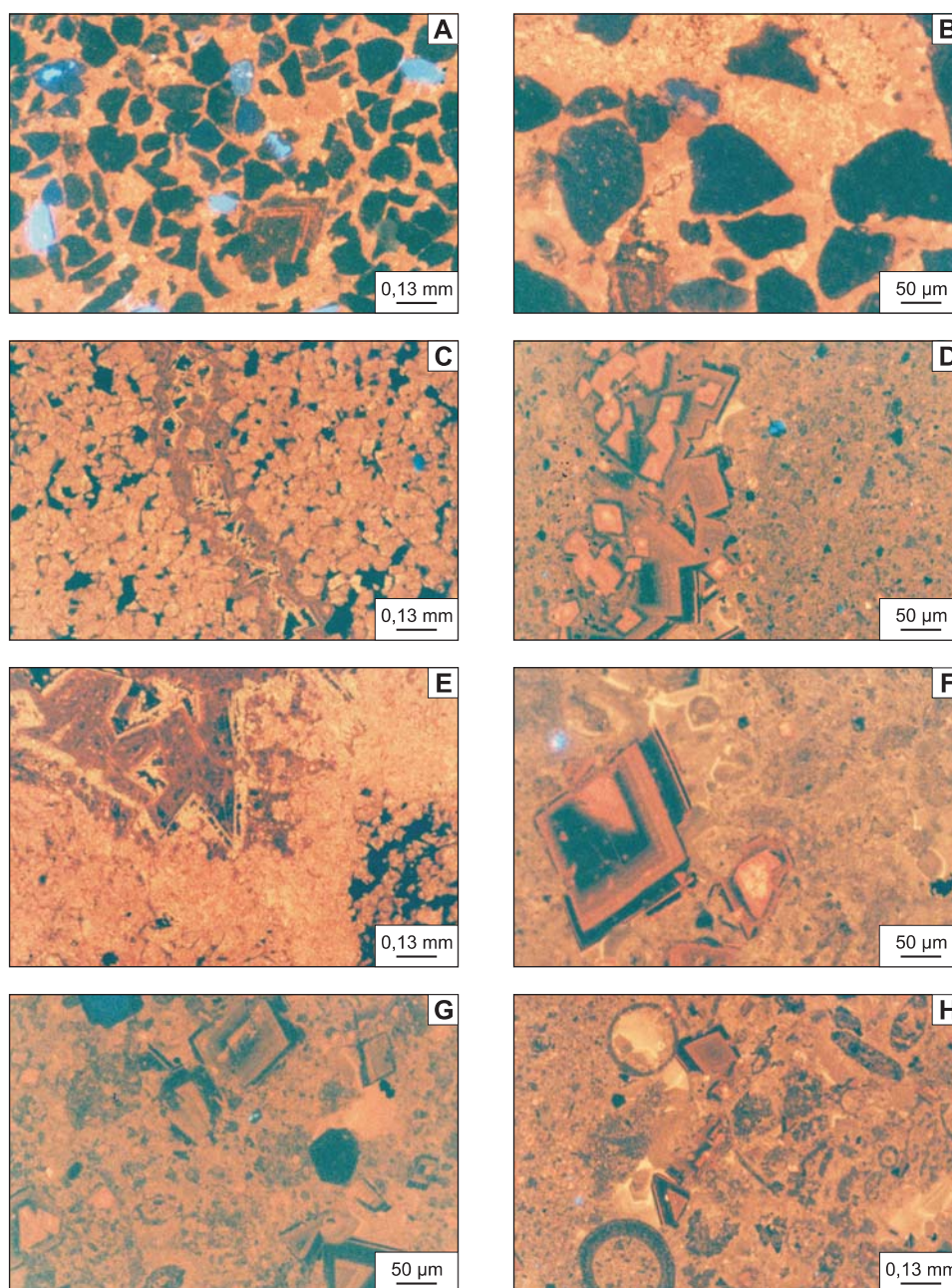
Wapienie organodetrytyczne stanowią 24,4% miąższości formacji koczalskiej. Zbadano je w próbkach z głębokości: 1754,7; 1768,2; 1778,4–1783,8; 1813,3; 1819,1; 1831,65; 1846,0 m.

Tabela 20

## Skład petrograficzny i uziarnienie zlepieńców piaszczystych formacji koczalskiej

Composition and grain size of arenitic conglomerates of the Koczała Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo			Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	Średnica sparu [mm]	
Kwarc (fig. 26C)	60–68	0,06–0,40		kwarc regeneracyjny	5–15	0,03–0,35	generacje cementu: 1) żelaziste błonkowe, 2) kwarcowe, 3) kalcysparytowe (fig. 26D), 4) dolosparytowe; międzyziarnowa substancja organiczna
Skalenie	2	0,10–0,30		kalcydolosparyt	15		
Bioklasty: liliowce, małżoraczki (fig. 27B)	do 5	0,10–0,90		żelaziste błonkowe	3–5		
Intraklasty mułowców	do 10	0,10–0,75					
Kwarc	70	0,02–0,12	0,06	kwarc	7	0,02–0,10	
Muskowit	3	0,06–0,20		żelaziste błonkowe dolosparytowe	5 15		
Kwarc	30	0,03–0,30	0,15	dolosparyt	66	0,02–0,15	
Skalenie	2	0,10–0,20					
Bioklasty: liliowce	2						



**Fig. 27. Dewon górny, profil Jamno IG 1, formacja koczańska – obraz CL**

**A** – arenit kwarcowy z cementem kalcytowym; kwarc – czarny, skalenie – niebieska barwa CL, cement kalcytowy – pomarańczowa barwa; pojedyncze osobniki dolomitu o budowie pasmowej, głęb. 1887,1 m; **B** – piaskowiec kwarcowo-intraklastyczny, cement kalcytosparytowy; kwarc czarny; w dolnej części relik skorupki małżoraczka w wewnętrznej części wypełniony dolosparytem o budowie pasowej, głęb. 1887,1 m; **C** – dolomit z nielicznymi ziarnami kwarcu przecięty szczeliną wypełnioną dolosparytem, skalenie potasowe o niebieskiej barwie CL, głęb. 1812,7 m; **D** – szczelina wypełniona dolosparytem i kalcytosparytem o budowie pasowej w pakstonie peloidowym, głęb. 1737,2 m; **E** – w komorze koralowca wypełnienie druzowe, złożone z agregatu kryształów dolosparytu o budowie pasowej, głęb. 1754,7 m; **F** – pakston peloidowo-bioklastyczny z dużymi osobnikami dolosparytu o budowie pasowej, pasy w kolorze żółtym to kalcyt z domieszką Mn, głęb. 1737,2 m; **G** – pakston peloidowo-bioklastyczny z druzami dolosparytu o budowie pasowej, obok autogeniczne ziarna kwarcu (bez świecenia) i fluorytu o ciemnoniebieskiej barwie CL, głęb. 1750,3 m; **H** – pakston peloidowo-bioklastyczny z druzami złożonymi z dolo- i kalcytosparytu o budowie pasowej, bioklasty złożone z otwornic i glonów – brązowo-pomarańczowe barwy CL, miejscami czarne, głęb. 1750,3 m

Upper Devonian, Jamno IG 1 section, Koczała Formation – CL image

**A** – quartz arenite with calcite cement; quartz grain – black, feldspars – blue, calcite cement – orange; single dolomite intraclasts of zonal texture, depth 1887.1 m.; **B** – intraclastic-quartz sandstone; calcispar cement; quartz grains – black; in the lower part an ostracod test relic filled with dolospar of zonal texture, depth 1887.1 m; **C** – dolomite with few quartz grains crossed with a fracture filled with dolospar; potassium feldspars are blue, depth 1812.7 m; **D** – fracture filled with dolospar and calcispar of zonal texture in a peloidal packstone, depth 1737.2 m; **E** – druse filled with dolospar crystals of zonal texture inside a coral chamber, depth 1754.7 m; **F** – peloidal-bioclastic packstone with large dolospar individuals of zonal texture; calcite with Mn admixture is yellow, depth 1737.2 m; **G** – peloidal-bioclastic packstone with dolosparite druses of zonal texture; authigenic quartz (nonluminescent) and fluorite grains (dark blue) are visible nearby, depth 1750.3 m; **H** – peloidal-bioclastic packstone with dolospar and calcispar druses of zonal texture. Bioclasts represented by foraminifers and algae – brownish and orange, black in places, depth 1750.3 m

Tabela 21

## Skład petrograficzny i uziarnienie dolomitów formacji koczańskiej

Composition and grain size of dolomites of the Koczała Formation

Materiał ziarnowy			Cement i spoiwo				Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu [mm]	Przewaga sparytu [mm]	
Kwarc	pojed.	0,03–0,18	dolosparyt tła dolosparyt w oczkach i szczelinach	90	0,02–0,15	0,06–0,09	tło impregnowane getytem
			dolosparyt tła dolosparyt kalcysparyt anhdydryt oczkowy	70 30	0,01–0,05 0,50–3,00	0,03	oczka wielkości 0,1–10 mm

Występują jako wkładki wśród margli. Miąższość ich waha się w granicach 0,1–8,5 m. Są to osady barwy ciemnoszarej, prawie czarnej, zawierające gęsto upakowane szczątki ramienionogów, liliowców, stromatoporoidów gałązkowych i masywnych, koralowców gałązkowych, masywnych i osobniczych (fig. 26E) o wyraźnych cechach talusa, utworzonego w pobliżu zniszczonej przez fale budowlu organicznej. Bioklasty o frakcji rudytów osiągają średnicę od 2–3 mm do kilkudziesięciu centymetrów, zwłaszcza w przypadku stromatoporoidów masywnych. We flotstonach obok większych bioklastów należących do stromatoporoidów, koralowców i ramienionogów, występują drobniejsze bioklasty: małżów, ramienionogów, małżoraczków i glonów. Matriks wapieni typu rudstone i flotstone jest mikrytowo-dolosparytowy, dolosparytowo-piaszczysty lub pylasty. Osady te w przeważającej części podlegały procesowi dolomityzacji lub ankerytyzacji, której uległ przede wszystkim matriks (fig. 25G). W wielu przypadkach dolomityzacji uległy również szkielety koralowców i stromatoporoidy, tworząc agregaty dolosparytu o budowie pasowej, widocznej w CL (fig. 26F). Często kryształki dolosparytu w gałązkach amfipor pokryte są błonkowo uwodnionymi tlenkami żelaza. Zawartość węglanów w rudytach jest bardzo zmienna i waha się w granicach 62,0–95,5%, w tym dolomitu 0–88%. Najczęściej zawierają 70–90% węglanów (w tym 5–20% dolomitu). Miejscami w matriks stwierdzono do około 15–30% ziaren kwarcu o średnicy

0,01–0,15 mm, z przewagą 0,05 mm (głęb. 1846,0 m). W matriks zgromadzona jest też substancja organiczna w postaci strzępków zwęglonych roślin. W wielu miejscach, w szczególności na pograniczu matriks i szczątków fauny, wytworzyły się szwy mikrostylitowe, zwane mikrostylitami gęstościowymi, z treścią uwodnionych tlenków żelaza i substancji organicznej. Czasem w mikrytowym matriks występują druzi i szczeliny wypełnione dolosparytem o budowie pasowej (fig. 27C, D) i dolosparytem i anhydrytem. Niekiedy gałązki amfipor wypełnione są dolosparytem i anhydrytem.

Dolomity (głównie dolosparyty) stanowią 14,6% miąższości osadów formacji koczańskiej. Szczegółowo zbadano je w próbkach 1778,4 i 1783,8 m. Występują we wkładkach i warstwach grubości 0,1–6,0 m, przeważnie 0,5–1,5 m. Dolosparyty odznaczają się różnym zabarwieniem szarym, szarżółtawym, brunatnoszarym, wiśniowym, szarżółtym, jasnoróżowoszarym, ciemnoszarym i czarnym. Miejscami zawierają przerosty czarnych mikrytów ilastych i dolosparytów z domieszką materiału kwarcowego. Zawartość węglanów w tych osadach wynosi 73–93% (w tym 59–90% dolomitu), najczęściej 91–93% węglanów (w tym 86–90% dolomitu). Czasem zawierają nieliczne reliktory koralowców i stromatoporoidów gałązkowych i masywnych. Miejscami są kawerniste z wypełnieniami dolosparytowymi i anhydrytowymi o strukturze grano- i nematotopowej. Druzy bywają wypełnione średnio- lub grubokrystalicznym dolosparytem i anhydrytem

Tabela 22

## Skład petrograficzny i uziarnienie wapieni ziarnistych (wakstonów i pakstonów) formacji koczańskiej

Composition and grain size of wacke- and packstones of the Koczała Formation

Materiał ziarnowy				Cement i spoiwo		Uwagi
Skład	Udział [%]	Wielkość allochemów [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Udział [%]	
Peloidy	40	0,06–0,2	0,08	mikryt	45	w wapieniu – sekrecje złożone z idiotopowych romboedrycznych dolosparytów pasowych o zmiennym składzie, ze strefami wzbogaconymi w żelazo (bez świecenia CL); w próbce z głęb. 1750,3 m – osobniki fluorytu (świecenie granatowe CL) oraz szczeliny kompakcyjne
Intraklasty mikrytów z kalcysferami i małżoraczkami	15	0,2–3,0				
Bioklasty: <i>Anthracoporella</i> , małżoraczki, kalcysfery, <i>Umbella</i> , otwornice	5–15	0,06–0,15		mikryt	34–54	
Peloidy	35–60	0,01–0,15				
Kwarc	1					



listewkowo-tabliczkowym. W dolosparytach trafiają się mikrostylolity, powstałe po procesie dolomityzacji. Charakterystykę petrograficzną dolosparytów zestawiono w tabeli 21.

Wapienie ziarniste (wakstony i pakstony) stanowią 17,6% miąższości osadów formacji koczalskiej. Wakstony i pakstony zbadano w próbkach z głębokości 1737,2 i 1750,3 m. Grubość wkładek i warstw wapieni ziarnistych wynosi 0,05–5,10 m. Osady te odznaczają się barwą jasnoszarą, szarą i ciemnoszarą, miejscami czarną i szarozółtawą. Część wapieni jest masywna i zwięzła, część zaś zawiera nierównomiernie rozmieszczone szczątki koralowców gałązkowych, stromatoporoidów masywnych i gałązkowych oraz drobnych ramienionogów.

W próbce z głębokości 1750,3 m stwierdzono idiotopowy fluoryt (granatowa barwa CL). Skład ziarnowy wapieni ziarnistych (wakstonów i pakstonów peloidowych i bioklastycznych) (fig. 27F, G, H, 26H) wskazuje, że osady te tworzyły się za barierą, w środowisku lagunowym. Obserwowane w osadach pakstonów peloidowo-glonowych sekrecje oczkowe z kryształami dolosparytu o budowie pasowej oraz geody dolosparytowe z anhydrytem powstały w wyniku działania roztworów późnodiagenetycznych o zmiennym chemizmie. Charakterystykę petrograficzną wapieni zestawiono w tabeli 22.

### Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne zaznaczyły się w różnym stopniu we wszystkich litofacjach. Podstawowe procesy zachodzące w osadach to: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, ługowanie oraz metasomatyczne przemiany allochemów. Podsumowanie wniosków określających etapy diagenetyzacji zamieszczono w tabeli 23 z uwzględnieniem kolejnych procesów i występowania minerałów.

**Kompaktacja mechaniczna.** Kompaktacja mechaniczna zaznaczyła się najbardziej w osadach nierównoziarnistych, subklastycznych, arenitach i wakach średnio- i drobnoziarnistych (fig. 22D, F, G, H), czyli w utworach o największej liczbie kontaktów stykowych ziaren. W osadach zawierających klasty mułowców ilastych, pyłowców i wak kwarcowych (fig. 22A, C, D, 26A) zaznaczyły się wyraźniej procesy wciskowe twardych ziaren w bardziej plastyczne litoklasty oraz procesy deformacyjne blaszek łyszczyków i zwęglonych fragmentów roślin (fig. 24B, 26C). Procesy te zachodzą najintensywniej od etapu depozycji do lityfikacji osadu. Kompaktacja mechaniczna polega przede wszystkim na zagęszczaniu upakowania ziaren terygeniczných począwszy od momentu depozycji materiału do całkowitej jego lityfikacji pod nadkładem.

**Kompaktacja chemiczna.** Kompaktacja chemiczna związana jest z rozpuszczaniem ziaren pod ciśnieniem w wyniku nacisku. Rozwój kompaktacji mechanicznej polegającej na zwiększeniu kontaktów stykowych, prostych ma wpływ na powstanie kontaktów wkłęsło-wypukłych pod wpływem nacisków międzyziarnowych oraz roztworów ługujących ziarna (fig. 22F–H, 23E–H, 24A). Kompaktacja chemiczna rozwija się znacznie w etapie rozwoju mikrostylolitów i najwyraźniej zaznaczona jest w piaskowcach formacji sianowskiej, gdzie zwierek kwarcowy w ponad 50% uległ rozpuszczeniu.

**Cementacja.** Wyróżniono cementy: błonkowe, porowe i podstawowe. Cementy najstarsze, pierwotne, to cementy błonkowe żelaziste i ilaste – illitowe lub chlorytowe (fig.

22E, H, 24A, B). W osadach terygeniczných, piaskowcach i pyłowcach, cement kwarcowy, regeneracyjny zaczyna swój rozwój „brodawkowy” w miejscach styku ziaren. Następnym etapem jest wzrost cementu kwarcowego wokół ziaren terygeniczných na błonkowych cementach żelazistych lub ilastych przy zachowaniu ich pierwotnego położenia. W dalszym etapie następuje obrastanie kwarcu detrytycznego kwarcem autigenicznym (fig. 24C). Obserwacje cementów ortochemicznych, takich jak kwarcowe i węglanowe, prowadzą do następujących wniosków: w przypadkach występowania błonki ilastej na ziarnach kwarcu, krzemionka z wód porowych przenika przez błonę i bezpośrednio na ziarnach rozpoczyna się „brodawkowy” wzrost kwarcu, który rozrywa błonki. Dalszy wzrost kwarcu powoduje łączenie się „brodawek” i uwięzienie błonki w kwarcu. Po tym wzroście następuje automorfizacja ziarn kwarcu i powstanie porowatości międzykryształicznej. Zachowanie się różnych, bardziej miękkich skupień międzyziarnowych podlega deformacjom mechanicznym, spowodowanym kompaktacją i naciskiem wzrostu kryształów kwarcu lub węglanów porowych, właściwy cement ilasty (fig. 24B, E, F). Czasem pozostaje pusta międzyziarnowa przestrzeń porowa – pierwotna, bądź wtórna – w wyniku wyługowania cementu ortochemicznego, węglanowego. Następnym etapem cementacji jest cementacja dolomit, ankerytem lub kalcytem, która najczęściej wypełnia przestrzeń porową (fig. 22B–H).

W niektórych piaskowcach o rzadszym upakowaniu ziaren cementację rozpoczyna dolomit, tworząc typ cementu właściwego (fig. 23G, 22A, B). We wszystkich formacjach w piaskowcach występują sparytowe cementy kalcytowe lub kalcytowo-dolomitowe poikiloklastyczne. W cementach tych w dużych jednorodnych osobnikach kalcytosparytu zatopione są ziarna terygeniczne i dolosparytu (fig. 23A). Jest to spowodowane procesem dedolomityzacji. W wakach cement porowy lub właściwy jest złożony z łuseczkowego illitu lub blaszkowego chlorytu. Wzrost cementów ortochemicznych powoduje sprasowanie cementu ilastego porowego właściwego. Często w piaskowcach nierównoziarnistych, drobnoziarnistych i w pyłowcach dolomitycznych występują struktury oczkowe, wypełnione całkowicie kalcytosparytem o jednokierunkowej orientacji optycznej lub dolosparytem, często o budowie pasowej ze strefami z brakiem świecenia CL – wzbogaconymi w drobinę FeCO<sub>3</sub>. Wnętrza oczek niekiedy wypełnione są geodą dolosparytu, z listewkowym anhydrytem. Najbardziej urozmaicona jest cementacja w węglanowych osadach formacji koczalskiej. W cementach węglanowych badania katodoluminescencyjne (fig. 27A, B) pozwalają na określenie jednorodności chemiczno-mineralnej cementów węglanowych zawierających Fe (brak świecenia CL) i Mn (pomarańczowe świecenie CL), a także określenie stopnia obtoczenia ziaren terygeniczných i ich kontaktów. Dzięki zróżnicowanemu świeceniu, w węglanach neomorficznych można śledzić zmiany chemizmu roztworów, z których węglan wytrąca się, lub dzięki którym następuje metasomatoza (fig. 26F, 27C–H). Neomorficzne węglany cementów przeważnie wykazują budowę pasową. W wielu przypadkach obserwuje się „uskokowe” przesunięcia pasów, ich poprzeczne deformacje, obecność wewnątrz pasów wrostków kalcytosparytowych oraz podłużne, faliste powierzchnie wewnątrzpasowe, wskazujące na proce-



Tabela 23

## Sekwencja diagenetyczna w osadach dewonu profilów Jamno IG 1, IG 2, IG 3

Diagenetic sequence in Devonian rocks from Jamno IG 1, IG 2 and IG 3 sections

Procesy diagenetyczne i minerały	Etapy rozwoju diagenety			
	synsedymencyjny	wczesny	pośredni	późny
Kompakcja	mechaniczna		dehydratacja	
Cementacja	mechaniczna	krzemionka żelazista		anhydrytowa, Mg, Fe
Deformacje	bioturbacje, spływy	procesy wciskowe		
Ługowanie szkieletów org.		koralowce - rozpuszcz. ziarn, metasomatoza		
Mikrostylolityzacja		arenity, gruzły, wapienie	dolosparyty	
Szczelinowacenie		kompakcyjne	kalcosp. z SiO <sub>2</sub>	tektoniczne z Fe
Gruzłowacenie	rudyt	pod nadkładem		
Przemiany subst. organicznej	syngenetyczne		allogeniczne	
Illit				
Chloryt				
Kalcymikryt	cement madston.			
Kalcysparyt		cement	przekryst. dedolomit	
Dolosparyt		podstaw. masa podstaw.	metasom. gniazda dolanh.	szczelin.
Ankeryt – dolomit Fe			gniazda	
Anhydryt		Sr > 0,4%	bez Sr	
Tlenki żelaza		z rozkł. pirytu		
Kwarc autigeniczny				
Skaleń autigeniczny				
Halit				

sy korozji węglanów, podczas któregoś z rytmów pulsacyjnych wytrącania węglanów.

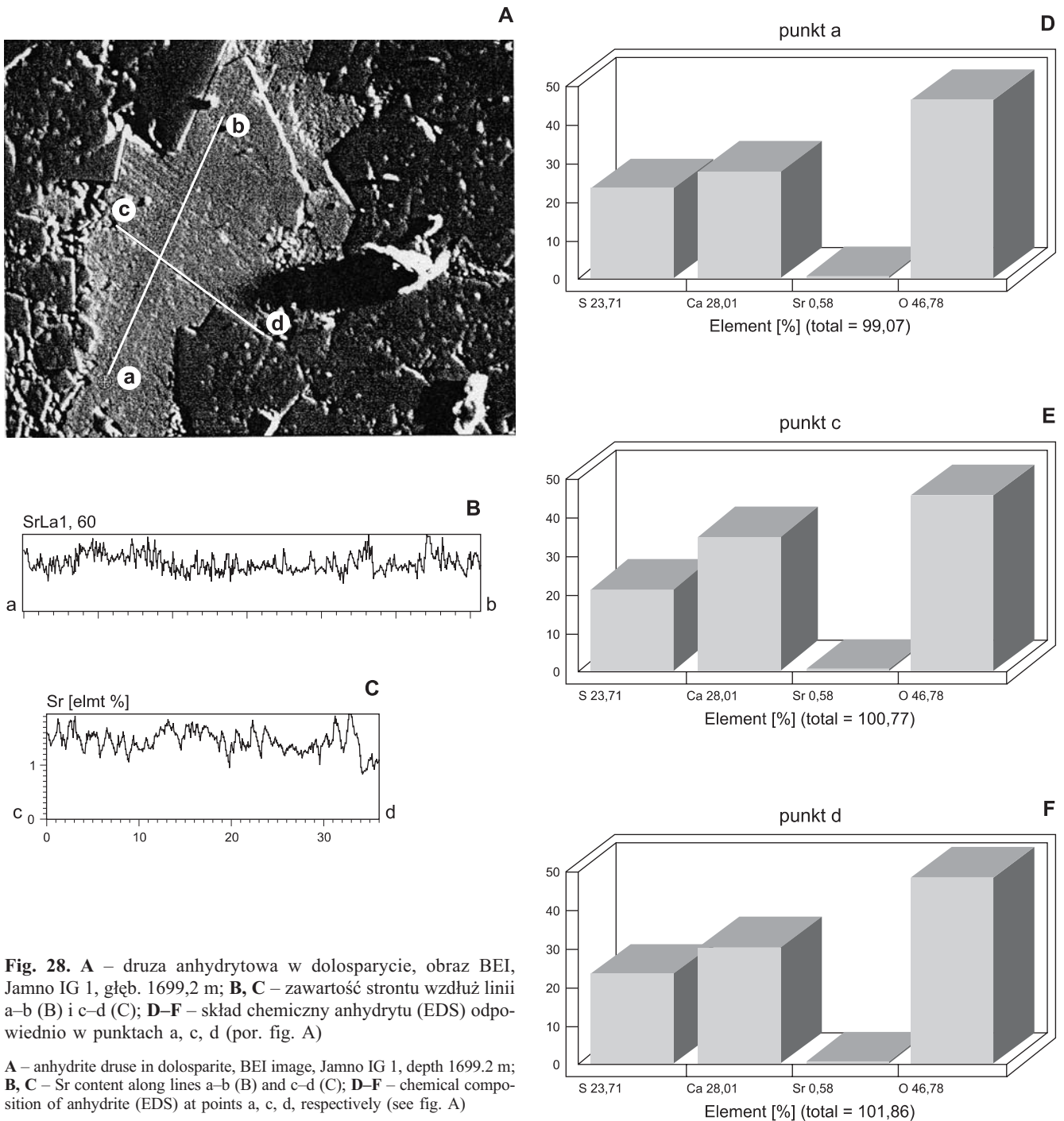
Proces dolomityzacji anhydrytu zaznacza się występowaniem nieświejących otoczek – pasów wokół dolosparytu w anhydrycie. Istotną obserwacją było wyróżnienie kilku generacji anhydrytu w gniazdach: anhydrytu ze świeceniem ciemnognanowym i anhydrytu bez świecenia. Badania rentgenostrukturalne świejących anhydrytów z otworów Giełczew FIG 5 i 6 (Radlicz, 1997) wykazały obecność w nich stroncjanitu odznaczającego się świeceniem ciemnoniebieskim (Nickel, 1978). Osobniki fluorytu stwierdzone w pakstonie forma-

cji koczalskiej prawdopodobnie powstały z uwolnienia fluoru w procesie gipsyfikacji anhydrytu (fig. 27G).

Szczególnie widoczne są procesy dolomityzacji, ankerytyzacji, a także zastępowania anhydrytem tabliczkowym lub pokilotopowym w szczątkach koralowców i gałkowych stromatoporoidów. W osadach pakstonów peloidowo-glonowych powstałych w środowisku lagunowym, widoczne są sekrecje oczkowe z kryształami dolosparytu o budowie pasowej oraz geody dolosparytowe z wypełnieniem listewkowym anhydrytu lub jednorodnym anhydrytem. Wyniki analiz ilościowych punktowych (EDS) w różnych oczkach oraz w profilach

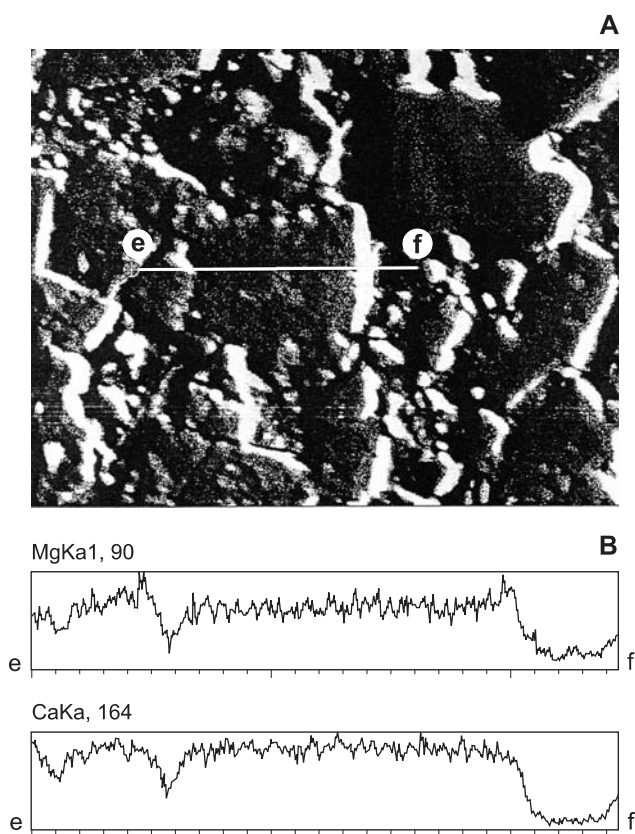
podłużnych i poprzecznych oczek wykazały bardzo zmienne zawartości Sr. W jednych oczkach zawartość Sr (EDS) wynosi 0,43–0,58%, zaś w miejscach zanhydryzowanego dolosparytu poniżej 0,02%. Widma rentgenowskie (EDS) jakościowego składu chemicznego jednorodnego anhydrytu w oczkach, nie ujawniają pików Sr. Analizy ilościowe punktowe wykonane z geopetalnej konkrecji anhydrytowej o strukturze nematopowo-włóknistej i nematopopowo-listewkowej (fig. 26G) wykazały zawartości 0,43–0,58% Sr. Struktury anhydrytów: nematopowa, włóknista i listewkowa wg Andrianowskiej (1956)

należą do struktur pierwotnego anhydrytu. Stąd anhydryty te zawierają maksymalną zawartość Sr wynoszącą 0,6% (Łaskiewicz, 1957), jaką pomieści anhydryt w przestrzeniach międzysięciowych. Na podstawie badań składu Sr w anhydrytach można przypuszczać, że występują tu różne generacje anhydrytu, o różnej zawartości strontu: generacja pierwotna, nematopowa, przekryształizowana (fig. 28A–E) i generacja (fig. 28A:a–b), która powstała w wyniku anhydryzacji dolosparu bez Sr (fig. 28A:c–d). W przypadku anhydryzacji dolosparytu, anhydryt podolosparytowy nie wykazuje świecenia CL.



**Fig. 28.** A – druze anhydrytowa w dolosparycie, obraz BEI, Jamno IG 1, głęb. 1699,2 m; B, C – zawartość strontu wzdłuż linii a–b (B) i c–d (C); D–F – skład chemiczny anhydrytu (EDS) odpowiednio w punktach a, c, d (por. fig. A)

A – anhydrite druse in dolosparite, BEI image, Jamno IG 1, depth 1699.2 m; B, C – Sr content along lines a–b (B) and c–d (C); D–F – chemical composition of anhydrite (EDS) at points a, c, d, respectively (see fig. A)



**Fig. 29.** A – dolosparyt, obraz BEI, Jamno IG 1, głęb. 1699,2 m; B – zawartość Mg i Ca wzdłuż linii e–f

A – dilosparite, BEI image, Jamno IG 1 borehole, depth 1699.2 m; B – distribution of Mg and Ca along the e–f line

**Hanna MATYJA**

## OSADY WĘGLANOWE I ŚRODOWISKA ICH DEPOZYCJI

Węglanowe osady środkowego i górnego dewonu w badanych profilach tworzą bądź niewielkiej miąższości warstwy w obrębie formacji jamneńskiej (Jamno IG 1, Jamno IG 2, Jamno IG 3) i wyszeboarskiej (Jamno IG 1), które zdominowane są przez osady klastyczne, bądź tworzą zwarte, dużej miąższości zespoły litologiczne w obrębie formacji sianowskiej i koczańskiej (Jamno IG 1), zdominowane przez osady węglanowe (por. fig. 14–16). Węglańy spotykane są również jako spoiwo i/lub cement skał silikoklastycznych (mułowców, piaskowców) w niektórych fragmentach formacji jamneńskiej, sianowskiej i koczańskiej. Spektrum zidentyfikowanych skał węglanowych charakteryzuje się umiarkowanym zróżnicowaniem (por. fig. 30–33), dominują bowiem odmiany mikrofacjalne związane z bardzo płytkowodnymi i płytkowodnymi środowiskami sedimentacyjnymi, odpowiadającymi środowiskom przybrzeżnym oraz proksymalnym partiom rampy lub platformy węglanowej.

Figura 29 przedstawia zmienność zawartości Ca i Mg oraz punktowe, ilościowe analizy chemiczne dolomitu zawierającego śladowe ilości Fe i Mn.

Zgodnie z sugestią Greensmitha i in. (1971), Książkiewicza (1979) i J. Dadlez (1976) żelazo w osadach mogło zostać dostarczone do zbiornika w zawieszynie materiału pochodzącego z wietrzenia laterytowego oraz z erozji osadów facji typu old redu. Związki żelaza mogły również dostać się do osadów z roztworami porowymi w różnych etapach diagenety. W etapie późnej diagenety, prawdopodobnie przy udziale roztworów termalnych, utworzyły się skupienia włóknisto-sferolitycznych tlenków żelaza (fig. 24D), odznaczające się podobnymi właściwościami uszczelniającymi jak illit włóknisty (Harris i in., 1985).

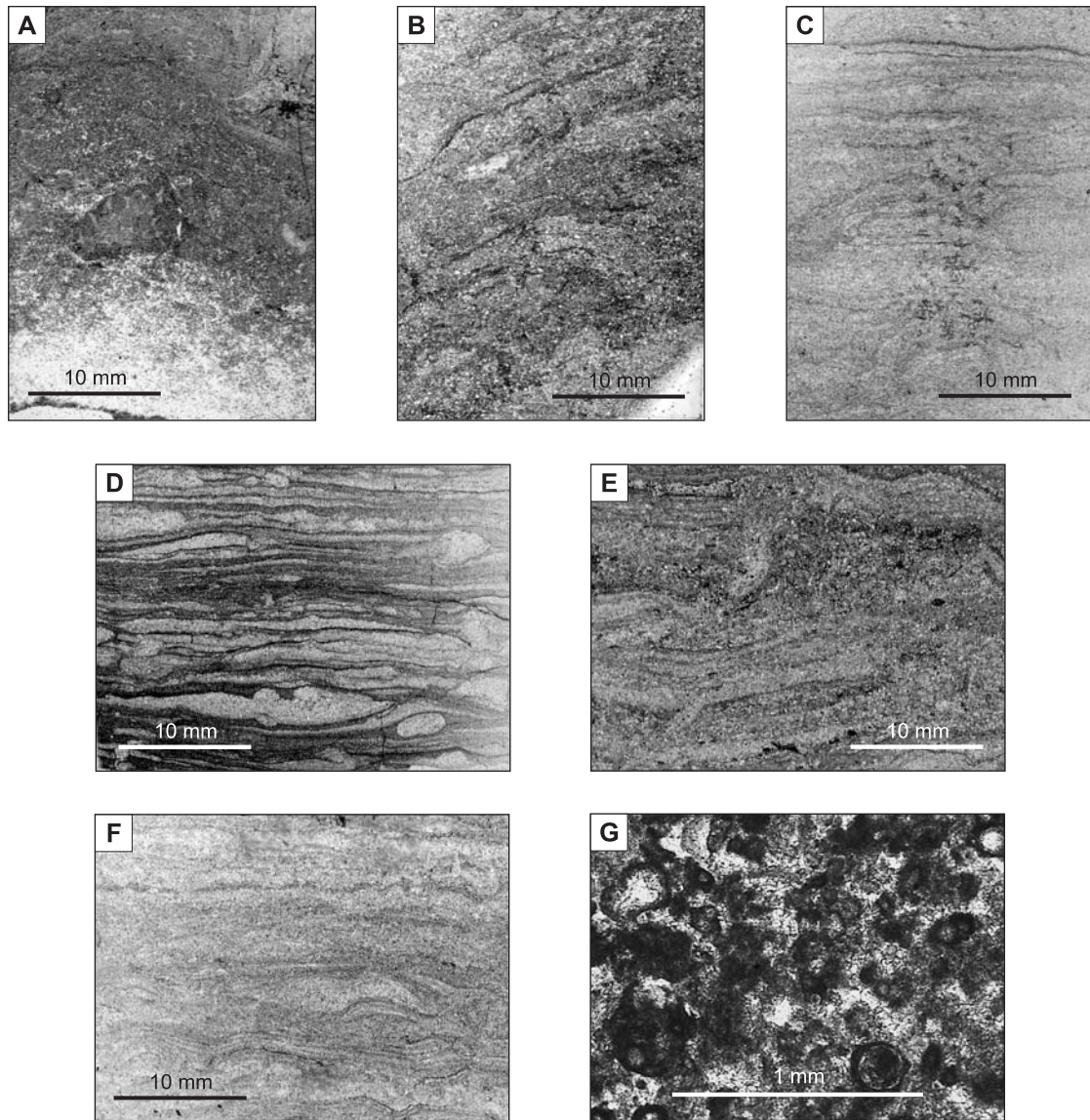
Obecność halitu (fig. 25B) w mułowcu ilastym (fig. 25A) formacji sianowskiej, sugeruje, że halit ten utworzył się prawdopodobnie w lagunie hipersalinarniej (Gradziński i in., 1986).

Dolomityzacja badanych osadów w większości przypadków była procesem pulsacyjnym (por. Davis, Yurewicz, 1985; Pierson, 1981). Proces ten zaznaczył się zmianami zawartości Fe w dolomitach i budową pasową obserwowaną w kryształach. Bardziej jednorodnie dolosparyty, o słabym świeceniu katodoluminescencyjnym, być może utworzyły się podczas wcześniejszych etapów dolomityzacji.

W osadach formacji jamneńskiej, sianowskiej i wyszeboarskiej, w piaskowcach i w wackach, stwierdzono obok siebie osady mało zwięzłe, kruche oraz twarde i zwięzłe fragmenty osadów, o jednakowych cechach strukturalnych. Zróżnicowanie zwięzłości osadów można wytłumaczyć diagenetycznym budinazem cementu ortochemicznego. Deformacje plastyczne obserwowane w obrębie osadów laminowanych (pyłowiec–mułowec ilasty) i utworzenie tekstury zafałdowanej (fig. 21E), świadczyć może o procesach zsuwów pod nadkładem.

Dolomity kryptokrystaliczne, drobnolaminowane wapienie oraz ciemne, często margliste, utwory węglanowe, występują w postaci cienkich wkładek w obrębie formacji jamneńskiej i wyszeboarskiej, zdominowanych przez osady piaszczyste, mułowcowe lub ilaste. Wśród osadów obydwu wspomnianych wyżej formacji niezwykle rzadko spotyka się pojedyncze znaleziska fragmentów ramienionogów, mszywiolów (fig. 30A) i koralowców, czy wkładki wapieni ziarnistych, takie jak np. wkładka peloidowego grejnstonu (fig. 30G), zidentyfikowane w obrębie silikoklastyków formacji jamneńskiej. W obrębie mułowcowych i piaszczystych partii profilu, reprezentujących osady formacji sianowskiej, spotyka się relatywnie często kilkunastocentymetrowe wkładki wapieni ze stromatoporoidami, amfiporami, pojedynczymi trochitami i mikrokonchidami, a także wapienie ziarniste (pakstony/grejnstony) krynoidowe z domieszką materiału piaszczystego (fig. 31G).





**Fig. 30. Formacja jamneńska**

**A** – wkładka wapienia piaszczystego z fragmentami mszywiolów i liliwców w średnioziarnistym piaskowcu kwarcowym, profil Jamno IG 1, głęb. 2708,0–2715,0 m; **B–F** – częściowo zdolomityzowane i zbioturbowane laminy kryptoalgalne, profil Jamno IG 1, głęb.: B – 2510,0 m, C – 2500,2 m, D – 2508,3 m, E – 2507,0 m, F – 2499,7 m; **G** – peloidowy grejnston, profil Jamno IG 3, głęb. 2228,0 m

#### Jamno Formation

**A** – interbed of sandy limestone with skeletal elements of bryozoa and crinoids in medium-grained quartz sandstone, Jamno IG 1 borehole section, depth 2708.0–2715.0 m; **B–F** – partly dolomitized, bioturbated cryptoalgal laminite, Jamno IG 1 section, depth: B – 2510.0 m, C – 2500.2 m, D – 2508.3 m, E – 2507.0 m, F – 2499.7 m, **G** – peloid grainstone, Jamno IG 3 section, depth 2228.0 m

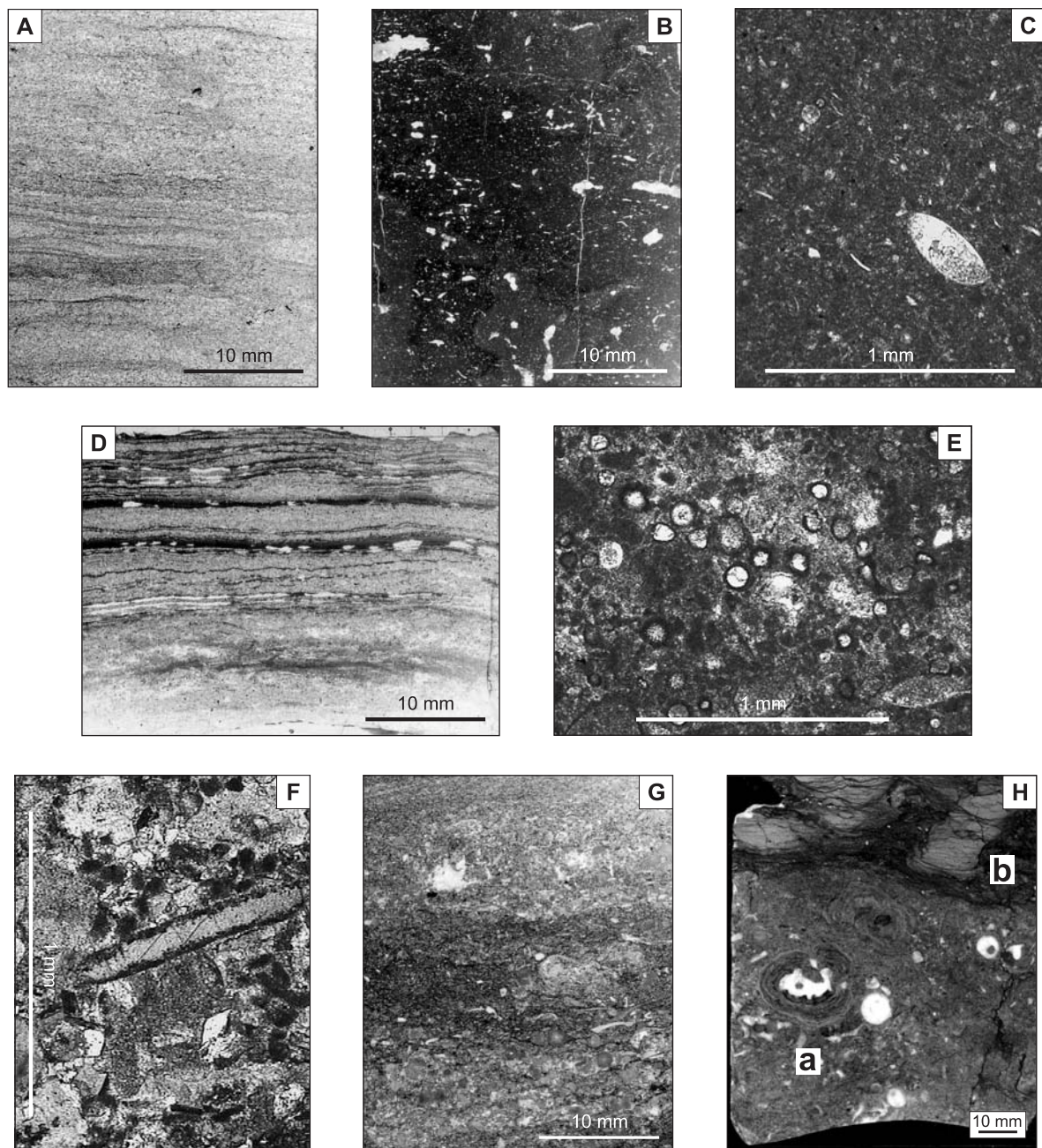
Osady węglanowe, występujące w postaci relatywnie grubych ławic lub zespołów ławic, charakterystyczne są dla formacji sianowskiej i koczańskiej. Reprezentowane są one przez osady marglisto-węglanowe oraz wapienie, głównie drobnoziarniste.

W obrębie węglanowych partii sekwencji środkowodewońskiej oraz dolnego i środkowego franu wyróżnić można kilka podstawowych typów facjalnych i charakteryzujących je odmian mikrofacjalnych.

#### Dolomity kryptokrystaliczne

Spotykane są jako niewielkiej miąższości warstewki w obrębie formacji jamneńskiej i wyszeborskiej, występując na ogół w stropie sekwencji piaszczysto-mułowcowych. Szare dolomity kryptokrystaliczne nie zawierają żadnych szczątków organicznych i prawdopodobnie są osadem o pochodzeniu syngenetycznym lub wczesnodiagenetycznym.





**Fig. 31. Formacja sianowska, profil Jamno IG 1**

**A** – słabo zdolomityzowany laminit kryptoalgowy, głęb. 2253,6 m; **B** – madston ze strukturami fenestralnymi, głęb. 2258,2 m; **C, E** – wakston kalcysfero-małożoraczkowy: **C** – głęb. 2212,2 m, **E** – głęb. 2202,4 m; **D** – częściowo zdolomityzowany (dół zdjęcia) laminit kryptoalgowy, głęb. 2256,6 m; **F** – peloidowo-bioklastyczny (glonowo-małożoraczkowy) grejnston, głęb. 2206,4 m; **G** – częściowo zdolomityzowany pakston/grejnston krynoidowy, głęb. 2207,4 m; **H** – wakston z onkoidami (**a**), ślimakami i mikrokonchidami (dół zdjęcia), w przewarstwieniu marglistym (górze zdjęcia) ichnoskamieniałość *Teichichnus* sp. (**b**), głęb. 2255,0 m

#### Sianów Formation, Jamno IG 1 section

**A** – partly dolomitized, cryptoalgal laminite, depth 2253.6 m; **B** – mudstone with fenestral fabrics, depth 2258.2 m; **C, E** – calcisphere-ostracod wackestone: **C** – depth 2212.2 m, **E** – depth 2202.4 m; **D** – partly dolomitized (the lower part of the picture) cryptoalgal laminite, depth 2256.6 m; **F** – peloid-bioclastic (algal-ostracod) grainstone, depth 2206.4 m; **G** – partly dolomitized, crinoid packstone/grainstone, depth 2207.4 m; **H** – wackestone with oncoids (**a**), gastropods and microconchids (the lower part of the picture), interbed of marl with ichnofossil *Teichichnus* sp. (the upper part of the picture, **b**), depth 2255.0 m

### Wapienie laminowane

Osady tej facji tworzą niezbyt grube wkładki, najczęściej rzędu kilku lub kilkunastu centymetrów, sporadycznie kilkudziesięciu centymetrów, w obrębie iłowców, mułowców, rzadziej drobnoziarnistych piaskowców formacji jamneńskiej sianowskiej i wyszeborskiej w profilach Jamno IG 1 i Jamno IG 3. Wapienie te można określić jako drobnolaminowane mikryty o zabarwieniu beżowym lub szarozielonkawym, zawierające nieznaczną domieszkę ziaren kwarcu, a niemal pozabawione jakichkolwiek, poza mikrokonchidami, szczątków organicznych. Przebieg obserwowanych lamin jest na ogół delikatnie undulowany (fig. 30B–F; 31A, D; 32). W obrębie lamin bardzo rzadko widoczne są ślady struktur fenestralnych (fig. 31B). Miejscami widoczne są ślady działalności innych organizmów, zaburzające tę laminację (fig. 30E). Struktura lamin i sposób ich uporządkowania wskazują na związki z matami mikrobialnymi (n.p. Flügel, 2004). Ich wielokrotne pojawianie się (w ciągu środkowego dewonu) w obrębie silikoklastycznych osadów równi pływowej (por. Paczeńska, ten tom), jak i ich stosunkowo niewielka miąższość, związane było zapewne z krótkotrwałymi przerwami w dostawie materiału terygenicznego do tej części zbiornika pomorskiego.

Cienkie wkładki drobnolaminowanych wapieni spotykane są też w obrębie bardzo płytkowodnych osadów węglanowych proksymalnej części platformy węglanowej formacji koczalskiej.

### Margle i wapienie margliste ze szczątkami szkieletowymi

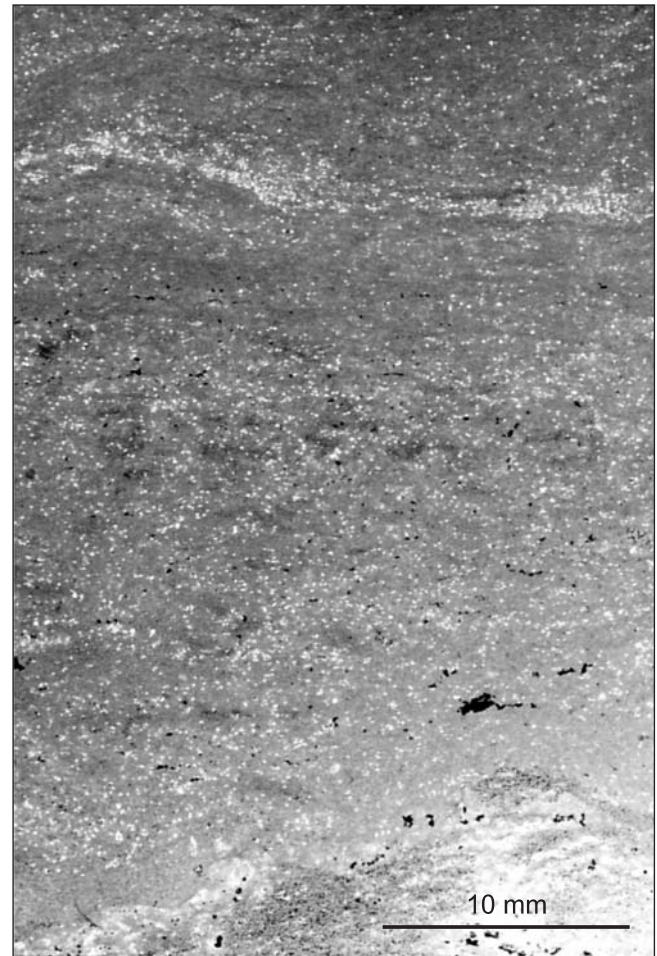
Wkładki margli niewielkiej miąższości, rzadko przekraczającej kilkanaście centymetrów, spotykane są w obrębie silikoklastycznej formacji jamneńskiej i wyszeborskiej. Są to najczęściej wakstony szkieletowe, zawierające fragmenty koralowców i stromatoporoidów, bardzo rzadko szkarłupni i ramienionogów. Wyraźna, ostra dolna granica tych wkładek wydaje się przemawiać za ich sztormowym pochodzeniem.

W obrębie formacji sianowskiej i dolnych partii formacji koczalskiej ta odmiana facjalna jest często spotykana, a margle i wapienie margliste charakteryzują się na ogół strukturą gruzłową i zawierają domieszkę szczątków roślinnych, fragmenty masywnych stromatoporoidów, fragmenty koralowców oraz trochity liliowców. Margle i wapienie margliste formacji sianowskiej i koczalskiej powstawały, jak się wydaje, w płytkim środowisku sedymentacyjnym, związanym z proksymalną częścią rampy lub platformy węglanowej.

### Wapienie ziarniste

Wapienie ziarniste, najczęściej wakstony, rzadziej pakstony i grejnstone, stanowią najczęściej spotykaną odmianę facjalną, w obrębie zdominowanych przez osady węglanowe, formacji sianowskiej i koczalskiej.

Większość z analizowanych fragmentów profilu, obejmujących osady formacji sianowskiej i koczalskiej, charakte-



**Fig. 32. Formacja wyszeborska, profil Jamno IG 1**

Częściowo zdolomityzowany, laminowany madston z domieszką ziaren kwarcu; w górnej części zdjęcia warstewka pakstonu peloidowego; głęb. 2007,8 m

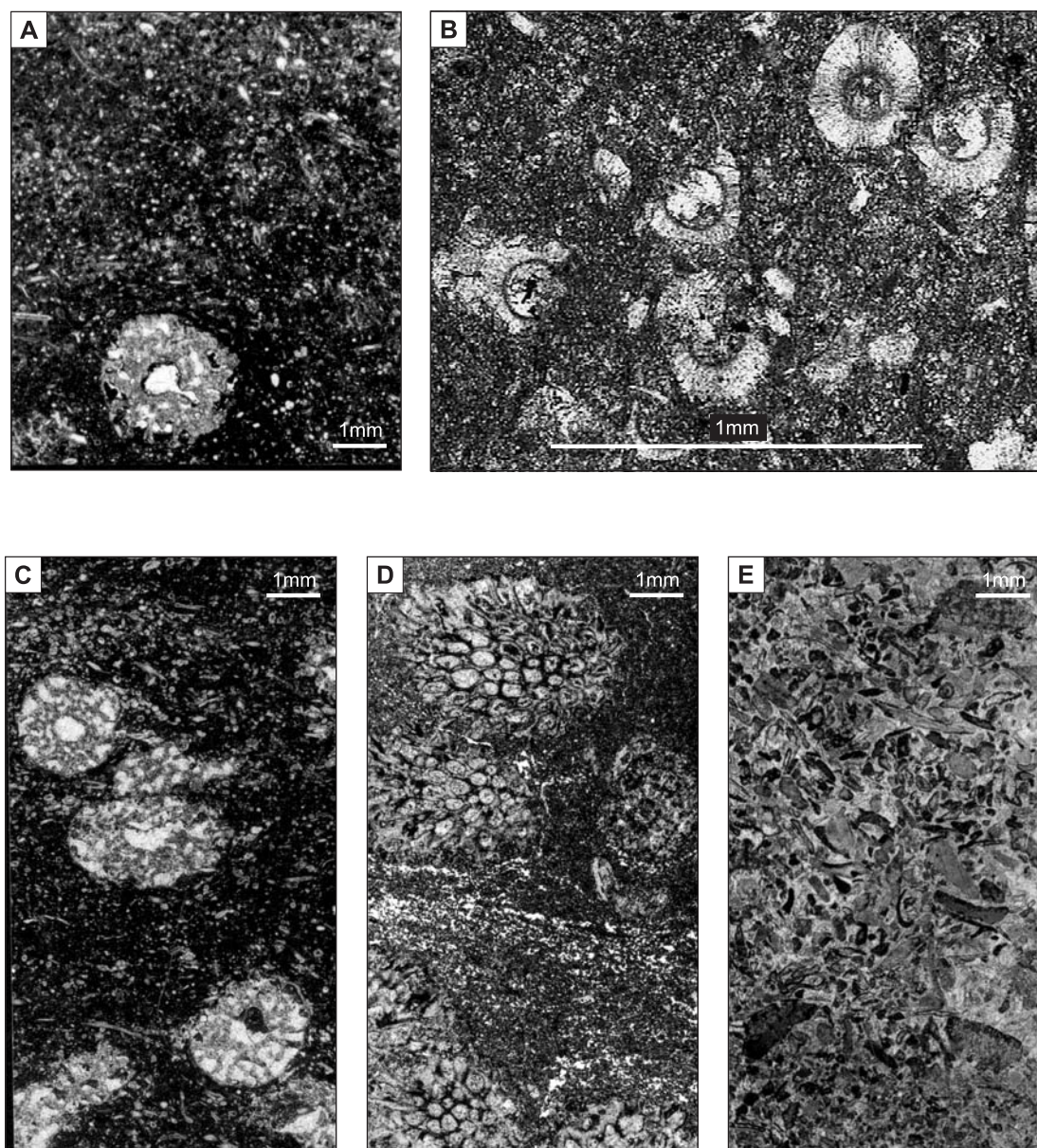
Wyszebórz Formation, Jamno IG 1 borehole section

Partly dolomitized, laminated mudstone with admixture of detrital quartz grains; the upper part of the picture shows a peloidal packstone layer; depth 2007.8 m

ryzuje się obecnością mniej lub bardziej gęsto upakowanych, na ogół drobnych szczątków organicznych, przede wszystkim amfipor, drobnych zielenic, ramienic, kalcysfer, małżoraczków i otwornic, którym często towarzyszą bardzo drobne peloidy. Dominujący udział mikrytu w matriksie oraz specyficzny skład szczątków organicznych w nich zawartych, wskazuje, że osady te powstawały w spokojnym zbiorniku lagunowym, przynajmniej częściowo odciętym od wpływów otwartego zbiornika morskiego. Do najczęstszych odmian mikrofacjalnych należą tu:

- wapienie mikrytowe,
- wapienie mikrytowe (wakstony) z ramienicami (fig. 33B),





**Fig. 33. Formacja koczalska, profil Jamno IG 1**

**A** – wakston/pakston amfiporowo-glonowo-maźzoraczkowy, zaburzony bioturbacjami, głęb. 1768,0 m; **B** – wakston z ramienicami, głęb. 1706,2 m; **C** – wakston amfiporowo-glonowy, głęb. 1709,0 m; **D** – flotston z tabulatami z rodzaju *Alveolitella*, głęb. 1829,0 m; **E** – krynowidowo-otwornicowo-algowy grejnston, głęb. 1875,0–1881,0 m

#### Koczalska Formation, Jamno IG 1 section

**A** – amphiporoid-algal-ostracod wackestone/packstone, depth 1768.0 m; **B** – wackestone with charophyte oogonia, depth 1706.2 m; **C** – amphiporoid-algal wackestone, depth 1709.0 m; **D** – tabulate coral floatstone with *Alveolitella*, depth 1829.0 m; **E** – crinoid-foraminiferal-algal grainstone, depth 1875.0–1881.0 m

- wapienie mikrytowe (wakstony/pakstony) z amfiporami,
- wapienie (wakstony/pakstony) amfiporowo-glonowo-maźzoraczkowe (fig. 33A, C),
- wapienie mikrytowe (madstony) z maźzoraczkami (fig. 31C)
- wapienie mikrytowe z (wakstony) licznymi kalcysferami i maźzoraczkami (fig. 31E),
- wapienie mikrytowe (wakstony) z maźzoraczkami, kalcysferami i glonami,
- wapienie mikrytowe (wakstony) z mikrokonchidami, kalcysferami, maźzoraczkami,
- wapienie mikrytowe (wakstony) ze ślimakami, dużymi onkoidami i mikrokonchidami (fig. 31H).

Do rzadko spotykanych odmian wapieni ziarnistych należą w badanym materiale grejnstony, charakteryzujące nieco bardziej dynamiczne środowiska sedymentacji, np. płycizny węglanowej. Takie środowisko reprezentować mogą np. peloidowo-bioklastyczne (małżoraczkowo-glonowe) (fig. 31F) czy glonowo-otwornicowo-szkarłupniowe grejnstony (fig. 33E).

Bardziej otwartomorskie środowiska sedymentacji, prawdopodobnie związane z bardziej dystalną częścią platformy

węglanowej (lub środkową częścią rampy węglanowej) reprezentują jedynie niektóre osady formacji koczańskiej. Do takich zaliczyć można wapienie mikrytowe (wakstony) z maszynymi stromatoporoidami, osobniczymi koralowcami i gałązkowymi tabulatami, wapienie mikrytowe z nielicznymi brachiopodami i tabulatami, pakstony amfiporowo-stromatoporoidowe, czy wapienie ziarniste (flotstony) z tabulatami z rodzaju *Alveolitella* (fig. 33D).

**Jolanta PACZEŚNA**

## ŚRODOWISKA DEPOZYCJI OSADÓW KLASTYCZNYCH

### Wstęp

Sukcesja środkowodewońska w profilach Jamno IG 1, Jamno IG 2 i Jamno IG 3 jest w większości reprezentowana przez utwory klastyczne. W profilu Jamno IG 1 należą one do najwyższego emsu?, dolnego lub środkowego eiflu i żywetu (por. fig. 14). W profilu Jamno IG 2 zdefiniowano chronostratygraficznie tylko jej najwyższą część, którą przypisano do żywetu (fig. 15). Podobna sytuacja stratygraficzna wystąpiła w profilu Jamno IG 3, gdzie w nawierconej sukcesji środkowodewońskiej, w jej środkowej części wyróżniono jedynie żywet (fig. 16). Wszystkie wymienione wcześniej piętra środkowodewońskie w trzech profilach Jamno określono na podstawie poziomów wyznaczanych przez palynomorfy (Turnau, 2004). Zapis litologiczny wszystkich trzech profili Jamno stanowią głównie piaskowce drobnoziarniste rzadziej gruboziarniste, przewarstwiane się z mułowcami lub ilowcami. Częste są zlepki. Utwory węglanowe mają nieznaczny (Jamno IG 1) lub śladowy udział w spektrum litologicznym (Jamno IG 2 i IG 3). Klastyczne osady środkowodewońskiej części profilu Jamno IG 1 należą w porządku wzrastającym do formacji jamneńskiej, sianowskiej, wyszeborskiej i częściowo koczańskiej. Profile Jamno IG 2 i Jamno IG 3 są w całości reprezentowane tylko przez formację jamneńską (Matyja, 2004, 2006).

Bardzo wysoki, blisko 90% uzysk próbek rdzeniowych ułatwił przeprowadzenie szczegółowych badań facjalnych tylko w środkowodewońskiej sukcesji profilu Jamno IG 1. W pozostałych dwóch profilach zakres rdzeniowania był znacznie mniejszy (Jamno IG 3) lub znikomy w przypadku profilu Jamno IG 2. Fakt ten bardzo utrudnił przeprowadzenie w nich analizy facjalnej. Z tego względu środkowodewońskie profile Jamno IG 2 i IG 3, stanowiły uzupełnienie reperowego, dla badań facjalnych środkowodewońskich utworów siliklastycznych, otworu Jamno IG 1.

### Metodyka badań

We wszystkich trzech profilach Jamno wykonano szczegółowe profilowanie sedymentologiczne i ichnofacjalne sukcesji środkowodewońskiej. Efektem tych działań było sporządzenie roboczego, graficznego profilu facjalnego w skalach 1:100 i 1:200, a w niektórych odcinkach, 1:10 lub 1:20, na którym prowadzono wszystkie późniejsze, analityczno-syntetyczne działania badawcze zarówno sedymentologiczne, jak i ichnologiczne (Paczeńska, 2004).

Zakres badań sedymentologicznych w utworach klastycznych obejmował przede wszystkim, wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji i subasocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na wyżej wymienionym, szczegółowym profilu roboczym. W niniejszym artykule przedstawiono natomiast opis asocjacji i subasocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji. Na podstawie różnicowania się asocjacji facjalnych wyznaczono systemy depozycyjne i ich zasięg w środkowodewońskiej sekwencji profilu Jamno IG 1 (fig. 14). W profilach Jamno IG 2 i IG 3 zasięgi poszczególnych systemów depozycyjnych mają charakter przypuszczalny (por. fig. 15, 16). Jest to uwarunkowane bardzo małym zakresem rdzeniowania obu profili.

### Facje – terminologia i opisy

W niniejszym opracowaniu przyjęto klasyczną definicję facji podaną przez Gressly'ego, która określa ją jako zespół cech skały osadowej, pozwalający wnioskować o warunkach tworzenia się tej skały i umożliwia rozpoznanie procesów depozycyjnych oraz środowiska sedymentacji zarówno w aspekcie litologicznym, reprezentowanym przez litofacje, jak i organicznym, reprezentowanym przez biofacje. W niniejszym opracowaniu biofacjalne aspekty reprezentują skamieniałości śladowe.

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (1978) oraz wprowadzono wiele nowych symboli, oddających swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (patrz tab. 24). W określaniu i opisie genezy struktur sedymentacyjnych przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

System depozycyjny określany jest jako trójwymiarowy zespół litofacji powiązanych genetycznie procesami depozycji i środowiskami sedymentacji (np. Porębski, 1996; Miall, 2000).

Definicja powyższa nie uwzględnia wszystkich aspektów analizy facjalnej, skupiając się wyłącznie na aspektach litofacjalnych, związanych bezpośrednio z osadem. Istotnym jej uzupełnieniem jest wprowadzenie do niej elementu biologicznego. Rozszerzona definicja systemu depozycyjnego przybiera wtedy następującą postać: system depozycyjny to trójwymiarowy zespół lito- i biofacji, wzajemnie powiązanych genetycznie procesami depozycji, środowiskami sedymentacji i relacjami zespoły organizmów–procesy depozycyjne–środowiska sedymentacji (Paczeńska, 2001). W celu adaptacji rozsze-



Tabela 24

## Facje wyróżnione w klastycznych utworach środkowodewońskich profili Jamno IG 1, IG 2 i IG 3

Representative sedimentary of the Middle Devonian clastic deposits from Jamno IG 1, IG 2 and IG 3 sections

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne, wskaźnik bioturbizacji BI	Skamieniałości śladowe
<b>GK</b>	Zlepienie monomiktyczne o rozproszonym szkielecie ziarnowym, zbudowane z dobrze obtoczonych, płaskich klastów kwarcu o mlecznej, szarej, miodowej lub czerwonej barwie i średnicy 0,2–2,0 cm, tkwiących w spoiwie piaskowcowym. Tworzą warstwy o miąższości 5,0–100,0 cm. Bardzo rzadko są małokątowo, przekątnie warstwowane planarnie	brak
<b>GM</b>	Zlepienie monomiktyczne o zwartym i rozproszonym szkielecie ziarnowym, składające się z dobrze obtoczonych klastów ciemnoszarego mułowca, tkwiących w bardzo drobnoziarnistym, piaskowcowym spoiwie. Tworzą warstwy o miąższości 15,0–50,0 cm i są bardzo rzadko małokątowo, przekątnie warstwowane w dużej skali	brak
<b>Sm(A)</b>	Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste o masywnej strukturze	brak
<b>Sh</b>	Piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym. BI-(3-5)	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> ; struktury ucieczkowe
<b>Sl</b>	Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste warstwowane małokątowo (10–20°) przekątnie w dużej skali. BI-(3-6)	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Planolites montanus</i>
<b>Slh</b>	Piaskowce bardzo drobnoziarniste z laminacją poziomą. Laminy podkreślone materiałem o grubszej frakcji	brak
<b>Sp</b>	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod wielkim kątem (25–45°)	<i>Monocraterion</i> isp.
<b>Sx</b>	Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu. Rodzaj warstwowania nierozpoznawalny w rzdzeniu	<i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> ; <i>Monocraterion</i> isp.
<b>Sf</b>	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą	<i>Skolithos</i> isp., <i>Monocraterion</i> isp., <i>Bergaueria</i> isp., <i>Planolites montanus</i>
<b>Sr</b>	Piaskowiec drobnoziarnisty, przekątnie warstwowany riplemarkowo, w zestawach o miąższości 0,5 do 2,0 cm; struktury ucieczkowe	<i>Monocraterion</i> isp.
<b>Scr</b>	Piaskowce drobnoziarniste z przekątną laminacją riplemarkową wstępujących w zestawach o miąższości 0,5 do 1,5 cm	<i>Rosselia</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i>
<b>Ss(A)</b>	Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty z kongrecjami anhydrytowymi	brak
<b>Ss(B)</b>	Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty z nodulami anhydrytu o nieregularnym kształcie, z przekątną laminacją riplemarkową i laminacją smużystą	<i>Skolithos</i> isp., <i>Rosselia</i> isp., <i>Planolites montanus</i>
<b>Hf</b>	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy lub piaskowcowo-iłowcowy, drobnolaminowany, miąższość lamin od 1 do 2 mm. Homogenizacja ichnologiczna BI-(6)	<i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i>
<b>Hc</b>	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy grubolaminowany i bardzo grubolaminowany. Miąższość lamin od 2,0 do 15,0 cm i odpowiednio od 20,0 do 50,0 cm. BI-(2-6)	<i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites montanus</i>
<b>HI</b>	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy, bardzo drobnolaminowany, miąższość lamin od 0,5 do 1,0 mm z warstewkami laminitów o miąższości 10,0 cm	<i>Planolites montanus</i>
<b>Mm</b>	Mułowce ciemnoszare, masywne	brak
<b>Mi(A)</b>	Mułowce ciemnoszare z całkowitą homogenizacją ichnologiczną. Tworzą cienkie warstwy o miąższości od 1,0 do 15,0 cm wśród piaskowców drobnoziarnistych. BI-(6)	<i>Planolites montanus</i>
<b>Mi(B)</b>	Mułowce szare, zielone pstre. Tworzą warstwy wśród piaskowców drobnoziarnistych o miąższości 1,0–3,0 m. BI-(2-6)	<i>Teichichnus rectus</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Bergaueria irregulara</i> , <i>Bergaueria</i> isp., <i>Monocraterion</i> isp., <i>Diplocraterion</i> isp., <i>Cochlichnus</i> isp., <i>Bilinichnus simplex</i>
<b>MI</b>	Mułowce ciemnoszare z warstewkami laminitów o miąższości 1,0–5,0 cm. BI-(2-4)	<i>Planolites montanus</i> , <i>Cylindrichnus</i> isp.
<b>Cm</b>	Iłowce ciemnoszare lub czarne, masywne	brak
<b>Ci(B)</b>	Iłowce czarne z kongrecjami pirytu i rzadko obserwowanymi warstewkami piaskowca bardzo drobnoziarnistego o miąższości od 5,0 do 10,0 cm. BI-(2-6)	<i>Planolites beverleyensis</i>
<b>Mci</b>	Margle piaszczyste, jasnoszare, z homogenizacją ichnologiczną BI-(6)	<i>Bergaueria irregulara</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Teichichnus</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i>

rzanej wersji definicji systemu depozycyjnego, dla potrzeb niniejszego opracowania przyjęto, iż bioaspekty analizy facjalnej reprezentują skamieniałości śladowe, będące narzędziem analizy ichnofacjalnej.

Wyróżnione w profilu klastyczne systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych (por. tab. 24), determinujących określenie środowiska depozycji oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały 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 sekwencji środkowodewońskich utworów profili Jamno IG 1, IG 2 i IG 3 wyróżniono następujące klastyczne systemy depozycyjne:

– lagun	L
– barier	B
– stożków przelewowych	SP
– pływowych delt zalewowych	PDZ
– równi pływowych	RP

Zasięg zabarierowych i barierowych klastycznych systemów depozycyjnych podano według Einsele (2000):

SDL – system laguny obejmuje niżepływowy do międzypływowego kompleks laguny centralnej i marginalnej laguny od strony bariery lub równi pływowej,

SDSP – system stożków przelewowych (*overwash fan*) obejmuje osady akumulowane przez fale sztormowe, przelewające się do laguny lub na równię pływową przez obniżenia topograficzne w barierze,

SDRP – system obejmuje niżepływowy do nadpływowego kompleks równi pływowych,

SDB – system bariery składa się z niżepływowego do powierzchniowego kompleksu platformy podwodnej (*spit platform*) – plaży (od strony laguny i morza), powierzchniowego kompleksu wydmowego oraz pływowych przesmyków wlotowych (*tidal inlets*) rozwiniętych w barierze. Do systemu bariery włączana jest również strefa przybrzeża (*shoreface*), rozciągającego się przy barierze od strony otwartego morza.

### System depozycyjny laguny (L)

Asocjacja facjalna LC – centralnej laguny

Opis. W skład asocjacji LC wchodzi facje: Cm, Mm i Mi(A).

Facja Cm jest reprezentowana przez ciemnoszare lub rzadziej czarne osady. Są to iłowce o masywnej strukturze, nie zawierające ichnofauny lub innych szczątków organicznych, poza fragmentami roślin, tworzącymi drobną sieczkę. Dość licznie występują drobne kongregacje pirytu. Facja Mi(A), wykazuje się wysokim stopniem zbioturbizowania lub nawet całkowitą homogenizacją ichnologiczną mułowców. W profilu Jamno IG 1 tworzą one warstwy o miąższości od 0,30 do 4,0 m. Osady asocjacji facjalnej LC występują w sukcesji pionowej w dolnych częściach kompleksów lagunowo-barierowych, gdzie przewarstwiają się z asocjacjami reprezentującymi marginalne części laguny, równi pływowej lub stożka przelewowego.

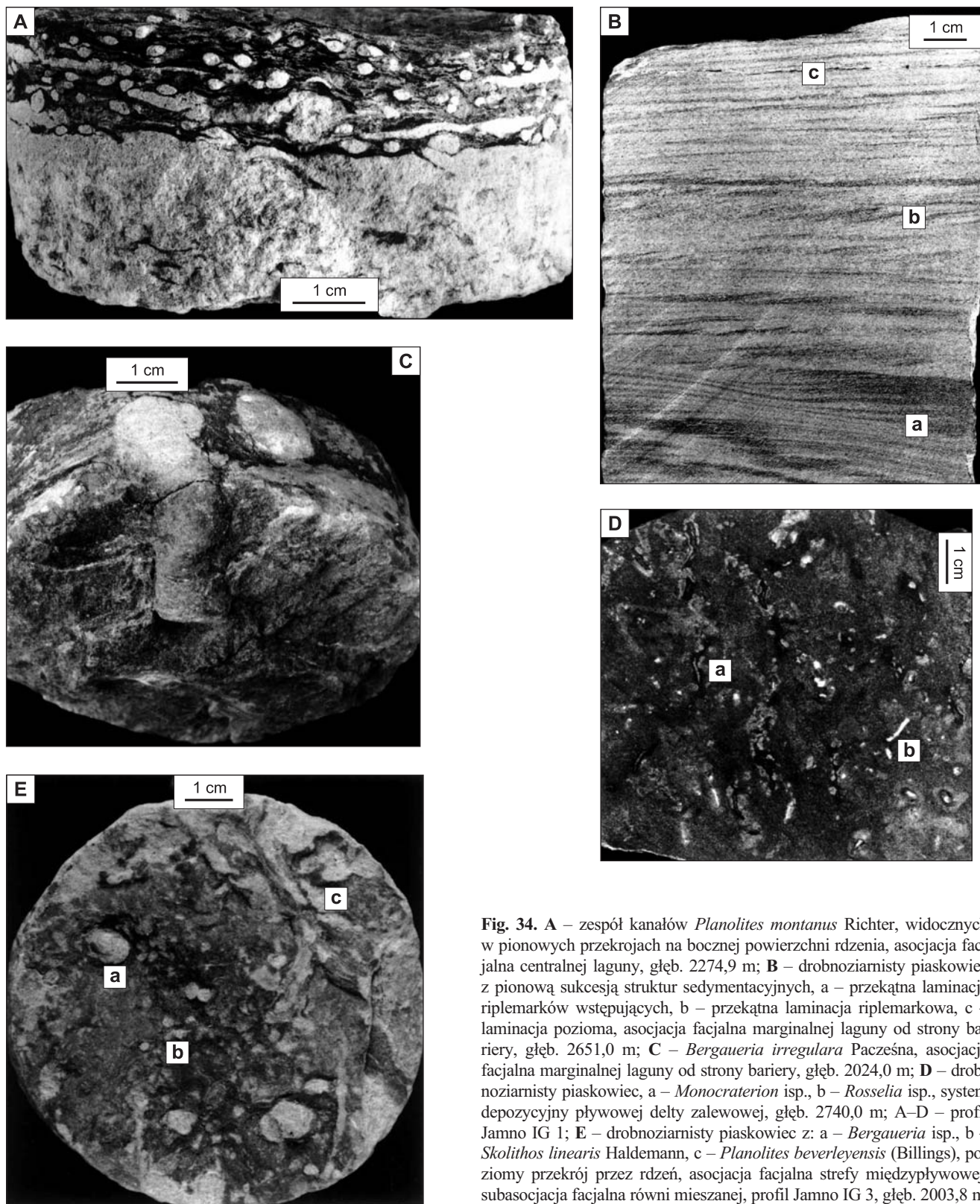
Interpretacja środowiska sedymentacji. W asocjacji facjalnej LC występują osady najdrobniejszych frakcji, które były deponowane z opadania bardzo drobnoziarnistej zawiesiny w warunkach stagnacji wód lub bardzo słabych przepływów przy płasko skonfigurowanym dnie (Zieliński, 1998). Jest to typowa asocjacja bardzo niskoenergetyczna. Facje Mm i Cm są pozbawione ichnofauny, co może wskazywać na całkowicie niesprzyjające środowisko do egzystencji typowych dla tych środowisk osadożerców. Czynnikiem eliminującym twórców kanałów żerowiskowych było najprawdopodobniej ubóstwo zasobów pokarmowych w osadach przydennych lub ich wysokie niedotlenienie.

Szczególnie charakterystyczny jest sposób występowania kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichnorodzaj *Planolites* w facji Mi(A), gdzie kanały tworzą gęsto upakowane nagromadzenia przy stałej średnicy kanału, nie przekraczającej 1,0 mm (fig. 34A). Podobnie gęsto upakowane kanały tworzy ichnorodzaj *Teichichmus* (fig. 35D). Nagromadzenie skamieniałości śladowych, całkowicie zmieniające pierwotną strukturę osadu, wskazuje na oportunistyczny twórców śladów, wywołany trudnymi warunkami środowiskowymi, przede wszystkim niedotlenieniem osadów i dużymi wahaniami zasolenia. Liczna obecność 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 (np. Beynon, Pemberton, 1992; Pemberton i in., 1992; Pemberton, Wightman, 1992). Obecność niskoenergetycznych facji drobnoziarnistych oraz zespoły oportunistycznych skamieniałości śladowych wskazują, iż były to płytkie, niedotlenione laguny, z niewielkim dopływem wód zasolonych z otwartego zbiornika morskiego.

Asocjacja facjalna LMB – marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej

Opis. Asocjacja facjalna LMB składa się z facji reprezentowanych przez szare lub zielone piaskowce drobnoziarniste z ichnofauną facji Sh, Scr, Sf z nielicznymi skamieniałościami śladowymi, reprezentowanymi przez ichnorodzaj *Monocraterion* isp., *Rosselia* isp. i *Bergaueria* isp (fig. 34C).

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność filtratorów reprezentowanych przez ichnorodzaj *Monocraterion*, jest związana z obfitością cząstek pokarmowych w zawieszynie (fig. 34). Mułowcowe osady laguny przelewają się z cienkimi warstwami dobrze wysortowanych piaskowców drobnoziarnistych rzadko warstwianych poziomo, przekątnie laminowanych riplemarkowo lub z występującą w niewielkich zestawach przekątną laminacją riplemarków wstępujących, lecz pozbawionych skamieniałości śladowych (fig. 34B). Pojawienie się niekiedy warstewek drobnoziarnistych piaskowców jest związane z występowaniem przelewania się fal przez barierę do marginalnej części laguny, podczas słabych sztormów. Procesy te są uważane za charakterystyczne dla strefy niżepływowej w lagunie od strony bariery piaszczystej (Clifton, 1983). Zbioturbizowana facja Sh wskazuje na dystalne części bardzo drobnych, nieaktywnych stożków przelewo-



**Fig. 34.** **A** – zespół kanałów *Planolites montanus* Richter, widocznych w pionowych przekrojach na bocznej powierzchni rdzenia, asocjacja facjalna centralnej laguny, głęb. 2274,9 m; **B** – drobnoziarnisty piaskowiec z pionową sukcesją struktur sedimentacyjnych, a – przekątna laminacja riplemarków wstępujących, b – przekątna laminacja riplemarkowa, c – laminacja pozioma, asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery, głęb. 2651,0 m; **C** – *Bergaueria irregulara* Paczeńska, asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery, głęb. 2024,0 m; **D** – drobnoziarnisty piaskowiec, a – *Monocraterion* isp., b – *Rosselia* isp., system depozycyjny pływowej delty zalewowej, głęb. 2740,0 m; **A–D** – profil Jamno IG 1; **E** – drobnoziarnisty piaskowiec z: a – *Bergaueria* isp., b – *Skolithos linearis* Haldemann, c – *Planolites beverleyensis* (Billings), poziomy przekrój przez rdzeń, asocjacja facjalna strefy międzypływowej, subasocjacja facjalna równi mieszanej, profil Jamno IG 3, głęb. 2003,8 m

**A** – *Planolites montanus* Richter, assemblage of burrows visible in vertical sections on the lateral surface of the core sample, central lagoon facies association, depth 2274.9 m; **B** – fine-grained sandstone with vertical succession of the sedimentary structures: a – climbing ripple cross lamination, b – ripple cross lamination, c – horizontal lamination, barrier side marginal lagoon facies association, depth 2651.0 m; **C** – *Bergaueria irregulara* Paczeńska, barrier side marginal lagoon facies association, depth 2024.0 m; **D** – fine-grained sandstone with: a – *Monocraterion* isp., b – *Rosselia* isp., flood-tidal delta depositional system, depth 2740.0 m; **A–D** – Jamno IG 1 section; **E** – fine-grained sandstone with: a – *Bergaueria* isp., b – *Skolithos linearis* Haldemann, c – *Planolites beverleyensis* (Billings), horizontal section through core sample, intertidal zone facies association, mudflat facies sub-association, Jamno IG 3 section, depth 2003.8 m



wych w lagunie lub bliskość wylotu pływowego przesmyku wlotowego do laguny i związaną z nim obecność lepiej zasolonych i natlenionych wód, pochodzących z otwartego zbiornika morskiego. Części aktywne stożków są reprezentowane przez osady warstwowe poziomo, akumulowane w wysokoenergetycznym środowisku, uniemożliwiającym zasiedlenie osadu przez organizmy osadożerne i filtratory z zawiesiny.

#### System depozycyjny pływowej delty zalewowej – SD PDZ

Opis. Spektrum facji, a szczególnie ich niskie zróżnicowanie w interwałach, odpowiadających pływowej delcie zalewowej w profilu Jamno IG 1, nie uprawniają do wyróżnienia asocjacji facjalnych w obrębie systemu depozycyjnego. Fakt ten spowodował, że interwały te opisano, nadając im rangę systemów depozycyjnych. W skład systemu wchodzi facje St, Sl, Sp, Sm(A). Inną sekwencją jest występowanie wielkokątowo (od 25 do 45°), przekątnie warstwowanych planarnie piaskowców drobnoziarnistych, przechodzących ku górze w piaskowce średnio- i gruboziarniste o strukturze masywnej (profil Jamno IG 1). W dolnych części profilu Jamno IG 1 obserwuje się wzrost frakcji uziarnienia piaskowców ku górze od drobno- do gruboziarnistej, co wskazuje na istnienie cykli odwróconych. W piaskowcach drobnoziarnistych występują klasty mułowca. Skamieniałości śladowe obserwowano sporadycznie. Należą do nich domichnia filtratorów *Monocraterion* isp., i fodinichnia osadożerców *Planolites montanus* Richter (fig. 34D).

Interpretacja środowiska sedymentacji. Pływowe delty zalewowe zbudowane są z osadów piaszczystych o dużej mobilności, wywołanej przez cyklicznie zmieniające kierunek prądy pływowe, powodujące migrację dużych riplemarków 2D i 3D. Zapisem tych procesów jest obecność dobrze wykształconych zestawów warstwowań przekątnych dużej skali zarówno planarnych, jak i rynnowych. Budowa interwałów profilu z cyklami odwróconymi odzwierciedla progradację delty ku centrum laguny w wyniku progresywnej akumulacji piasku przez kolejne cykle pływowe, wkraczające do laguny przez przesmyki wlotowe od strony otwartego morza. Obserwowany w sekwencjach zespół struktur sedymentacyjnych jest charakterystyczny dla wysokoenergetycznych środowisk pływowych delt zalewowych. (np. Nishikawa, Ito, 2000).

#### System depozycyjny stożków przelewowych (SP)

##### Asocjacja facjalna SPP – proksymalnych stożków przelewowych

Opis. Spektrum facji jest mało urozmaicone. Występują facje Sh, Sf, Sr, Sm(A) i Sm(B) reprezentowane przez dobrze wysortowane, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste. Skamieniałości śladowe są rzadko spotykane i mało zróżnicowane ichnotaksonomicznie i etologicznie, głównie są to domichnia *Monocraterion* isp. Asocjacja facjalna SPP najczęściej występuje nad asocjacją lagunową lub asocjacjami równi pływowej. Miąższość warstw piaskowcowych waha się od 0,5 do 3,5 m. Asocjacja facjalna SPP w trzech profilach Jamno jest stwierdzana względnie rzadko.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność facji Sh wskazuje na bardzo wysokoenergetyczne środowisko akumulacji tych utworów w górnym ustroju prądu (Zieliński, 1998). Osady te zostały zdeponowane w wyniku przelania się fal przez barierę z przybrzeża do strefy zabarierowej, podczas silnego sztormu i osadzenia niesionego przez nie piasku. Wysokoenergetyczne warunki akumulacji powstają w proksymalnych częściach stożków przelewowych (SPP), a charakterystyczną strukturą dla tych osadów jest warstwowanie poziome (np. Sedgwick, Davis Jr., 2003).

##### Asocjacja facjalna SPD – dystalnych stożków przelewowych

Opis. Dla asocjacji dystalnej części stożka przelewowego charakterystyczne są facje Sl lub Sf. Mniej częsta jest facja Sr. Skamieniałości śladowe są nieliczne i ich zespół nie jest zróżnicowany ichnotaksonomicznie. Głównie są to jamki filtratorów oraz w mniejszej ilości kanały osadożerców.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W miarę oddalania się od bariery w kierunku centralnej laguny, energia środowiska maleje. Na kontakcie osadów stożka z laguną tworzą się niskokątowe przekątne warstwowania planarne. Sekwencje struktur dystalnej części stożka (SPD) przelewowego kończą laminacje riplemarkowe lub smużyście. Jest to zapis działalności prądów pływowych w przypadku, gdy stożek przelewowy osiągnął równi pływowej. W dystalnych częściach stożka zwiększa się również stopień zbioturbizowania osadu i pojawiają się bardziej zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych. Domichnia filtratorów *Monocraterion* nadal przeważają, ale występuje również więcej kanałów osadożerców *Planolites*. Stożki przelewowe są charakterystyczne dla transgresyjnych kompleksów barierowo-lagunowych (np. Einsele, 2000; Sedgwick, Davis Jr., 2003; Dillenburg i in., 2004).

#### System depozycyjny równi pływowej (RP)

##### Asocjacja facjalna SMP – strefy międzypływowej

Opis. Asocjację SMP tworzy szerokie spektrum facji od reprezentatywnych dla niej facji Hf, Hc, Sr, Sf, Sx, Sm(A), Mm, Mi(A), Cm po rzadziej występujące facje Slh, Sh. Skamieniałości śladowe są liczne, a ich zespoły są ichnotaksonomicznie zróżnicowane. W asocjacji SMP występuje charakterystyczny, powtarzający się w profilu Jamno IG 1, trójdzielny układ zawsze tych samych pakietów facji. Odzwierciedla on 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 – RPP, składająca się w profilu Jamno IG 1 głównie z facji Ci(B), Hc, Sr, Hf, z rzadko obserwowanymi skamieniałościami śladowym. Środkową pozycję zajmuje subasocjacja równi mieszanej piaskowcowo-mułowcowej – RMX – z charakterystycznymi dla niej fa-



cjami heterolitycznymi Hf, Hc i Hl, z występującymi tam licznymi i zróżnicowanymi zespołami skamieniałości śladowych. Subasocjacja równi mieszanych – RMX jest najszerzej reprezentowana w środkowodewońskim profilu otworu Jamno IG 1. Najwyższą subasocjacją w sukcesji strefy międzyplywowej jest równia mułowa – RPM – z osadami o najdrobniejszej frakcji, deponowanymi w bardzo niskoenergetycznym środowisku. Charakteryzują ją facje Mm i Hc. W profilu Jamno IG 1 wspomniana subasocjacja występuje bardzo rzadko. Miąższości osadów wykształconych w subasocjacji RPM są niewielkie (od 1,0 do 3,0 m). Skamieniałości śladowe są nieliczne.

**Interpretacja środowiska sedimentacji.** Subasocjacja facjalna równi piaszczystej – RPP – zajmuje najniższą część równi pływowej. Podstawą wydzielenia równi piaszczystej jest ponad 75% zawartość frakcji piaszczystej (według klasyfikacji Shepard, 1954 oraz Kim i in., 1999) lub przyjmowana za dolny próg jej wydzielenia 95% zawartość tej frakcji, obserwowana współcześnie na równiach pływowych południowej części Morza Północnego (Hertweck, 1994). W jej skład wchodzi dobrze wysortowane, drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste piaskowce z bardzo rzadko stwierdzanymi warstewkami mułowca i ilowca, najczęściej występującymi w najwyższych częściach interwałów, sąsiadujących z równią mieszaną. Wśród struktur sedimentacyjnych przeważają przekątne laminacje riplemarkowe i laminacja smużysta. Warstwowania przekątne są reprezentowane tylko przez wielokątowe (od 30 do 45°) warstwowanie przekątne planarne. W górnych częściach interwałów z osadami równi piaszczystej wzrasta udział osadów mułowcowo-ilastych oraz pojawiają się cienkie wkładki heterolitów. Oznacza to wyraźny spadek energii środowiska na równi piaszczystej, w miarę posuwania się w kierunku równi mieszanej. Rzadko obserwowane epizody wzrostu energii są wskazywane przez wystąpienia warstwowania poziomego i jamek filtratorów *Monocraterion* isp., i *Palaeophycus* isp. W okresach znacznego spadku energii w cienkich warstwach mułowca i ilowca dominują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings), spotykane w obszarach przejściowych do równi mieszanej (fig. 35B).

Subasocjacja pływowej równi mieszanej – RMX – zajmuje pośrednią pozycję między równią piaszczystą i mułową. Równię mieszaną charakteryzuje specyficzny zestaw struktur sedimentacyjnych oraz liczne i urozmaicone zespoły skamie-

niałości śladowych. Wśród wchodzących w jej skład facji dominują Hf, Hfl i Hc. Rzadziej występują facje Sr, Src (fig. 35C), Sf, w bardzo cienkich warstewkach w obrębie facji heterolitycznych Hf (terminologia według Gradziński, Doktor, 1996) lub w bardziej miąższych warstwach piaskowcowych w facji Hc.

Osady charakterystycznych facji Hf i Hfl składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1,0 mm miąższości) warstewek piaskowca drobnoziarnistego i mułowca lub rzadziej ilowca. Wśród nich występują cienkie (do 1,0 cm miąższości) warstewki drobnoziarnistego piaskowca z przekątną laminacją riplemarkową. Innym typem osadów heterolitycznych, występujących na równi mieszanej w facji Hf, są warstewki piaskowca drobnoziarnistego w postaci niewielkich soczewek, utworzonych przez zamarłe riplemarki. Tworzą one laminację soczewkową. W obrębie bardziej grubowarstwowej facji heterolitycznej Hc, rzadziej występującej na równi mieszanej, w warstwach piaskowca drobnoziarnistego występuje laminacja smużysta.

Zespół skamieniałości śladowych występujących na równi mieszanej jest zróżnicowany, a ich frekwencja jest wysoka. Występują w zespołach zarówno fodinichnia osadożerców, jak i domichnia filtratorów (fig. 34E). Wśród fodinichnia dominuje *Planolites montanus* Richter, tworzący nagromadzenia w drobno laminowanych, całkowicie ichnologicznie zhomogenizowanych heterolitach facji Hf. Bardzo licznie występują kanały *Planolites beverleyensis* (Billings). Wśród domichnia filtratorów dominują pionowe jamki *Skolithos linearis* Haldemann.

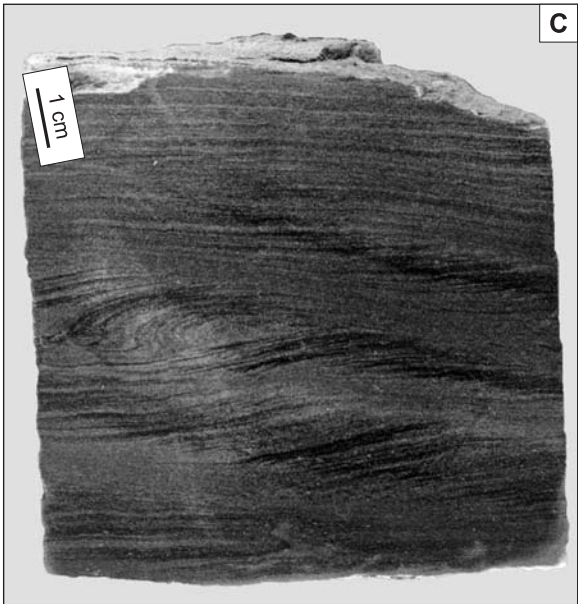
Bardzo charakterystyczna dla opisywanych równi mieszanych jest, rzadko stwierdzana w profilu Jamno IG 1, obecność mat mikrobialnych w postaci bardzo cienkich warstewek laminatów (por. fig. 30).

W najwyższej części równi pływowej, ponad równią mieszaną, rozwija się równia mułowa, reprezentowana w omawianym profilu przez subasocjację RPM. W profilu Jamno IG 1 cechuje ją dominacja facji Mm i Hc, mniej często Hfl (fig. 35A). Miąższości równi mułowej są niewielkie i wynoszą od 1,0 do 1,7 m. Zespół skamieniałości śladowych jest nieliczny i bardzo mało zróżnicowany etologicznie i ichnotaksonomicznie. Są to przede wszystkim fodinichnia osadożerców *Planolites montanus* Richter. Rzadziej występuje ichnorodzaj *Planolites beverleyensis* (Billings). Bardzo charakterystycznym ichnorodzajem dla tej strefy równi pływowej w pro-



**Fig. 35.** **A** – mułowiec i drobnolaminowany heterolit piaskowcowo-mułowcowy – przykład homogenizacji ichnologicznej osadów, asocjacja facjalna strefy międzyplywowej, subasocjacja facjalna równi mułowej, głęb. 2246,0 m; **B** – zespół kanałów *Planolites beverleyensis* (Billings), asocjacja facjalna strefy międzyplywowej, subasocjacja facjalna równi piaszczystej, głęb. 2447,8 m; **C** – piaskowiec drobnoziarnisty z przekątną laminacją riplemarkową wstępujących, asocjacja facjalna strefy międzyplywowej, subasocjacja facjalna równi piaszczystej, głęb. 2493,2 m; **D** – zespół kanałów *Teichichnus rectus* Seilacher, widocznych na przekroju pionowym przez rdzeń, asocjacja facjalna centralnej laguny, głęb. 2503,2 m; A–D – profil Jamno IG 1

**A** – mudstone and fine-laminated sandstone-mudstone heterolith – example of the ichnological homogenization of deposits, intertidal zone facies association, mudflat facies sub-association, depth 2246.0 m; **B** – assemblage of burrows *Planolites beverleyensis* (Billings), intertidal zone facies association, sandflat facies sub-association, depth 2447.8 m; **C** – fine-grained sandstone with climbing ripple cross lamination, intertidal zone facies association, sandflat facies sub-association, depth 2493.2 m; **D** – *Teichichnus rectus* Seilacher, assemblage of burrows visible in the vertical sections through core sample, central lagoon facies association, depth 2503.2 m; A–D – Jamno IG 1 section





filu Jamno IG 1, ale relatywnie rzadko tutaj występującym, jest ichnorodzą *Cylindrichnus* (fig. 36A). Reprezentuje on domichnia filtratorów. Obecność jamek mieszkalnych filtratorów na równi mułowej może wiązać się z okresami wzrostu energii środowiska i wzmożonymi dostawami substancji pokarmowej zawartej w zawieszynie. Osady równi mułowej są miejscem depozycji osadów ilastych i mulastych, związanej z wysokim pływym. Nie bez znaczenia pozostaje fakt pozostawiania równi mułowej znacznie dłużej w warunkach ekspozycji subaeralnej podczas odpływu, niż osady równi piaszczystej i mieszanej (Hertweck, 1994). Zmienność warunków środowiskowych nie sprzyja zróżnicowaniu etologicznemu zespołów in- i epifauny, zmuszając organizmy do przyjęcia oportunistycznej strategii rozwoju i bujnego rozwoju ilościowego, przy niskim urozmaiceniu etologicznym. Znajduje to swój zapis ichtologiczny w homogenizacji struktury mułowców i iłowców, które są całkowicie przerobione przez osadożerców. Występują w nich gęsto upakowane kanały *Planolites montanus* o średnicy 1,0 mm.

#### Asocjacja facjalna SDP – strefy nadpływowej

**Opis.** Asocjacja facjalna SDP nie występuje powszechnie w klastycznych profilach omawianej sukcesji środkowodewońskiej i pojawia się nad osadami równi mieszanej tylko w profilu Jamno IG 2 oraz Jamno IG 1. W jej skład wchodzi facje bardzo drobnoziarniste. Charakterystyczną ich cechą jest obecność minerałów ewaporatowych, głównie anhydrytu. Skamieniałości śladowe są nieliczne i mało zróżnicowane. Najczęściej występuje facja Ss(B) – piaskowców bardzo drobnoziarnistych z nodulemi anhydrytu o nieregularnym kształcie i białoszarym lub różowym zabarwieniu (fig. 36B), z laminacją smużystą i przekątną laminacją riplemarkową w zestawach o miąższości 1,5 cm, ze skamieniałościami śladowymi *Skolithos* isp., *Rossetia* isp, i *Planolites montanus* Richter. Rzadziej występuje facja Hfs – heterolitów piaskowcowo-mułowcowych, drobno laminowanych z płaskimi, poduszgowymi naskorupieniami anhydrytu i nielicznymi kanałami *Planolites montanus* Richter. Fa-

cja Ss(A) – piaskowców bardzo drobnoziarnistych z kongrecjami anhydrytowymi i absencją skamieniałości śladowych jest mniej częsta. W omawianej strefie środowiskowej często występują szczeliny z wysychania, związane z okresami ekspozycji subaeralnej tej strefy (fig. 36C).

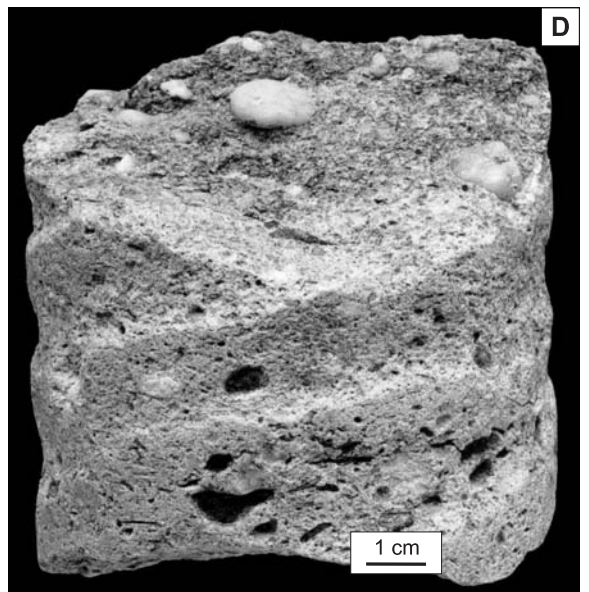
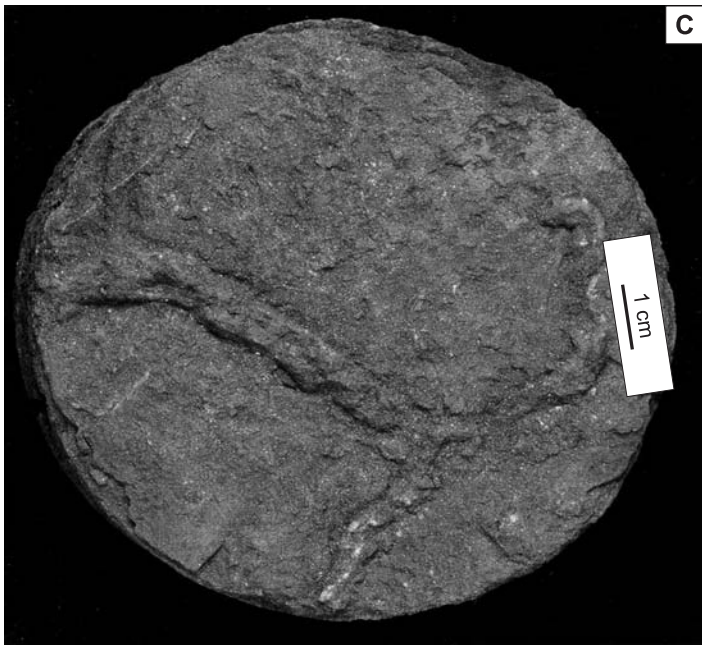
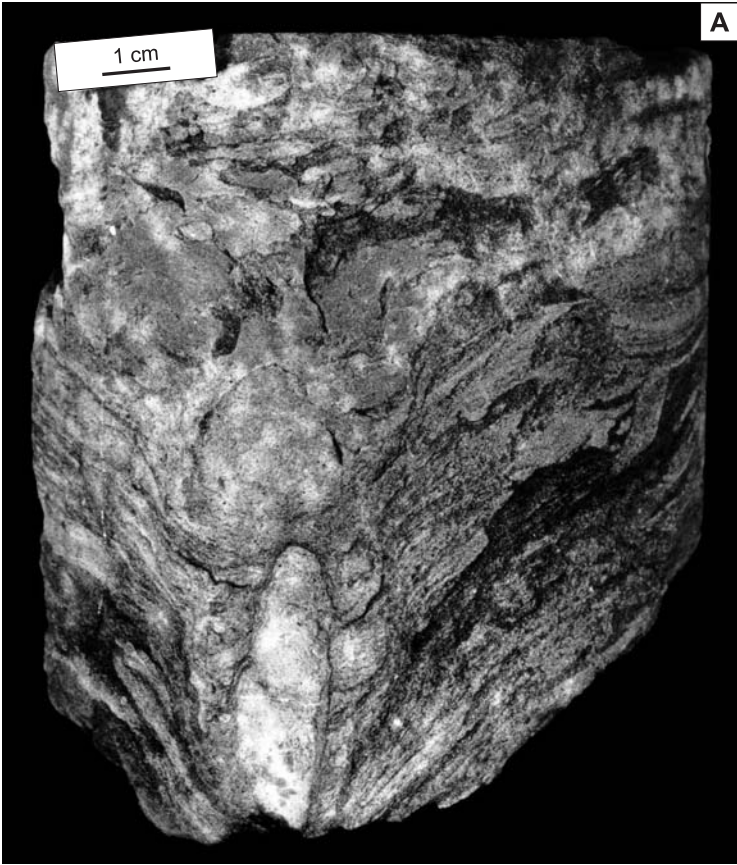
**Interpretacja środowiska sedimentacji.** W profilu Jamno IG 1 i Jamno IG 2 anhydryt jest składnikiem akcesorycznym zróżnicowanych litologicznie facji, od piaskowców po mułowce i drobno laminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowe. Wykazuje też różną formę występowania od gruzłów i nodul w piaskowcach po naskorupienia i bardziej regularne warstewki w mułowcach i heterolitach. Zawsze ponad dobrze zdefiniowaną facjalnie strefą międzypływową, występują charakterystyczne poziomy osadów piaskowcowo-mułowcowych wzbogaconych w anhydryt. Lokalizacja w profilach i sposób występowania anhydrytu mogłyby wskazywać na jego związki genetyczne ze środowiskiem sebhya. Za środowiskiem sebhya wydaje się również przemawiać mikropływowy, lagunowo-barierowy typ wybrzeża środkowodewońskiego. Osady sebhya tworzą się najczęściej w częściowo osłoniętych zatokach lub lagunach w suchym klimacie. Interpretacja genetyczna wystąpień anhydrytu w omawianych profilach jest trudna, ponieważ jest tu dostępny tylko materiał rdzeniowy, co utrudnia ważne w przypadku sebhya, obserwacje lateralnej zmienności wykształcenia tych osadów. Z drugiej strony, możliwość obserwacji pionowego ich zróżnicowania, w przypadku niekompletnego ich wykształcenia, nie przesądza interpretacji ich genezy. Biorąc pod uwagę powyższe fakty oraz brak typowo wykształconych, pełnych sekwencji sebhya, na której obecność wskazują jedynie nodule anhydrytu lub jego naskorupienia, należy wnioskować o jej absencji w omawianych profilach lub alternatywnie, opowiedzieć się za obecnością silnie zredukowanych jej sekwencji (Peryt, 1984). Proces redukcji byłby w takim przypadku sterowany zmianą klimatu na bardziej wilgotny po powstaniu osadów sebhya i związane z tym rozpuszczanie jej ewaporatów. Inną przyczyną mogło być erozyjne zniszczenie części jej osadów w czasie transgresji.



**Fig. 36.** **A** – *Cylindrichnus* isp. widoczny na bocznej powierzchni rdzenia, asocjacja facjalna równi mułowej, profil Jamno IG 1, głęb. 1925,3 m; **B** – fragment zredukowanej sekwencji sebhya(?) – nodule anhydrytu w bardzo drobnoziarnistym piaskowcu, widoczne na bocznej powierzchni rdzenia, asocjacja facjalna strefy nadpływowej, profil Jamno IG 2, głęb. 1991,1 m; **C** – szczeliny z wysychania w mułowcu, asocjacja facjalna strefy nadpływowej, profil Jamno IG 2, głęb. 1989,9 m; **D** – zlepienie kwarcowe na powierzchni erozyjnej w przekątnie warstwowanym w dużej skali piaskowcu średnioziarnistym, przykład transgresywnej powierzchni erozyjnej, profil Jamno IG 1, głęb. 2364,0 m

**A** – *Cylindrichnus* isp. visible in vertical section on the lateral surface of core sample, mud flat facies association, Jamno IG 1 section, depth 1925.3 m; **B** – fragment of the reduced sabkha sequence(?) – nodular anhydrite in the very fine-grained sandstone, visible on the lateral surface of core sample, supratidal zone facies association, Jamno IG 2 section, depth 1991.1 m; **C** – dessication cracks in mudstone, supratidal zone facies association, Jamno IG 2 section, depth 1989.9 m; **D** – quartz conglomerate on the erosional surface in the large-scale cross bedding middle-grained sandstone, transgressive erosional surface example, Jamno IG 1 section, depth 2364.0 m





## System depozycyjny bariery piaszczystej (B)

### Asocjacja facjalna BP – platformy bariery

**Opis.** Asocjacja platformy bariery występuje w środkowo-dewońskim profilu Jamno IG 1 bardzo rzadko. Na asocjację BP składają się tutaj facje Sl i Sr. Tworzą one charakterystyczne pionowe sekwencje w profilu. W dolnej części sekwencji pojawia się facja Sl z małokątowym warstwowaniem (od 10 do 20°), która ku górze przechodzi w zamykającą sekwencję fację Sr. Skamieniałości śladowe są częste, ale występują tu jedynie domichnia *Monocraterion* isp.

**Interpretacja środowiska sedymentacji.** Według definicji Nielsena i in., 1988, platforma wyspy barierowej (*spit plat-*

*form*) jest dużą, podwodną strukturą, znajdującą się zawsze poniżej średniego, niskiego pływu. Jest ona uformowana przez osady transportowane przez prądy wzdłuż wybrzeża. Platforma bariery jest stabilizowana przez przyrastające kolejno do niej grzbiety piaszczyste, które tworzą niekiedy szerokie płycizny (*spit*), szczególnie dobrze rozwinięte w pobliżu pływowych przesmyków wlotowych, przecinających barierę. W dolnej części sekwencji występuje facja Sl, ku górze przechodząca w fację Sr. Z asocjacją facjalną bariery są związane transgresywne powierzchnie erozyjne z warstwami zlepieńców kwarcowych (fig. 36D). Stanowią one zapis erozji transgredującego przybrzeża na platformę bariery i obszar zabarierowy kompleksu lagunowo-barierowego.

## Hanna MATYJA

### ROZWÓJ FACJALNY PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI OBSZARU POMORSKIEGO W DEWONIE ?WCZESNYM, ŚRODKOWYM I NA POCZĄTKU PÓŹNEGO

Pomorski basen sedymentacyjny, zgodnie z powszechnie akceptowanymi rekonstrukcjami paleogeograficznymi, w dewonie i karbonie był usytuowany w obrębie pasa perykontynentalnych basenów, obrzeżających od południa kontynent Old Redu w dewonie, a Laurocji w karbonie. Głównymi elementami paleogeograficznymi w obrębie jego polskiej części, warunkującymi rozwój sedymentacji w dewonie i wczesnym karbonie, były obszary lądowe, będące wyniesionymi częściami kratonu wschodnioeuropejskiego: występujący na północy, poza granicami Polski, łąd fennoskandzki oraz rozciągający się na wschodzie łąd mazursko-suwalski, stanowiący część wyniesienia białoruskiego, a także łąd ukraiński na południowym wschodzie. Na obszarze obecnych Karpat rozciągał się prawdopodobnie południowy masyw lądowy. Pozostałą część południowo-zachodniej Polski pokrywał ocean renohercyński.

Rozwój sedymentacji oraz rozkład litofacji w czasie dewonu i wczesnego karbonu w obrębie basenu pomorskiego był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się najogólniej ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy i wschodowi, w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Linia tektoniczna T–T i jej poprzeczna segmentacja odgrywały również ważną rolę w rozkładzie litofacji w obrębie pomorskiego zbiornika sedymentacyjnego w ciągu prawie całego dewonu i części karbonu. Zmianę układu facjalnego, z płytszymi facjami zlokalizowanymi na północnym wschodzie obszaru, a głębszymi usytuowanymi na południowy zachód od nich, charakterystycznego dla wcześniejszego etapu rozwoju zbiornika, na układ

bardziej równoleżnikowy, utrzymujący się do końca turneju, wymusiła, jak się wydaje, dźwigająca się pod koniec famenu, północna, fennoskandzka część kratonu (por. Matyja, 1993).

Środowiska sedymentacyjne, a właściwie systemy depozycyjne, wyróżnione w dewonie badanego regionu, zostały zdefiniowane głównie na podstawie wyników obserwacji sedymentologicznych, a ich granice zostały ustalone na podstawie analizy krzywych karotażowych, przede wszystkim PG i PNG (Matyja, 1993, 1998, 2004; Paczeńska, 2004). Wykorzystano również istniejące już dane z wcześniej badanych profili (Dadlez, 1978; J. Dadlez, R. Dadlez, 1986), pozwalające na pełniejszą charakterystykę poszczególnych środowisk i ułatwiające próbę rekonstrukcji przestrzennej poszczególnych ciał osadowych.

Ogólna charakterystyka środowisk dewońskich jest zgodna z opisem przedstawionym w pracach Matyi (1987, 1988, 1993, 1998, 2004, 2006).

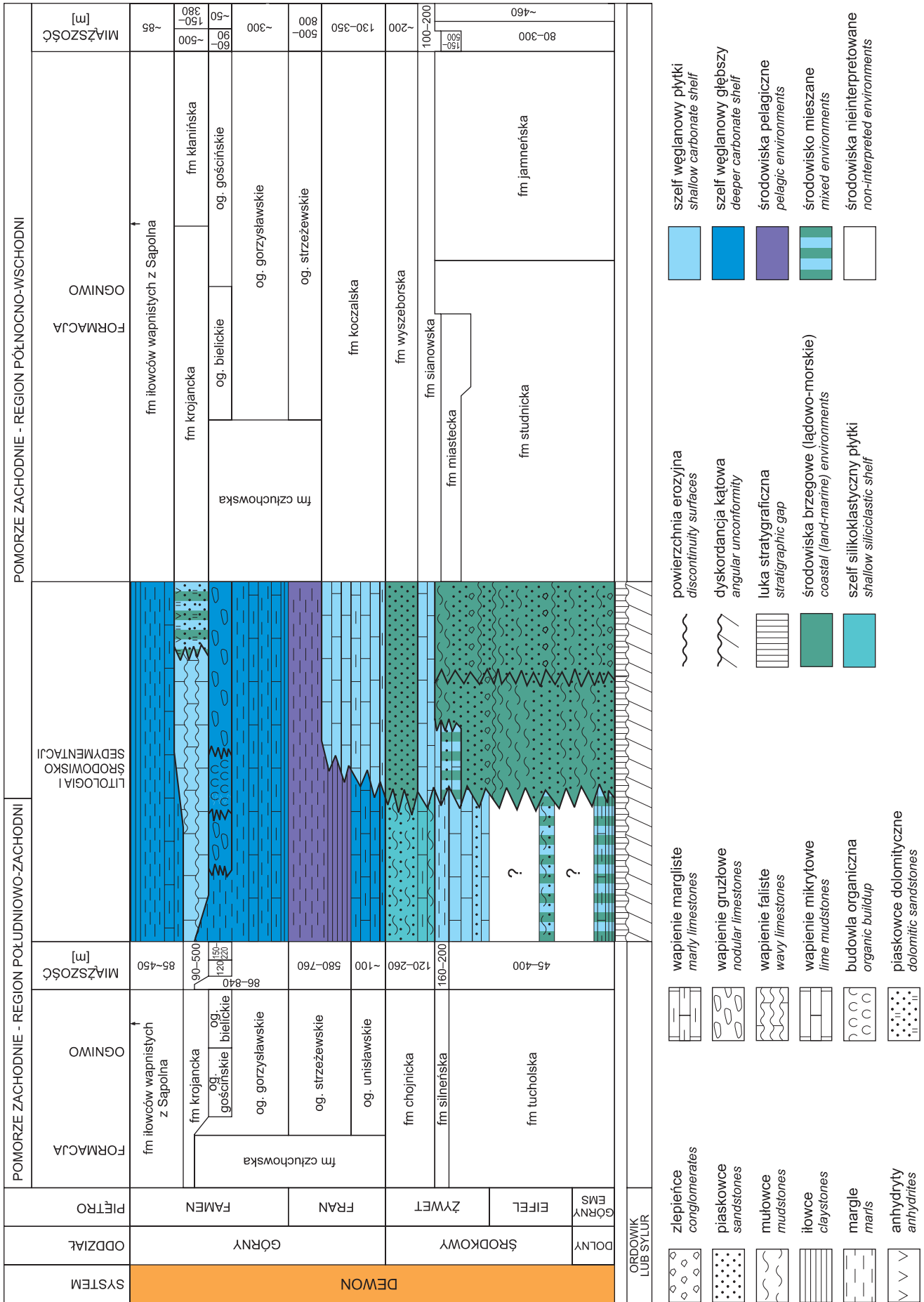
Uaktualniony, na podstawie nowych danych biostratygraficznych, schemat architektury depozycyjnej w dewońskim basenie obszaru pomorskiego, począwszy od końca wczesnego dewonu, został zaprezentowany na figurze 37.

### ?Wczesny i środkowy dewon

Początek sedymentacji osadów dewonu nastąpił najwcześniej pod koniec emsu, a być może w obrębie eiflu, po dłuższej przerwie erozyjnej przypadającej na lochkow, prag i znaczną część emsu (Turnau, Matyja, 2001). W ciągu późnego ?emsu, eiflu i wczesnego żywetu północno-wschodnia część obszaru,

Fig. 37. Schemat czasowego i przestrzennego układu jednostek litostratygraficznych i środowisk sedymentacji w dewonie Pomorza Zachodniego (Matyja, 2006, zmienione)

Devonian lithostratigraphic units and depositional environments, and the pattern of their temporal and spatial relationships in the Western Pomerania area (Matyja, 2006, modified)





w rejonie Jamna, Miastka, Kłanina, Koczały i Nicponi (lokalizacja otworów: por. fig. 1, także Matyja, 2006, fig. 1), znalazła się w obrębie klastycznych, skrajnie płytkomorskich i brzegowych środowisk sedymentacji (reprezentowanych przez osady formacji jamneńskiej i studnickiej). W kierunku południowo-zachodnim, na obszarze między Chojnicami, Tucholą a Bydgoszczą, przybrzeżne klastyki obocznie przechodziły w system przybrzeżnych węglanów (w tym i platformy węglanowej), reprezentowany przez osady formacji tucholskiej.

Pierwsza, bardziej wyrazista zmiana tego układu, choć krótkotrwała i o ograniczonym zasięgu terytorialnym, wiązała się ze stopniowym rozprzestrzenianiem się płytkomorskich środowisk węglanowych w kierunku północno-wschodnim. Wyrazem tych tendencji było pojawienie się na początku środkowego żywetu, na obszarze między Miastkiem, Kłaninem i Polskimi Łakami dotychczas zajęтым przez przybrzeżne klastyki, płytkomorskich, mieszanych, klastyczno-węglanowych facji (osady formacji miasteckiej). Pod koniec środkowego żywetu płytkomorskie facje węglanowe (osady formacji sianowskiej) rozprzestrzeniły się na północny wschód, pojawiając się również na obszarze między Polanowem i Jamnem. W tym czasie w rejonie południowo-zachodnim dominowały osady klastyczno-węglanowe, początkowo związane ze środowiskiem przybrzeżnym (osady formacji silneńskiej), później z niezbyt głębo-

kim, ale otwartomorskim środowiskiem klastycznym (osady formacji chojnickiej). Taki układ środowisk sedymentacyjnych (węglany na NE, a klastyki na SE) można wiązać, być może, z dźwiganiem się mazursko-białoruskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego.

W ciągu późnego środkowego i późnego żywetu cały obszar pomorski znalazł się w zasięgu sedymentacji klastycznej. Facje i środowiska płytsze, przybrzeżne, reprezentowane przez osady formacji wyszeborskiej, rozciągały się w północno-wschodniej części obszaru, facje nieco głębsze, charakterystyczne dla płytkiego, silikoklastycznego szelfu (osady formacji chojnickiej) – na południowy zachód od nich.

### Późny dewon

Pod koniec żywetu lub począwszy od franu część basenu pomorskiego – obecnie znana jedynie z wąskiego pasa wychodni między Jamnem, Koczałą, Polanowem, Polskimi Łakami a Bydgoszczą – znalazła się w strefie płytkomorskiej sedymentacji węglanowej. Na obszarze tym rozwinęła się przybrzeżna platforma węglanowa z typowymi dla niej szeroko rozprzestrzonymi wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi, mającymi często charakter biostromalny. Dominacja facji węglanowych, charakterystycznych dla samej platformy węglanowej, jak i środowisk okołoplatformowych (osady formacji koczałskiej), notowana jest w tej części basenu przez cały wczesny i środkowy fran.

## PERM

Ryszard WAGNER

### STRATYGRAFIA PERMU GÓRNEGO

#### Profil Jamno IG 1

##### 1663,0–1690,4 m (27,4 m) Cechsztyn 3 (PZ3)

1663,0–1665,0 m (2,0m) Anhydryt główny (A3)

1665,0–1690,2 m (25,2m) Dolomit płytowy (Ca3)

1690,2–1690,4 m (0,2m) Szary ił solny (T3)

##### 1690,4–1696,0 m (5,6 m) Cechsztyn 2 (PZ2)

1690,4–1695,8 m (5,4 m) Recesywna seria terygeniczna (T2r)

1995,8–1696,0 m (0,2m) Anhydryt brzeżny (A2b)

#### Profil Jamno IG 2

##### 1685,0–1715,5 m Cechsztyn 3 (PZ3)

1685,0–1710,0 m Dolomit płytowy (Ca3)

1710,0–1715,5 m Szary ił solny (T3)

##### 1715,5–1743,0 m Cechsztyn 2 (PZ2)

1715,5–1729,0 m Anhydryt podstawowy (A2)

1729,0–1743,0 m Dolomit główny (Ca2)

##### 1743,0–1900,0 m Cechsztyn 1 (PZ1)

1743,0–1870,5 m Anhydryt PZ1 (A1)

1870,5–1900,0 m Wapień cechsztyński (Ca1)

##### 1900,0–1917,5 m Czerwony spągowiec górny (formacja z Darłowa)

#### Profil Jamno IG 3

##### 1788,0–1820,5 m Cechsztyn 3 (PZ3)

1788,0–1820,2 m Dolomit płytowy (Ca3)

1820,2–1820,5 m Szary ił solny (T3)

##### 1820,5–1852,0 m Cechsztyn 2 (PZ2)

1820,5–1833,2 m Anhydryt podstawowy (A2)

1833,2–1852,0 m Dolomit główny (Ca2)

##### 1852,0–1977,5 m Cechsztyn 1 (PZ1)

1852,0–1877,4 m Anhydryt górny (A1g)

1877,4–1915,0 m Najstarsza sól kamienna (Na1)

1915,0–1967,5 m Anhydryt dolny (A1d)

1967,5–1977,5 m Wapień cechsztyński (Ca1)

##### 1977,5–1985,0 m Czerwony spągowiec górny (formacja z Miastka)

## OSADY SOLNE – OPIS I GENEZA

**Charakterystyka utworów solnych  
w profilu Jamno IG 3**

Następujące utwory cyklu PZ1 (wg Wagnera, 1994) występują w interwale głębokości: anhydryt górny (A1g) – 1852,0–1877,4 m; najstarsza sól kamienna (Na1) – 1877,4–1915,0 m; anhydryt dolny (A1d) – 1915,0–1967,5 m.

1876,6–1882,9 m 3,00 m rdzenia:

0,80 m – anhydryt szary, faliście laminowany, z płynnym przejściem do iłowca anhydrytycznego, w spagowej części drobne soczewki soli kamiennej

2,00 m – sól kamienna beżowa, pół- i przezroczysta, różnokrystaliczna (typ B) z soczewkami białej soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D), smugi i gruzły anhydrytu, lokalnie wydłużone (przebudowa tektoniczna) kryształy halitu

0,20 m – sól kamienna jw., bardzo liczne smugi i gruzły anhydrytu

1882,9–1889,5 m 6,00 m rdzenia:

0,50 m – sól kamienna jw., rozproszona substancja ilasta, liczne smugi i gruzły anhydrytu

2,50 m – sól kamienna beżowa, półprzezroczysta i przezroczysta, różno- i równokrystaliczna (typ AB) z soczewkami białej soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D), strefy z wydłużonymi (przebudowa tektoniczna) kryształami halitu (nachylenia stref do 30°), rozproszona substancja ilasta

1,00 m – sól kamienna czerwonawa, półprzezroczysta, równo- i różnokrystaliczna (typ AB) z soczewkami soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D), silna przebudowa tektoniczna (liczne wydłużone kryształy halitu), skupienia anhydrytu z hematytem

2,00 m – sól kamienna szarobeżowa, równo- i różnokrystaliczna (typ AB; przeciętna średnica kryształów soli 3 mm), liczne wydłużone kryształy halitu i skupienia anhydrytu

1889,5–1895,3 m 4,00 m rdzenia:

1,00 m – sól kamienna jw., z soczewkami (średnicy 2–3 cm) soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D), w dolnej części strefa grubości 10 cm zabarwiona hematytem na czerwono

2,45 m – sól kamienna beżowoszara, półprzezroczysta, równokrystaliczna (typ A) oraz równo- i różnokrystaliczna (typ AB), w dolnej części z soczewkami soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D), silna przebudowa tektoniczna (liczne wydłużone kryształy halitu), plastycznie zdeformowane warstewki anhydrytu grubości 1–3 cm w odstępach 20–40 cm, nachylone pod kątem 60–70°

0,05 m – warstewka plastycznie zdeformowanego anhydrytu

0,50 m – sól kamienna beżowoszara, półprzezroczysta, równokrystaliczna (typ A) oraz równo- i różnokrystaliczna (typ AB), silna przebudowa tektoniczna (liczne

wydłużone kryształy halitu), smugi, gruzły i zdeformowane warstewki anhydrytu

1895,3–1901,5 m 3,00 m rdzenia:

1,52 m – sól kamienna jw.

0,08 m – porowaty anhydryt, równolegle laminowany, tektonicznie zdeformowany, granice warstwy i laminacja nachylone pod kątem ok. 50°

1,40 m – sól kamienna jw., zawiera okruchy anhydrytu średnicy 2–4 cm

1901,5–1907,5 m 2,00 m rdzenia:

0,50 m – fragmenty szarozielonego iłowca anhydrytycznego i szarego anhydrytu, poprzerastanego solą kamienną

1,50 m – sól kamienna szara i szaroróżowa, półprzezroczysta, równokrystaliczna (typ A, przeciętna średnica kryształów soli 2–3 mm), gruzły i zdeformowane warstewki anhydrytu

1907,5–1913,2 m 4,50 m rdzenia:

4,00 m – sól kamienna jw.

0,50 m – sól kamienna szara i beżowa, równo- i różnokrystaliczna (typ AB; przeciętna średnica kryształów soli 2 mm), silna przebudowa tektoniczna (liczne wydłużone kryształy halitu), okruchy anhydrytu

1913,2–1914,2 m 1,00 m rdzenia:

0,73 m – sól kamienna beżowa, półprzezroczysta, różnokrystaliczna (typ B, przeciętna średnica kryształów soli 2 mm), silna przebudowa tektoniczna (liczne wydłużone kryształy halitu), zdeformowane okruchy anhydrytu, o średnicy 2–3 cm

0,27 m – anhydryt szary, bezteksturalny, lokalnie smugowany ıłem, w stropie gruzłowy.

**Geneza badanych utworów solnych**

Dominacja typu soli różno- i równo-różnokrystalicznej (odpowiednio typy A i AB) w zachowanych odcinkach rdzenia (fig. 38) z ogniwa najstarszej soli kamiennej (Na1), obecność soczew soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D) i sporadycznie rozproszonej substancji ilastej w górnej części profilu, liczne gruzły i smugi – cechy te wskazują generalnie płytkowodne (facja płytkiej laguny solnej; patrz – cechy facji solnych *W*: Czapowski 1995; Czapowski i in. 1993) środowisko powstawania osadu solnego. Silne rozcieńczanie solanek laguny przez wody opadowe, częste w tym środowisku i wielokrotnie prowadzące do ługowania wcześniejszego precypitatu i osadzenia wtórnej soli z rozcieńczonej solanki, rejestruje się w badanych utworach generalnie wyjątkowo niską zawartością bromu w halicie, nie przekraczającą 40 ppm (zawartość ta zmienia się od 18 do 32 ppm w 82 ppm, oznaczona przez Laboratorium Geochemiczne Państwowego Instytutu Geologicznego w 7 próbkach punktowych). Dłuższe okresy napływu świeżych (morskich lub opadowych) wód do laguny prowadziły do dłuższego spadku stężeń solanek, zmiany re-





**Fig. 38. Profil soli kamiennej cyklotemu PZ1 w otworze wiertniczym Jamno IG 3**

Profile of rock salt of PZ1 cycle in the Jamno IG 3 borehole



żimu solnego na siarczanowy i utworzenia cienkich warstw siarczanów (facja laguny siarczanowej). Bardziej intensywne opady znosiły też do laguny z otaczających równi większą ilość ilastego pelitu, formując w górnej części profilu cienki pakiet soli zailonej o najniższej zawartości bromu. Późniejsze tektoniczne zaangażowanie serii solnej doprowadziło do powstania licznych spękań soli (nachylenia powierzchni spękań i granic warstw rzędu 30–70°) i deformacji warstewek anhydrytowych oraz wytworzenia stref zbudowanych z wydłu-

żonych kryształów halitu, rejestrujących powierzchnie tektonicznych przemieszczeń.

Występujące bezpośrednio pod i nad solą utwory siarczanowe, przynależne odpowiednio do ogniw anhydrytu dolnego (A1d) i górnego (A1g), zbudowane z anhydrytu bezteksturalnego, z partiami laminowanymi faliście i gruzłowymi (A1d) i anhydrytu zailonego, faliście laminowanego (A1g), powstały w płytkowodnym i subaeralnym środowisku sebhya siarczanowej (A1d) i siarczanowo-ilastej (A1g).

**Maria WICHROWSKA**

#### ANALIZA PETROGRAFICZNA, MIKROFACJALNA I DIAGENETYCZNA OSADÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU

##### Wstęp

Analizy mikrofacjalne poziomów węglanowych wapienia cechsztyńskiego, dolomitu głównego i dolomitu płytowego przeprowadzono na podstawie badań mikroskopowych, petrograficznych w płytkach cienkich, w świetle przechodzącym i odbitym oraz makroskopowych obserwacji rdzeni wiertniczych; korzystano z obszernej literatury zawierającej prace publikowane i opracowania archiwalne (Wagner, 1968; Czajor, 1972; Czajor, Wagner, 1973; Gąsiewicz, 1988; Wichrowska, 1994).

Poziomy węglanowe cechsztynu zostały w pełni rdzenio- wane tylko w otworze Jamno IG 3. W otworze Jamno IG 2 zachowana jest dolna (spągowa) część rdzenia Ca1 i jednolite wykształcony, monotony profil (zrekrytalizowany madston z konkrekcjami i gruzłami siarczanowymi) z dolomitu głównego.

W wierceniu Jamno IG 1 występuje pierwotny brak osadów cyklotemu PZ1, a cienki poziom anhydrytu (5,6 m), poniżej dolomitu płytowego, być może jest zredukowanym cyklotemem PZ2 w facji anhydrytu brzeźnego (A2b) – Wagner, 1968, 1994. Zalegające wyżej osady węglanowe zakwalifikowano do poziomu dolomitu płytowego.

Na figurach 39 i 40 przedstawiono profile mikrofacjalne osadów wapienia cechsztyńskiego (fig. 39) i dolomitu głównego (fig. 40) z otworu Jamno IG 3. Zmienność mikrofacjalną osadów dolomitu płytowego w otworach Jamno IG 1 i IG 3 pokazano na figurze 41. Na tablicy zdjęciowej zamieszczono cztery fotografie z otworu Jamno IG 3, przedstawiające główne mikrofacje i niektóre ważniejsze zmiany diagenetyczne w osadach wapienia cechsztyńskiego (fig. 42A, B), dolomitu głównego (fig. 42C) i dolomitu płytowego (fig. 42D).

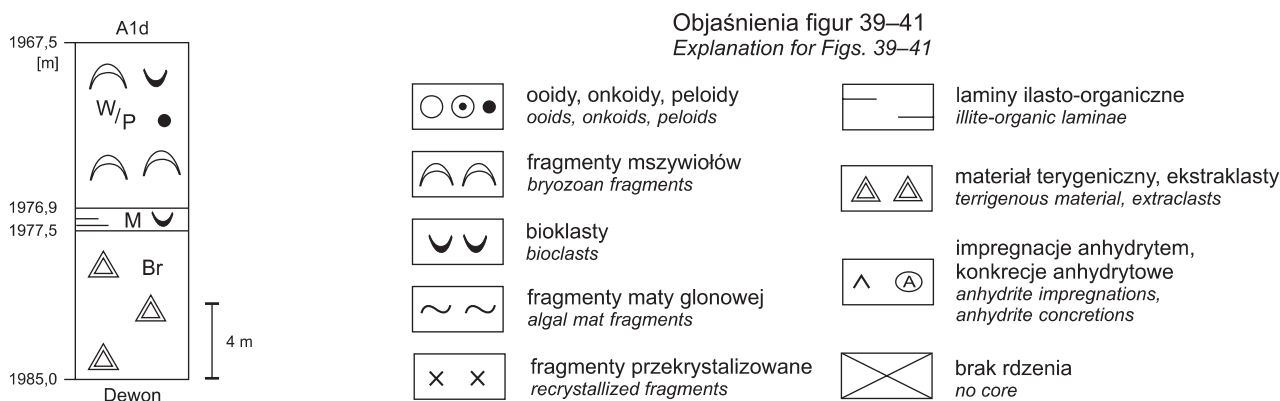
##### Wapień cechsztyński

**Mikrofacje.** Osady węglanowe, reprezentujące poziom Ca1 w otworze Jamno IG 3 zalegają bezpośrednio na 7,5-metrowym kompleksie osadów, typu brekcji (1977,5–1985,0 m). W przyspągowej części rdzenia w tym otworze występują ostrokrawędziste okruchy dolomitów dewońskich oraz otoczaki mlecznobiałego kwarcu o średnicy 2–5 cm (są to ziarna dobrze obtoczone, ale źle wysortowane); towarzyszą im liczne ziarna kwarcu frakcji mułowcowej (słabo obtoczone lub ostrokrawędziste). Spoiwo tych fragmentów brekcji zbudowane jest z węglanów i niewielkiej ilości kwarcu frakcji żwirowej (Wagner, 1968; Czajor, 1972).

W partiach przystropowych rdzenia pojawiają się otoczaki beżowych i szarych dolomitów (prawdopodobnie dewońskich), różnej wielkości (niektóre mają rozmiary przekraczające średnicę rdzenia – około 9 cm). Są one dość dobrze obtoczone, ale na ogół źle wysortowane. Poszczególne elementy brekcji są spojone produktami sedymentacji chemicznej (węglanami, głównie dolomitom i siarczanami: gipsem i anhydrytem). Osadom tym towarzyszy fauna cechsztyńska (głównie drobne małże).

Pozycja stratygraficzna brekcji jest problematyczna (Czajor, Wagner, 1973). Brekcje z otworu Jamno IG 3 są, pod względem petrograficznego składu, odpowiednikiem zlepieńca podstawowego, ale ponad nimi brak jest osadów łupka miedzionośnego, którego obecność jednoznacznie określałaby je stratygraficznie jako zlepieniec podstawowy. W związku z powyższym, ich pozycja stratygraficzna odpowiada brekcji podstawowej – Br1 (Wagner, 1994).

Bezpośrednio ponad brekcją, na głębokości 1976,9–1977,5 m występuje cienka warstewka przewarstwiających się



**Fig. 39. Profil mikrofacjalny osadów wapienia chechczyńskiego z otworu Jamno IG 3**

M – madston, ML – madston laminowany, B – bandston, W – wakston, P – pakston, G – grejston, CC – skała przekrystalizowana, Br – brekcja, M/W – przewarstwienia madstonu z wakstonem,  $\frac{P}{G}$  – grejston przechodzący w pakston, A1 – anhydryt dolny, A2 – anhydryt podstawowy, A3 – anhydryt górny, Tr Rew – terygeniczna seria rewalska

Microfacial profile of Zechstein Limestone carbonate sediments from Jamno IG 3 borehole

M – mudstone, ML – laminated mudstone, B – boundstone, W – wackestone, P – packestone, G – grainstone, CC – cementstone, Br – breccia, M/W – mudstone and wackestone intercalations,  $\frac{P}{G}$  – grainstone passing into packestone, A1 – Lower Anhydrite, A2 – Basal Anhydrite, A3 – Upper Anhydrite, Tr Rew – terrigenous Rewal series

madstonów dolomitowych i osadów mułowcowych (fig. 39). Warstwowanie jest gęste i bardzo wyraźne; laminy mułowcowe są zbudowane z dobrze obtoczonego kwarcu, materiału węglanowego; fragmenty dolomitowe są pozbawione materiału terygenicznego, zawierają natomiast liczne skorupki drobnych małży (roztrawione wewnątrz i zabudowane cementem anhydrytowym) oraz pojedyncze fragmenty mszywiolów.

Powyżej, na głębokości 1969,3–1977,5 m występują organodetrytyczne wakstony/pakstony mszywiolowe o składzie dolomitowym i dolomitowo-wapnistym. Bioklasty to przede wszystkim mszywiol, stanowiące podstawowy składnik osadu. Zachowana mikrostruktura niektórych form mszywiolowych wskazuje na obecność gatunków o koloniach krzaczkowatych (*Thamniscus*, *Acantocladia*), siateczkowatych (*Kingopora*, *Fenestella*), rzadziej wydają się być obecne formy masywne, inkrustacyjne z rodzaju *Stenopora*. Często są to tylko drobne fragmenty kolonii lub pojedyncze zoecja, redeponowane i obleczone przez elementy mikrobialne (cyjanobakterie lub algi). Występowanie mszywiolów w postaci dość dobrze zachowanych kolonii wskazuje, że zostały one pogrzebane w niedalekiej odległości od biotopu; pozwala to uważać je za wiarygodny wskaźnik facjalny. Ramienionogi występują jako podrzędny składnik fauny; fragmenty ramienionogów można rozpoznać dzięki łukowatemu kształtowi muszli i obecności kalkytowej struktury włóknistej. Stan zachowania i ułożenie skorup świadczy o przebytym transporcie. Pozostała fauna jest stosunkowo uboga, reprezentowane są głównie otwornice z rodzaju *Ammodiscus*, *Nodosaria* i *Agathammina*. Często są natomiast otwornice płożące widoczne w formie rurkowatych obiektów obrastających fragmenty mszywiolowe lub znajdujące się w ich bezpośrednim sąsiedztwie (fig. 42B). Peloidy są nieliczne (prawdopodobnie są to relikty po onkoidach o prawie całkowicie zatartej strukturze wew-

nętrznej) – za ich cyjanobakteryjnym, bądź glonowym pochodzeniem przemawia zachowana miejscami laminacja mikrobialna. Tło skalne tych osadów stanowi mikrosparyt, pseudosparyt dolomitowy; obserwuje się znaczną ilość cementu siarczanowego (głównie anhydrytu). Obecnie stwierdzona ilość siarczanów w tych osadach waha się od 13–66% CaSO<sub>4</sub> (Czajor, 1972).

**Procesy diagenetyczne.** Zmiany diagenetyczne w wakstonach/pakstonach organogenicznych w otworze Jamno IG 3 wiążą się głównie z etapem powierzchniowym i wczesnego pogrzebienia. Podstawowy zespół procesów diagenetycznych, który zachodził w warunkach synsedymentacyjnych i kontynuował się podczas płytkiego pogrzebywania osadów jest następujący:

- wstępna lityfikacja osadu poprzez stabilizację luźnych mułów wapiennych wiążących elementy organodetrytyczne: neomorfizm agradacyjny, polegający na sukcesywnym wzroście kryształów, w miarę osiągnięcia przez nie stabilizacji mineralnej, przemiany polimorficzne aragonit/kalcyt magnezowy–kalcyt dotyczące spoiwa i bioklastów. W niższych partiach profilu Ca1 na głębokości 1974,0 m (fig. 42B) obserwujemy mozaikę związłego pseudosparu (wielkość kryształów spoiwa wynosi 50–80 μm Ø), a w górnej przystropowej części profilu, na głębokości 1969,3 m (fig. 42A) jest to drobny mikrosparyt o rozmiarach ok. 20 μm Ø. Nie można jednak wykluczyć sugestii, że tło skalne pseudosparowe dolnej części profilu jest *de facto* cementem, a mikrosparyt górnej części profilu ma charakter wtórny i powstał (przynajmniej częściowo) w wyniku mikrytyzacji mechanicznej szkieletów wapiennych mszywiolów i glonów;
- roztrawianie mniej stabilnego mineralogicznie spoiwa i składników szkieletowych przez krążące w osadzie

roztwory porowe o zmiennej kwasowości. Ubytki śródek komórek zoecjów w dolnej części profilu są zabudowane cementem węglanowym (fig. 42B), a roztrażone wnętrza zoecjów w górnej partii profilu pozostają niezabudowane (fig. 42A);

- mikrytyzacja biologiczna (endolityczna działalność glonów i cyjanobakterii) przyczyniająca się do formowania mikrytowych cementów węglanowych wokół komórek zoecjalnych mszywiolów ( fig. 42A – jasna obwódka przy strzałce; fig. 42B – brunatne obwódki wokół zoecjów);
- narastanie cementów węglanowych, druzowych, których ostrza skierowane są ku środkom porów (fig. 42A – strzałka);
- dolomityzacja mogła być rozłożona w czasie, od etapu wczesnego (płytkiego pogrzebienia), jak również w stadium pośredniego i późnego pogrzebywania osadu; zmiany zasolenia zbiornika związane z krążeniem w osadzie wód meteorycznych (etap wczesny) i porowych (stadium pośrednie i diageneza wgłębna?), destrukcja materii organicznej sprzyjały zastępowaniu kalcytu przez dolomit;
- kompakcja mechaniczna była średnio zaawansowana, nie sprzyjały jej pierwotne mikrostruktury organiczne (zwłaszcza inkrustacyjne mszywioly z rodzaju *Stenopora*), obrosty otwornic płożących wokół elementów szkieletowych i wczesne cementy mikrytowe;
- wytrącanie anhydrytu odbywało się prawdopodobnie na niewielką skalę w stadium wczesnej diagenety, ale w miarę pograżania osadu (zwłaszcza na pośrednim i późniejszym etapie diagenety) roztwory ewaporatowe, penetrując dostępne w skale pustki, miały możliwość ich zabudowy, wytrącając blokowe i tabliczkowe minerały siarczanowe późnej generacji (fig. 42B). Minerale siarczanowe (gips, anhydryt) stanowiły często podstawowy składnik zastępujący substancję pierwotną w obrębie elementów szkieletowych, a naturalna porowatość tego rodzaju skał ułatwiała migrację roztworów ewaporatowych.

Procesy późnej diagenety, takie jak kompakcja chemiczna (stylolityzacja), zachodziła na niewielką skalę. Tworzenie spękań (szczelinowacenie) mogło nastąpić na etapie epigenetycznym. Tego typu ubytki skały pozostały puste lub zabudowane minerałami ewaporatowymi (fig. 42A).

**Środowisko sedymentacji.** Transgresja morza wapienia cechsztyńskiego w rejonie Jamna dotarła późno; był to obszar przez dłuższy czas wyniesiony i początkowo miały tam miejsce procesy degradacyjne skał podłoża, które uformowały serię brekcji. Najstarsze osady zdeponowane w zbiorniku wapienia cechsztyńskiego w rejonie Jamna są reprezentowane przez warstwowane mułowce przemiennie z madstonami węglanowymi pozbawionymi materiału terygenicznego, ale zawierającymi cechsztyńską faunę małżową i pojedyncze bioklasty mszywiolowe; osady tego typu powstawały w warunkach płytkowodnych, przybrzeżnych, w bezpośrednim sąsiedztwie lądu – półwyspu Jamna (Wagner, 1994), skąd okresowo napływał materiał terygeniczny.

Na obszarach nieodległych od rejonu Jamna rozpoczęła się depozycja mułów węglanowych w płytkim zbiorniku o nor-

malnym morskim zasoleniu i dobrym natlenieniem wód, umożliwiając bujny wzrost mszywiolów gałązkowych, siateczkowatych, rzadziej inkrustacyjnych i towarzyszących im ramienionogów oraz niektórych rodzajów glonów. W warunkach względnie wysokiej hydrodynamiki wód te zespoły „rafowe” ulegały rozkruszaniu i przemieszczaniu w rejon wąskiej bariery Jamna, gdzie zostały wkomponowane w serie organodetrytycznych wakstonów/pakstonów mszywiolowych, z otwornicami płożącymi, niewielką ilością innych pokruszonych bioklastów (małżowych, ramienionogowych). Nieznaczne zmiany zasolenia w obrębie zbiornika w trakcie jego rozwoju, umożliwiły pojawienie się organizmów nieszkieletowych (cyjanobakterii i niektórych glonów), które poprzez swoją endolityczną działalność miały aktywny wpływ na mikrostrukturę omawianych skał, ale skala tych procesów w tej serii osadów nie była znacząca.

### Dolomit główny

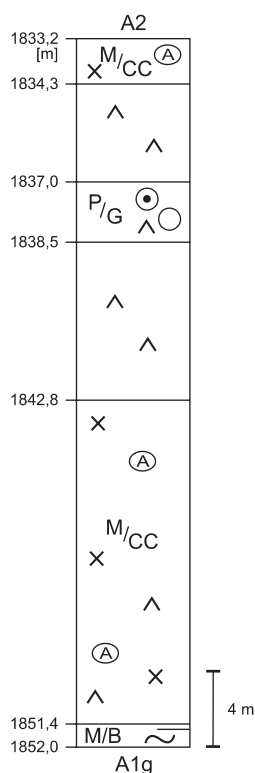
**Mikrofacje.** Utwory dolomitu głównego występują w facji węglanowo-siarczanowej i mają niewielką miąższość: w Jamnie IG 3 wynosi ona 19,3 m, w Jamnie IG 2 – 14,0 m.

W otworze Jamno IG 3, w stropowej części, znajduje się około 2,5-metrowa wkładka anhydrytu; impregnacje anhydrotowe w tych otworach występują w całym profilu dolomitu głównego od spągu do stropu.

Dolną część profilu w otworze Jamno IG 3 (1842,8–1852,0 m), budują zwarte, nielaminowane madstony dolomitowe (fig. 40); tylko w partiach przyspagowych pojawiają się warstewki biolaminitu w formie cienkich, nieregularnie rozmieszczonych, falistych lub płaskich, smug i pasemek mikrobialnych (cyjanobakteryjnych), wnikaających w zwarte, mikrosparytowe tło skalne; towarzyszą im różnej wielkości i kształtu impregnacje anhydrotowe. Powyżej tych osadów na głębokości 1837,0–1838,5 m występuje poziom anhydrotowy przedzielony 1,5-metrową warstewką pakstonów/grejnstonów ooidowych/onkoidowych (fig. 42C); wydaje się prawdopodobne, że pewna część występujących w tym poziomie ziaren obleczonych ma charakter wadoidów, ale nie zaobserwowano w płytkach cienkich, typowych dla strefy supralitoralnej, cementów wadcycznych. W przestrzeniach międzyziarnowych widoczne są skupienia mikrosparytowego węglanu, który może stanowić relikwiny pierwotnego spoiwa osadu lub jest produktem mikrytyzacji allochemów. Te mikrosparytowe frakcje węglanowe z podrzędnym udziałem drobnokrystalicznej frakcji siarczanowej zbudowane są z kryształów o rozmiarach około 20 m tkwią w cemencie dolomitowym i przypominają kształtem nieregularne grudki mułowe. Niektóre z nich są idealnie kuliste i obleczone obwódką mikrytyzacyjną, sprawiają wrażenie pseudooidów (fig. 42C – strzałka lewa).

Ziarna ooidów/onkoidów z ciemnymi powłokami są różnej wielkości i kształtów, niektóre z nich są prawie regularne (owalne, eliptyczne) i posiadają niewyraźną koncentryczną laminację, inne są asymetryczne, bezpowłokowe, mają kształt ameboidalny. Udział frakcji mikrobialnej (sinicowej) przy formowaniu się tego rodzaju ziaren wydaje się być znaczący. Objawia się to powszechną zaawansowaną mikrytyzacją narastających sukcesywnie lamin, na których tworzą się cemen-





**Fig. 40. Profil mikrofacyalny osadów dolomitu głównego z otworu Jamno IG 3**

Objaśnienia symboli mikrofacyalnych jak na fig. 39

Microfacial profile of Main Dolomite carbonate sediments from Jamno IG 3 borehole

Microfacial symbol explanations as on Fig. 39

ty mikrytowe, powleczone kolejną zmikrytyzowaną obwódką (fig. 42C). W partiach wewnętrznych niektórych ziaren można zaobserwować mikrosparytowe spoiwo, które buduje wspomniane poprzednio pseudoooidy; w środkach innych ziaren widoczny jest cement węglanowy lub zabudowa drobnokrystalicznym anhydrytem (fig. 42C). Wydaje się że istniało współdziałanie czynników organicznych i nieorganicznych w trakcie formowania tego typu obiektów. Tło skalne jest dolomitowe, wyraźnie zrekrytalizowane i sprawia wrażenie cementu sparytowego (ortosparytu *sensu* Flügel, 2004), o rozmiarach zbliżonych do pseudosparu (50–80 mm  $\varnothing$ ); kryształy dolomitu spoiwa mają wyraźne obrzeża, tworzą zwięzłą mozaikę. Wydaje się, że odmienny sposób wykształcenia ziaren obleczonych jest wynikiem dopływu części ziaren, uformowanych w innym środowisku (wadycznym?), w którym na miejscu uległy one zaawansowanej konsolidacji (lityfikacji, kompaktacji), a w trakcie przemieszczania mechanicznemu kruszeniu i deformacji (fig. 42C). Potem nastąpiła cementacja węglanowa, już po wymieszaniu luźnego materiału ziarnistego, powstałego *in situ* (pseudoooidy) i tego przywleczonego (fig. 42C).

Poziom omawianych pakstonów/grejnstonów jest obficie impregnowany minerałami siarczanowymi (gipsem, anhydry-

tem). Mogą one stanowić mikrokrystaliczny składnik tła, równomiernie rozsiany wśród węglanów, zastępować węglany w obrębie ziaren, bądź pełnić rolę wypełnienia przestrzeni międzyziarnowych o charakterze wtórnego cementu. Cementy siarczanowe mają kształty blokowe o tabliczkowatym pokroju (fig. 42C).

W przystropowej części profilu otworu Jamno IG 3 (1833,2–1834,3 m) zalegają zrekrytalizowane madstony i konkrecje (gruzły?) anhydrytowe; wyjątkowo silne zasolenie wody i ograniczona jej cyrkulacja sprzyjała wytrącaniu siarczanów i ograniczała zawartość innych składników, poza lokalną akumulacją mikrobialną (maty glonowe – sinice).

**Procesy diagenetyczne.** Procesy diagenetyczne w rejonie Jamna były często równoczesne z sydymentacją prowadząc do wczesnej dolomityzacji osadów wapiennych i wzrostu ilościowego minerałów siarczanowych w obrębie facji ziarnistych i mikrobialnych. W osadach mułowych (madstonach) dolnej części profilu mikrofacyalnego w Jamnie IG 3 (fig. 41) i w całym (14-metrowym) profilu w Jamnie IG 2 na etapie sydymentacyjnym i płytkiego pogrzebienia zachodziły następujące procesy:

- stabilizacja mułów wapiennych (przemiany neomorficzne, polimorficzne) i równoczesna krystalizacja gipsu, połączona z wczesną anhydrytyzacją lub bezpośrednie wytrącanie anhydrytu z przesyconego solami roztworu. Minerale siarczanowe o pokroju igielkowym i drobnokrystalicznym są bezładnie rozproszone w spoiwie;
- wczesna dolomityzacja ułatwiona krążeniem w osadzie stężonych solanek;
- dekompozycja materii organicznej (głównie sinice i glony słonolubne) mająca wpływ na zmiany kwasowości w mało skonsolidowanym osadzie, ułatwiała lokalne roztrawienie mniej stabilnych składników i wytrącanie większych skupień gipsu i anhydrytu w formie nodul, granul siarczanowych. W miarę postępującego wzrostu zasolenie wód i okresowym wynurzaniem osadu, w osadach mułowych występują powszechnie gruzły anhydrytowe, podścielające dwa poziomy anhydrytowe, które stanowią w tym rejonie ekwiwalenty serii węglanowej dolomitu głównego;
- dalsza rekrystalizacja spoiwa madstonów, połączona z roztrawianiem kalcytu i nowopowstałego dolomitu oraz rozległa cementacja węglanowa i prawdopodobnie kolejna faza dolomityzacji nadały skale wygląd cementstonu.

W cienkiej wkładce pakstonów ooidowo/onkoidowo (wadoidowych?) procesy diagenetyczne obserwowane są zarówno na ziarnach obleczonych, jak również w obrębie spoiwa (fig. 42C):

- neomorfizm agradacyjny (wzrost ziaren), poprzedzający lityfikację luźnych mułów,
- proces roztrawiania mikrosparytowego spoiwa, którego relikty widoczne są w skale i obrastanie fragmentów spoiwa cementami mikrytowymi, utworzonymi w wyniku procesu mikrytyzacji mikrobialnej, powstawanie pseudoooidów (fig. 42C – strzałka lewa);
- dopływ obcego materiału ziarnistego (ooidy/onkoidy, wadoidy? już po kompaktacji), ulegającego deformacjom i kruszeniu podczas transportu (obserwuje się zarówno

półplastyczne odkształcenia, jak również wgniecenia i rozrywania pojedynczych ziaren);

- wymieszanie materiału ziarnistego i kolejna faza budowania nawarstwiających się powłok mikrytowych na ziarnach obleczonech oraz formowanie się cementów obwódkowych (fig. 42C – strzałki);
- cementy wczesne: obwódkowe wokół ziaren i botryoidalowe?, uformowane zostały przed zabudową anhydrytem, bowiem ich obrzeża wyraźnie dostosowują się do tabliczkowatych kryształów anhydrytu wypełniających pustkę (fig. 42C – strzałka prawa);
- na etapie płytkiego i pośredniego stadium pogrzebania osadu następowała sukcesywna lityfikacja osadu i wypełnianie gipsem i anhydrytem dostępnych w osadzie pustek.

**Środowisko sedymentacji.** Utwory dolomitu głównego w rejonie Jamna występują na obrzeżach zbiornika dolomitu głównego i są rozwinięte w facji węglanowo-siarczanowej; dominuje sedymentacja w płytkowodnym środowisku o podwyższonym zasoleniu, w warunkach zbliżonych do facji sebhya lub/i saliny. Charakterystyczną cechą ewaporatowej sebhya jest sedymentacja osadów równoczesna z diagenetą i znaczne nagromadzenie minerałów siarczanowych (gruzły i konkrecje anhydrytowe) lub tworzących odrębne poziomy litologiczne (fig. 41), będące odpowiednikiem węglanowych kompleksów Ca<sub>2</sub> w innych rejonach. Mikrofacje oolito-we/ onkoidowe i wadoidowe? są utworzone w obrębie pasa płycizn brzeżnej sedymentacji ewaporatowej. Kompleksy ziarniste są obficie impregnowane siarczanami, a silnie zrekrystalizowane madstony (cementstony?) w najwyższej (przystropowej) partii profilu zawierają gruzły anhydrytowe, co sugeruje warunki supralitoralne.

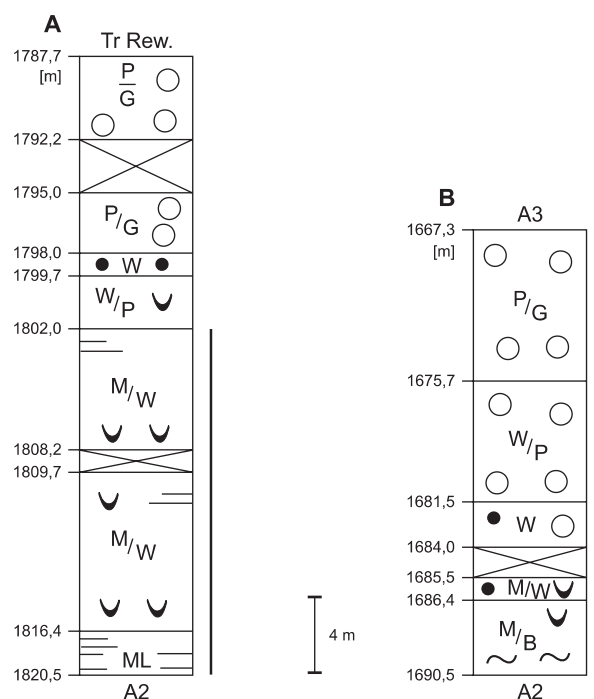
### Dolomit płytowy

**Mikrofacje.** Kompleksy węglanowe dolomitu płytowego w otworach Jamno IG 1 i IG 3 zalegające bezpośrednio na osadach szarego iltu solnego. Zbudowane są głównie z mułowców piaszczystych i opisywane jako utwory terygeniczne strefy brzeżnej (Czajor, 1972).

W utworach dolomitu płytowego dominującym typem litologicznym są dolomity, podrzędnie wapienie dolomityczne. Miąższość osadów w otworze Jamno IG 3 wynosi 32,8 m, w Jamnie IG 1 – 23,2 m. W obrębie omawianych osadów można wyróżnić dwa kompleksy litologiczne (fig. 41):

- poziom niższy, marglisty (zaznaczony pionową kreską na fig. 41), zbudowany z mułowcowo-węglanowych składników, wzbogaconych w minerały terygeniczne (głównie kwarc, frakcji pyłowej i mułowej);
- poziom wyższy, złożony z piaszczystych utworów węglanowych (głównie oolitów) o skośnym lub krzyżowym warstwowaniu (Gąsiewicz, 1988); część dolna jest mniej miąższa (cieńsza) w porównaniu z kompleksem górnym, jaśniejsza w barwie, bardziej marglisty i wyraźnie wzbogacona w różne ziarna biogeniczne.

Dolny kompleks skał w otworze Jamno IG 3 jest dwudzielny i występuje na głębokości 1802,0–1820,5 m (fig. 41); w części przyspągowej profilu na głębokości 1816,4–1820,2 m laminacja materiałem ilasto-terygenicznym i ilasto-organicznym



**Fig. 41. Profil mikrofacjalny osadów dolomitu płytowego z otworu Jamno IG 3**

Objaśnienia symboli jak na fig. 39

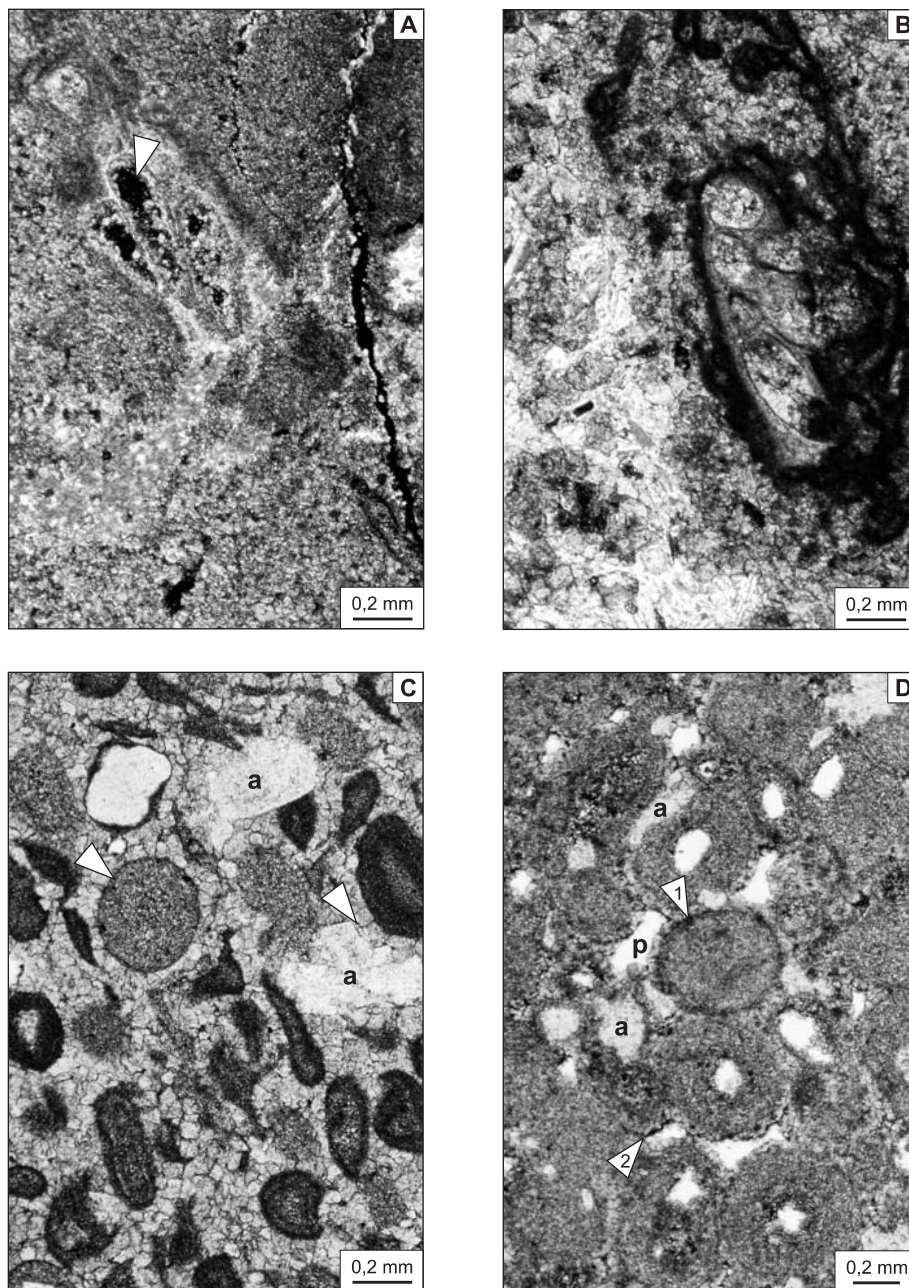
Microfacial profile of Platy Dolomite carbonate sediments from Jamno IG 3 borehole

Microfacial symbol explanations as on Fig. 39

(węglistym) jest ciągła i dobrze rozwinięta, chociaż laminy mają zróżnicowaną grubość (maksymalnie do 1 mm). Skały te mają skład mineralny dolomitowy (86–88% wagowych dolomitu i 8% wagowych części nierozpuszczalnych w HCl – Czajor, 1972). Dominującą serię osadów stanowią tam madstony, przewarstwiane bioklastycznymi wakstonami (Jamno IG 3) i utworami mikrobialnymi o charakterze biolaminoidów (Jamno IG 1). W madstonach nielaminowanych frakcja ilasta jest rozproszona w mikrosparytowym (dolomitowym) tle skalnym; elementy szkieletowe reprezentowane są przez fragmenty małży i otwornic, elementy nieszkieletowe reprezentują glony z rodzaju *Algites* (Gąsiewicz, 1988).

W otworze Jamno IG 1 osady mikrobialne nie budują płaskich, ciągłych warstewek stromatolitowych, stanowią raczej typ biolaminoidów, które charakteryzują się nieciągłą laminacją, zaznaczoną przez obecność ciemniejszej materii organicznej i reliktyw sfosylizowanych cyjanobakterii. Zawierają one sporo materiału terygenicznego rozsianego w spoiwie, substancję ilastą i bitumiczną oraz agregaty pirytowe. Są w tym otworze przewarstwiane licznymi i cienkimi wkładkami bioklastycznymi złożonymi głównie z fragmentów skorup małży (fig. 41).

W otworze Jamno IG 3, w dolnym kompleksie madstonów laminowanych, oprócz lamin ciągłych o określonej grubości, widoczne są smugi rezydualne (szwy mikrostylolitytowe)



**Fig. 42. Profil Jamno IG 3 – płytki cienkie; XP nikole skrzyżowane; PI bez analizatora**

**A** – fragment mszywiola z rodzaju krzaczkowatych, cemynty mikrytowe (ciemne obwódki), cemynty obwódkowe (jasne obwódki), cemynty druzowe narastające na ścianach pustych komórek zoecjalnych (strzałka); mikrosparytowe tło skalne, impregnacje anhydrytem; wapień cechsztyński, głęb. 1969,3 m,  $\times 60$ ; **B** – kolonia komórek zoecjalnych mszywiola obrośnięta przez otwornice sessylne i agregaty peloidalne z nitkami cyjanobakterii; spoiwo zneomorfizowane o charakterze pseudosparu (ortosparyt) i cement blokowy anhydrytowy; wapień cechsztyński, głęb. 1974,0 m,  $\times 60$ ; **C** – pakston ooidowo-onkoidowy (?wadoidowy), cement mikrytowy narastający sukcesywnie na powłokach ziaren, cement obwódkowy wokół ziaren (strzałki), cement pseudosparowy (ortosparyt), dolomitowy w przestrzeniach międzyziarnowych; relikty pierwotnego spoiwa węglanowego; dolomit główny, głęb. 1838,0 m,  $\times 60$ ; **D** – grejnston ooidowo-onkoidowy; obrosły cyjanobakteryjne, cement mikrytowy i obwódkowy na ziarnach (strzałka 1); cement druzowy na ściankach próżni, impregnacja bituminami (strzałka 2); **a** – anhydryt, **p** – próżnia; dolomit płytowy, głęb. 1791,5 m,  $\times 40$ ; A–D – białe plamy – wypełnienia anhydrytem

Jamno IG 3 section – thin sections; crossed nicols, plane – polarized light

**A** – bushy bryozoan genera fragment; micritic cement (dark rims) fringe cement (clear) overgrowing the empty zoecia cells, drusy cement on pore walls (arrow); microsparitic matrix, anhydrite impregnations; Zechstein Limestone, depth 1969.3 m,  $\times 60$ ; **B** – colonie of bryozoan zoecia cells are overgrown by sessile foraminifers and peloidal aggregates with cyanobacterial filaments; neomorphic matrix of pseudospar (orthosparite) type and blocky anhydrite cement; Zechstein Limestone, depth 1974.0 m,  $\times 60$ ; **C** – ooid-onkoid (?vadoid) packstone; micritic cement successively overgrowing grain laminae; fringe cement around grains (arrows), dolomitic pseudospar (orthosparite) filling in the intergrain spaces; primary carbonate spar relicts; Main Dolomite, depth 1838.0 m,  $\times 60$ ; **D** – ooid-onkoid grainstone; cyanobacterial rims, carbonate micritic and fringe cement around grains (arrow 1); drusy cement overgrowths on pore walls and bituminous impregnations (arrow 2); **a** – anhydrite, **p** – pore; Platy Dolomite, depth 1791.5 m,  $\times 40$ ; A–D – white spots – anhydrite infills



wzdłuż których, skała była infiltrowana roztworami ewaporatowymi (minerały siarczanowe, głównie gips i anhydryt oraz prawdopodobnie halit).

Kompleks górny omawianych osadów jest zbudowany z pakstonów i grejnstonów ooidowych/onkoidowych, podścielonych wakstonami peloidowo-bioklastycznymi w otworze Jamno IG 3 (1787,7–1798,0 m) i w otworze Jamno IG 1 (1667,3–1678,0 m) (fig. 41). Ooidy/onkoidy mają rozmiary 0,4–1,0 mm Ø, laminacja koncentryczna jest w nich słabo zaznaczona. Stosunkowo zaawansowane procesy rekrytalizacyjne (głównie mikrytyzacja biologiczna połączona z wczesną cementacją) spowodowały, że widoczne są jedynie zarysy koncentrycznych powłok, podkreślone przez ciemniejsze obwódki po działalności endolitycznej sinic, glonów i związane z tym cementy mikrytowe (jaśniejsze) oraz bitumiczne impregnacje (fig. 42D). W kompleksie oolitowo/onkolitowym dolomitu płytowego występuje znaczna ilość międzyziarnowych i wewnątrzziarnowych próżni (prawdopodobnie pierwotnie wypełnionych halitem), które tylko częściowo są zabudowane minerałami siarczanowymi (anhydrytem).

Peloidy są stosunkowo rzadko obserwowane w dolomicie płytowym otworów Jamno IG 3 i IG 1, stanowią je owalne skupienia ciemnego mikrosparytu węglanowo-mikrobiałnego o charakterze agregacyjnym, w obrębie których obserwuje się drobne ilości substancji bitumicznej, rozsiany pył węglisty i niekiedy drobne inkrustacje pirytowe.

**Procesy diagenetyczne.** W kompleksie dolnym węglanowo-mułowcowym (Jamno IG 3) i mikrobiałno-bioklastycznym, zaznaczają się procesy wczesnej diagenety:

- stabilizacja mineralna mułów węglanowych polegająca na przemianach polimorficznych, neomorfizmie agradacyjnym (wzrost kryształów);
- postępująca sukcesywnie kompaktacja mechaniczna powodująca przemieszczanie się materiału terygenicznego (cement ilasty, kwarcowy) i mikrobiałnego (sinice i glony) w obrębie lamin oraz w przestrzeniach międzykrystalicznych spoiwa;
- częściowe rozpuszczanie mniej stabilnych elementów pod wpływem krążących w osadzie wód porowych o zmiennej kwasowości i wyłanianie minerałów siarczanowych przemiennie z cementem węglanowym. Szczególne wzbogacenie w minerały siarczanowe obserwowane jest w poziomie dolnym bezpośrednio poniżej kompleksów ziarnistych;
- dolomityzacja powiązana z destrukcją materii organicznej (saproelityzacja) i związana z tym procesem wczesną pirytyzacją. Proces dolomityzacji omawianych osadów

był zapewne kontynuowany w trakcie sukcesywnego ich pogrzebywania.

Procesy późnej diagenety – kompaktacja chemiczna (stylolityzacja) i infiltracja minerałami ewaporatowymi (gips, anhydryt) zaznaczyły się głównie w otworze Jamno IG 3 w postaci:

- w kompleksie górnym oolitowo/onkolitowym na etapie synsedymencyjnym i wczesnego pogrzebienia osadów – stabilizacji mineralnej i rozpoczęciu procesów mikrytyzacyjnych przy współdziałaniu cyjanobakterii;
- formowania się wczesnych cementów mikrytowych;
- impregnacji i obrastania sukcesywnie narastających powłok na ziarnach obleczonych przez węgliste produkty dekompozycji materiału organicznego;
- rozpuszczania mniej stabilnych składników spoiwa i środków ooidów/onkoidów;
- formowania się cementów obwódkowych i druzowych (narastających ku środkom porów) – fig. 42D (strzałki)
- kompaktacji mechanicznej widocznej, ale na ogół słabo zaawansowanej; nadmiernym odkształceniom ziaren zapobiegło wcześniejsze utworzenie się cementów mikrytowych i obwódkowych (fig. 42D)

Na etapie pogrzebienia osadu nastąpiła zabudowa próżni cementem gipsowym i anhydrytowym oraz utworzenie porowatości formowej (po usunięciu cementu halitowego) i nasycenie osadu bituminami (fig. 42D).

**Środowisko sedymentacji.** Osady dolomitu płytowego w rejonie Jamna reprezentują regresywne następstwo mikrofacji, pozostając jednak w całości w obrębie zbiornika płytkowodnego (nieco głębszą strefę depozycji osadów reprezentują madstony laminowane z Jamna IG 3). Wszystkie omawiane utwory węglanowe powstawały w środowisku platformowym (okołobarierowym), przy stosunkowo niewielkich zmianach zasolenia wód, odpowiadających (w przeważającej części omawianej sekwencji) warunkom normalnomorskim. Zasolenie wód wydaje się nieznacznie wzrastać w górnych przystropowych kompleksach osadów ooidowo-onkoidowych, (wzrasta tam udział cyjanobakterii i glonów oraz produktów ich dekompozycji).

W dolnej partii osadów z Jamna IG 1 obecność osadów mikrobiałnych (ekwiwalentów facji stromatolitowej) zdaje się wskazywać na strefę o podwyższonym zasoleniu w obrębie płytkowodnej laguny o mało zróżnicowanej morfologii dna. Według opinii Gąsiewicza (1988) skały w otworze Jamno IG 3 mogą reprezentować brzeżne (przybasenowe) partie łuku barierowego; natomiast osady z Jamna IG 1 mogły tworzyć się w bardziej wewnętrznej (przylagunowej) strefie barierowej.

## TRIAS

Anna BECKER

### LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA OSADÓW TRIASU

Otwory Jamno IG 1, IG 2 i IG 3 w triasie położone były na granicy dwóch stref – o obniżonej i o zwiększonej subsydencji. Ma to odzwierciedlenie w różnicach miąższości profili, szczególnie dobrze czytelnej w przypadku miąższości triasu

dolnego. Otwór Jamno IG 1 znajdował się na południowo-zachodnim obrzeżeniu wyniesienia pomorsko-mazowieckiego, zaś otwór Jamno IG 3 na północno-wschodnim obrzeżeniu bruzdy środkowopolskiej (Szyperko-Teller i in., 1997). Otwór

Jamno IG 2 znajdował się w strefie przejściowej pomiędzy tymi dwoma strukturami. Ponadto otwory Jamno IG 2 oraz IG 3 zostały postawione w obszarze, gdzie profil triasu jest zaburzony tektonicznie, co utrudnia interpretację tych profili, zwłaszcza profilu otworu Jamno IG 2. Jedyne otwór Jamno IG 1 ma niezaburzony profil triasu, jednakże ze względu na wspomniane położenie paleogeograficzne miąższość tego profilu jest stosunkowo najbardziej zredukowana. Wszystkie trzy profile położone są w strefie, w której osady kajpru górnego (*sensu* Gajewska, 1988) nie osadziły się lub uległy przednoryckiej erozji. W profilu Jamno IG 2 występuje być może szczytkowy profil piaskowca trzcinowego.

Profil triasu w omawianych otworach był w różnym stopniu rdzeniowany. Najlepiej, bo w ponad 50% był rdzeniowany profil dolnego triasu w otworze Jamno IG 3, przy czym profil dolnego pstrego piaskowca rdzeniowano w 94%. W otworze Jamno IG 2 rdzeniowano już tylko 18% profilu T<sub>1</sub>, zaś w otworze Jamno IG 1 jedynie kontrolne 5%. Profil środkowego triasu rdzeniowany był we wszystkich otworach w granicach 20–30%. Rdzeniowanie triasu górnego w otworach Jamno IG 1 oraz IG 2 nie przekroczyło 20%, zaś w otworze Jamno IG 3 wyniosło około 35%.

### Trias dolny

W obrębie profilu triasu dolnego wyróżniono wszystkie trzy ogniwa pstrego piaskowca: pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. Są one we wszystkich omawianych otworach wykształcone bardzo podobnie.

Pstry piaskowiec dolny leży bezpośrednio na węglanowych osadach trzeciego cyklu cechszyńskiego (PZ3) i jest wykształcony w postaci heterolitów iłowcowo-mułowcowych z wkładkami wapieni marglistych i oolitowych. Przewarstwienia węglanowe są najczęstsze w dolnej i środkowej partii profilu. Wykształcenie takie jest typowe dla formacji bałtyckiej dolnego pstrego piaskowca basenu polskiego. Jedyne w profilu Jamno IG 3 formację bałtycką rozpoczyna około 8-metrowy kompleks piaskowców. Miąższość pstrego piaskowca dolnego wynosi we wszystkich otworach około 200 m, przy czym jest ona największa w otworze Jamno IG 2, a najmniejsza w otworze Jamno IG 1. Według Szyperko-Teller i in. (1997) w osadach formacji bałtyckiej otworu Jamno IG 3 stwierdzono charakterystyczny dla tego ogniwa zespół małżoraczkowy. Badania mikrofaunistyczne przeprowadzone na próbach z otworu Jamno IG 1 nie przyniosły rezultatów, oprócz kilku okazów nieoznaczalnych małżoraczków na głęb. 1617 m (Styk *W*: Dokumentacja..., 1968).

Spąg pstrego piaskowca środkowego zaznacza się we wszystkich profilach bardzo wyraźną zmianą litologiczną. Nad drobnoklastyczną formacją bałtycką pojawia się kilkudziesięciometrowy kompleks piaskowcowy. W otworach Jamno IG 1 i IG 3 kompleks ten charakteryzuje się miąższością przekraczającą 40 m. Profil pstrego piaskowca środkowego w tych otworach jest wykształcony w postaci dwóch megacykli prostych, w dolnej części zbudowanych z piaskowców, przechodzących ku górze w bardziej drobnoklastyczne facje. W dolnym megacyklu człon piaszczysty i drobnoklastyczny mają zbliżoną miąższość, zaś w górnym megacyklu przeważa wyraźnie człon piaszczysty. Dolny megacykl reprezentuje for-

mację pomorską, górny zaś formację polczyńską. Profil środkowego pstrego piaskowca otworu Jamno IG 3 jest trójdzielny. Pierwszy kompleks piaskowcowy, o miąższości około 30 m, rozpoczyna się na głębokości 1447 m. Po nim następuje około 20-metrowej miąższości kompleks drobnoklastyczny. Na głębokości 1397 m rozpoczyna się kolejny kompleks piaszczysty. Powyżej tej głębokości profil środkowego pstrego piaskowca jest analogiczny do dwóch profili z opisanych wcześniej otworów. W rdzeniu z najniższej części najniższego kompleksu piaskowcowego zarejestrowano upady rzędu 45°. Najniższy megacykl pstrego piaskowca środkowego otworu Jamno IG 2 jest zatem prawdopodobnie jedynie tektonicznym powtórzeniem części profilu tego ogniwa. Miąższość pstrego piaskowca środkowego waha się między około 180 m w otworze Jamno IG 1 a 270 m w otworze Jamno IG 3. W otworze Jamno IG 2 wynosi ona 290 m, zaś po odjęciu miąższości najniższego megacyklu redukuje się do 240 m.

Badania mikrofaunistyczne przeprowadzone przez Styk (*op. cit.*) w tym odcinku profilu otworu Jamno IG 1 nie przyniosły pozytywnych rezultatów.

Pstry piaskowiec górny osiąga miąższość od około 50 m w otworze Jamno IG 1 do około 90 m w pozostałych otworach. Ogniwo reprezentowane jest przez formację barwicką, w najniższej części zbudowaną z piaskowców wapnistych i wapieni, które ku górze przechodzą w mułowce i iłowce pstre, miejscami margliste. Kompleks piaszczysto-węglanowy jest najbardziej miąższy w otworze Jamno IG 3 (ok. 40 m). W pozostałych otworach jego miąższość nie przekracza 20 m.

We wszystkich trzech otworach przeprowadzono analizy mikropaleontologiczne na tym odcinku profilu. W otworze Jamno IG 1 analizy nie przyniosły pozytywnych rezultatów (płone próby, Styk, *op. cit.*). W otworze Jamno IG 3 w najwyższej części ogniwa stwierdzono występowanie char, otwornic oraz małżoraczków. Jedyne wśród małżoraczków obserwowano formy typowe dla pstrego piaskowca (Styk *W*: Dokumentacja..., 1967b). W profilu Jamno IG 2 Orłowska-Zwolińska (Dokumentacja..., 1967a) stwierdziła występowanie megaspor w środkowej części profilu, uznanego za formację barwicką. Reprezentują one formy typowe dla kajpru dolnego. Pierwotnie odcinek ten był interpretowany jako kajper dolny, jednak ponowna analiza i korelacja litostratygraficzna spowodowały uznanie spornego odcinka za pstry piaskowiec górny (Szyperko-Śliwczyńska *W*: Dokumentacja..., 1967a; Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Możliwe jest jednak występowanie kajpru dolnego w obrębie profilu pstrego piaskowca górnego, jako wynik deformacji tektonicznych.

### Trias środkowy

Trias środkowy reprezentowany jest w omawianych otworach przez wapien muszlowy i kajper dolny. W otworach Jamno IG 1 oraz IG 3 na pstrym piaskowcu górnym leży wapien muszlowy o miąższości odpowiednio 66 i 80 m. Jest on wykształcony w postaci osadów drobnoklastycznych, częściowo marglistych z przewarstwieniami piaskowców wapnistych i dolomitycznych oraz rzadko wapieni lub dolomitów. Najwięcej wkładek węglanowych występuje w najwyższej i najniższej części profilu. W otworze Jamno IG 3 udział wkładek węglanowych jest wyraźnie większy. W osadach

stwierdzono szczątki fauny: małże, ryby, brachiopody, miejscami w postaci masowych nagromadzeń. W profilu Jamno IG 1 występują również szczątki zwałonej flory. Podział na wapień muszlowy dolny, środkowy i górny jest niepewny ze względu na brak wyraźnych różnic w wykształceniu poszczególnych ogniw profilu. Podział ten opiera się głównie na interpretacji i korelacji krzywych karotażowych. W badaniach mikropaleontologicznych stwierdzono występowanie megaspor, char, otwornic i małżoraczków. Otwornice z profilu Jamno IG 1 oraz małżoraczki z profilu Jamno IG 3 są charakterystyczne dla wapienia muszlowego (Styk *W*: Dokumentacja..., 1967b). Megaspory z najwyższej części omawianego odcinka profilu Jamno IG 3 są charakterystyczne już dla osadów kajpru dolnego (Styk, *op. cit.*).

W profilu Jamno IG 2 występowanie wapienia muszlowego jest niepewne. Kompleks skał węglanowych o miąższości około 40 m występuje tutaj pomiędzy kompleksem osadów uznanych za kajper dolny (leżący niezgodnie tektonicznie na pstrym piaskowcu górnym) a kompleksem uznanym za prawdopodobny piaskowiec trzciniowy. W rdzeniach pobranych z diskutowanego odcinka profilu przeważają wapień krystaliczny i wapień margliste. Wykształcenie litologiczne sugeruje zatem przynależność tego odcinka do wapienia muszlowego i taką interpretację przyjęto w niniejszym opracowaniu. W środkowej części odcinka Orłowska-Zwolińska (Dokumentacja..., 1967a) stwierdziła występowanie megaspor charakterystycznych dla osadów noryku. Prawdopodobnie z tego powodu Gajewska (1987) uznała, iż w otworze Jamno IG 2 brak jest osadów wapienia muszlowego, którego czas sedymentacji przypada generalnie na nizyż.

Osady kajpru dolnego (warstwy sulechowskie) o miąższości prawie 90 m stwierdzono w otworze Jamno IG 1 w pozycji normalnej, niezaburzonej tektonicznie. Są one wykształcone w postaci mułowców i iłowców pstrych i szarych z przewarstwieniami szarych, miejscami wapnistych piaskowców. W osadach występują szczątki ryb oraz zwałona flora. Styk (Dokumentacja..., 1968) stwierdziła występowanie charakterystycznych dla dolnego kajpru megaspor. Podobnie wykształcony kompleks osadów o miąższości 85 m, nie zawierający fauny ani szczątków roślin, uznano również za kajper dolny w profilu Jamno IG 2. Kompleks ten występuje niezgodnie pomiędzy osadami pstręgo piaskowca górnego a osadami uznanymi za wapień muszlowy. W najniższej części tego odcinka Orłowska-Zwolińska (Dokumentacja..., 1967a, 1968) stwierdziła megaspory charakterystyczne dla piaskowca trzciniowego, nie można zatem wykluczyć większej komplikacji tektonicznej omawianego profilu.

W otworze Jamno IG 3 za kajper dolny uznano wkładkę ciemnoszarych iłowców o miąższości 1 m silnie zdeformowanych tektonicznie, w których stwierdzono występowanie megaspor charakterystycznych dla tego ogniwa. Zarówno dolna, jak i górna granica warstwy są granicami tektonicznymi.

### Trias górny

Trias górny reprezentowany jest w omawianych otworach przez osady noryku i retyku (*sensu* Deczkowski, Franczyk, 1988a). Brak jest osadów kajpru górnego, reprezentujących generalnie karnik. Jedynie w otworze Jamno IG 2 nie wykluczone

jest występowanie osadów piaskowca trzciniowego wykształconych w postaci kompleksu piaskowców o miąższości 13,5 m. Kompleks ten leży niezgodnie tektonicznie na wapieniach należących prawdopodobnie do wapienia muszlowego. Dodatkowym argumentem przemawiającym za występowaniem piaskowca trzciniowego w otworze Jamno IG 2 jest obecność megaspor charakterystycznych dla tego ogniwa (Orłowska-Zwolińska *W*: Dokumentacja..., 1967a). Megaspory te występują jednakże w niższej części profilu niż omawiany kompleks piaskowcowy.

Osady noryku wykształcone są w postaci warstw jarkowskich i zbąszyneckich. W materiałach archiwalnych w kompleksie warstw jarkowskich wyróżnia się również warstwy drawnieńskie, jednakże według Wagnera (red., 2008) nie istnieją kryteria litologiczne pozwalające odróżnić warstwy drawnieńskie od jarkowskich, w związku z czym warstwy drawnieńskich się nie wyróżnia. Osady noryku wykształcone są w postaci iłowców pstrych lub czerwonych, często o teksturze gruzłowej. W niższej części (warstwy jarkowskie) występują również wkładki osadów mułowcowych i piaszczystych. Miąższość warstw jarkowskich i zbąszyneckich w omawianych otworach jest bardzo zróżnicowana. W otworze Jamno IG 1 wynosi ona 98,5 m, w IG 2 – 106 m, a w IG 3 jedynie 22 m. Prawdopodobnie mała miąższość omawianego ogniwa w otworze Jamno IG 3 spowodowana jest redukcją tektoniczną. Na obecność deformacji tektonicznych wskazują stosunkowo duże upady rejestrowane w rdzeniach z tego odcinka profilu. W otworze Jamno IG 2 miąższość noryku może być zwiększona z powodu powtórzeń tektonicznych (Gajewska, 1987).

Osady retyku zaliczone do warstw wielichowskich (z *Trileites*) wykształcone są jako kompleks skał mułowcowo-ila-tych, popielatych, z wkładkami piaskowców. W otworze Jamno IG 1 w kompleksie tym występuje zespół megaspor charakterystycznych dla najwyższego triasu z licznymi okazami z rodzaju *Trileites* (Marcinkiewicz *W*: Dokumentacja..., 1968). Miąższość warstw wielichowskich jest zmienna i wynosi 22,5 m w otworze Jamno IG 1, 82 m w IG 3 oraz 149 m w IG 2. W otworach Jamno IG 3 i zwłaszcza IG 2 nie wykluczone są powtórzenia tektoniczne profilu, co potwierdzałyby duże upady rejestrowane w otworze Jamno IG 3. Dodatkowo w otworze Jamno IG 2 granica triasu i jury jest niepewna. Wyznaczona została ona na podstawie interpretacji krzywych karotażowych i korelacji litostratygraficznych. Na głębokości 675 m rozpoczyna się wyraźny kompleks piaskowcowy, wskazujący na przynależność do jury. Leżący poniżej około 90-metrowy kompleks charakteryzuje się również wyraźnie niższymi wskazaniami naturalnego promieniowania gamma niż osady ewidentnego retyku. Na pozostałych krzywych jego charakter odpowiada bardziej osadom triasu. Z kompleksu tego wydobyto dwa rdzenie w bardzo złym stanie zachowania, zawierające iłowce piaszczyste i iłowce z wkładkami piaskowca, o barwach szarych i popielatych. Cały kompleks zinterpretowano jako kompleks mułowcowo-piaszczysty. Takie wykształcenie litologiczne wskazuje raczej na przynależność do triasu, gdyż jura w tym rejonie rozpoczyna się wyraźnie piaszczystymi osadami (patrz profile otworów Jamno IG 1 i IG 3 oraz Feldman-Olszewska, w tym tomie).



## JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA OSADÓW JURY DOLNEJ

Otwory wiertnicze Jamno IG 2 i Jamno IG 3 zostały usytuowane w północnej części strefy Koszalin–Chojnice, która w jurze dolnej stanowiła aktywny, synsedymenacyjny rów tektoniczny (Deczkowski, Franczyk, 1988b). Położenie otworów w pobliżu stref uskokuowych skutkuje obecnością znacznych upadów w profilu jury dolnej tych wierceń. Szczególnie duże upady, rzędu 35–45°, obserwowane są w otworze Jamno IG 3. W profilu Jamna IG 2 są one zróżnicowane, w dolnej części są mniejsze, zazwyczaj około 15°, natomiast w wyższej części (pliensbach i toark) notowane są upady około 60°.

Otwór Jamno IG 1 odwiercony został po północnej stronie rowu Koszalina, już na stabilnym obszarze platformowym.

Profil jury dolnej jest pełny w otworze Jamno IG 3, w IG 2 brak jest osadów górnego toarku, natomiast w wierceniu Jamno IG 1 profil kończą utwory pliensbachu górnego.

Miąższości dolnej jury w otworach wynoszą: Jamno IG 1 – 157,0 m, Jamno IG 2 – 440,5 m, Jamno IG 3 – 513,5 m. Wartości te nie uwzględniają redukcji miąższości związanej z upadami, jednak przyjmując, że przy upadzie 30° miąższość wynosiłaby 87% wartości przed redukcją, a przy upadzie 60° około 50%, i tak miąższości na obszarze rowu byłyby prawie dwukrotnie większe niż poza nim. Fakt ten wskazuje na istnienie ruchów obniżających i aktywność rowu koszalińskiego we wczesnej jurze, nawet po uwzględnieniu braku osadów toarku w otworze Jamno IG 1.

W analizowanych otworach zastosowano podział litostratygraficzny Pieńkowskiego (2004), dokonując tym samym zmian w stosunku do stratygrafii zamieszczonej w dokumentacjach wynikowych wierceń. Także granica pomiędzy górnym triasem a dolną jurą w otworze Jamno IG 2 została wyraźnie przesunięta ku górze w stosunku do stawianej pierwotnie. Na podstawie analizy opisu rdzenia wiertniczego oraz korelacji omawianego otworu z otworami Jamno IG 1, Jamno IG 3, a także Koszalin IG 1, z którego uzyskano pełny rdzeń, stwierdzono, że odcinek profilu z głębokości 685,0–759,0 m reprezentuje jeszcze najwyższy trias – górny odcinek warstw z *Trileites*.

Wskazuje na to wykształcenie litologiczne odmienne od obserwowanego w najniższym odcinku dolnej jury w pozostałych otworach. W tych otworach profil jury dolnej rozpoczyna kompleks piaskowcowy o znacznej miąższości. W otworze Jamno IG 2 na głębokości 685,0–759,0 m występują iłowce, mułowce piaszczyste i piaskowce mułowcowe.

Jak już wspomniano, najniższy odcinek profilu jury dolnej jest zdominowany przez utwory piaskowcowe, z nielicznymi wkładkami mułowcowo-iłowcowymi. Utwory te zostały wydzielone jako nierozdzielone formacje zagajska i (?)skłobska. Miąższości obu tych formacji w poszczególnych otworach wynoszą odpowiednio: Jamno IG 1 – 43,0 m; IG 2 – 135,0 m; IG 3 – 102,5 m. Według Pieńkowskiego (2004) wiekowo odpowiadają one hetangowi. Według starszego podziału Dadleza (1969) utwory te reprezentowały warstwy mechowskie dolne i środkowe. Obecność formacji skłobskiej w tych profi-

lach jest niepewna. Cechą diagnostyczną pozwalającą na wydzielenie tej formacji jest obecność piaskowców i heterolitów pochodzenia morskiego (Pieńkowski, 2004). Szczupły materiał rdzeniowy pobrany z tej części profilu we wszystkich omawianych otworach, nie wykazuje cech sugerujących morską genezę tych osadów. Przeciwnie, w iłowcach stwierdzonych w rdzeniu z otworu Jamno IG 2 na głębokości 571,0–577,2 oraz 593,2–599,2 m występują rizoidy wskazujące na lądowe pochodzenie tych utworów. Możliwe jest więc, że cały profil hetangu w rejonie Jamna wykształcony jest w facjach lądowych (co sygnalizował już Dadlez, 1969) i reprezentuje jedynie formację zagajską.

Wyżej występuje około 20–30 m kompleks iłowcowo-mułowcowy, który na Pomorzu wydzielany był jako warstwy mechowskie górne. Ku górze przechodzi on w miąższy kompleks piaskowcowy z wkładkami mułowców i iłowców w części górnej. Ta część profilu odpowiadała warstwom radowskim. W otworze Jamno IG 2, w rdzeniu pochodzącym z górnego odcinka tych warstw stwierdzono wkładkę węgla, natomiast w podobnym położeniu w otworze Jamno IG 1 – mułowiec z rizoidami. Wkładki takie spotykane są powszechnie w górnej części warstw radowskich na obszarze niecki pomorskiej i świadczą o lądowym, bagiennym środowisku sedimentacji osadów z górnego odcinka tych warstw (Dadlez, 1969). Obecnie obie wymienione jednostki litostratygraficzne zostały przez Pieńkowskiego (2004) połączone w jedną formację ostrowiecką wieku synemurskiego. W dolnym kompleksie iłowcowo-mułowcowym w otworze Jamno IG 1, w próbie z głębokości 937,0–939,0 m, Marcinkiewicz (Dokumentacja..., 1968) stwierdziła obecność megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, diagnostycznej dla hetangu i wczesnego synemuru (Marcinkiewicz, 1971). Megaspory ta została stwierdzona również w podobnej pozycji stratygraficznej (w iłowcach zaliczonych do warstw mechowskich górnych) w otworze Koszalin IG 1 (Marcinkiewicz, 1977).

Miąższość formacji ostrowieckiej w badanych otworach wynosi: Jamno IG 1 – 53,5 m; IG 2 – 122,0 m; IG 3 – 124,5 m.

Wyżej w profilu dolnej jury pojawia się zwarty kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładką mułowca piaszczystego lub piaskowca w części środkowej. Jego miąższość wynosi odpowiednio: 27,5 (Jamno IG 1), 28,0 (Jamno IG 2) i 41,0 m (Jamno IG 3). W otworach tych stwierdzono spirytywianą sieczkę roślinną oraz syderyty, a w otworze Jamno IG 1 dość liczne otwornice oznaczone przez J. Kopika. Cechy te świadczą o morskim charakterze omawianego kompleksu. Utwory te reprezentują formację łobeską, która na całym obszarze Pomorza Zachodniego ma charakter otwartomorski, na co wskazuje znaleziona w tych utworach fauna amonitowa, otwornicowa oraz małżowa (Dadlez, 1969, 1976; Dadlez, Kopik, 1972). Wiek tej formacji, na podstawie przewodniej fauny amonitowej, został określony na dolny pliensbach (Dadlez, Kopik, 1972).

Nadległa formacja komorowska w dolnej części wykształcona jest w postaci piaskowców, natomiast w części środkowej i górnej obserwuje się 3 cykle sedymentacyjne rozpoczynające się piaskowcami, a kończące iłowcami. Pełny profil formacji komorowskiej obecny jest w otworach Jamno IG 2 i Jamno IG 3 i ma odpowiednio 110,0 i 86,0 m miąższości. W otworze Jamno IG 1 występuje jedynie dolny, piaskowcowy człon tej formacji o miąższości 33,0 m. Pozostała jej część została usunięta w wyniku erozji we wczesnej jurze środkowej. Wiekowo utwory te reprezentują górny pliensbach. Datowane są na podstawie ich położenia w profilu ponad warstwami iłobeskim oraz korelacji z wierceniem Koszalin IG 1. Z warstw komorowskich w tym otworze Marcinkiewicz (1977) oznaczyła megaspore *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz, której zasięg wiekowy w Polsce obejmuje górny synemur i pliensbach.

Wyżej występuje charakterystyczny kompleks iłowców i mułowców o barwie szarozielonej, z uwęgloną sieczką roślinną i poziomami rizoidów oraz z wkładkami piaskowców.

## Jolanta SMOLEŃ

### MIKROFAUNA JURY ŚRODKOWEJ

Wyniki analizy mikropaleontologicznej osadów jury środkowej, w profilach otworów wiertniczych: Jamno IG 1, IG 2 oraz IG 3, dokumentują obecność utworów batonu górnego oraz keloweju. Próbkę skał pobrane z serii osadowych leżących poniżej utworów batonu górnego, zaliczone do niższej części batonu oraz bajosu, nie zawierały mikrofauny (Bielecka *W*: Dokumentacja..., 1967a, b, 1968).

W otworze wiertniczym Jamno IG 1 utwory jury środkowej, występują na głębokości od 778,0 do 845,0 m i obejmują baton górny i kelowej. Powyższe osady leżą na utworach dolnej jury, na pliensbachu, a przykryte są osadami kredy środkowej, cenomanu. W otworze Jamno IG 2 osady środkowojurajskie, należące do bajosu górnego, batonu i keloweju obejmują interwał profilu od głębokości około 92 do 244,5 m. Wyróżnione serie osadowe jury środkowej leżą nad osadami toarku i pod nadkładem bliżej nieokreślonych osadów kenozoicznych, być może neogeńskich. W otworze Jamno IG 3 serie osadowe jury środkowej leżą także bezpośrednio na osadach toarku (jura dolna), a przykryte są osadami oksfordu (jura górna). Osady jury środkowej mieszczą się w interwale głębokości od 246,5 do 531,5 m i należą do bajosu górnego, batonu i keloweju.

Analiza mikropaleontologiczna przeprowadzona została w próbkach pochodzących z odcinków profili w pełni rdzeniowanych. W pracy wykorzystano i poddano rewizji wcześniejsze, mikropaleontologiczne opracowania archiwalne dotyczące otworów wiertniczych Jamno IG 2 oraz IG 3 (Bielecka *W*: Dokumentacja..., 1967a, b) oraz otworu Jamno IG 1 (Bielecka *W*: Dokumentacja..., 1968).

#### Baton

Utwory batonu górnego zostały udokumentowane na podstawie mikrofauny we wszystkich trzech analizowanych profilach. Powyższe utwory, wykształcone głównie, jako mu-

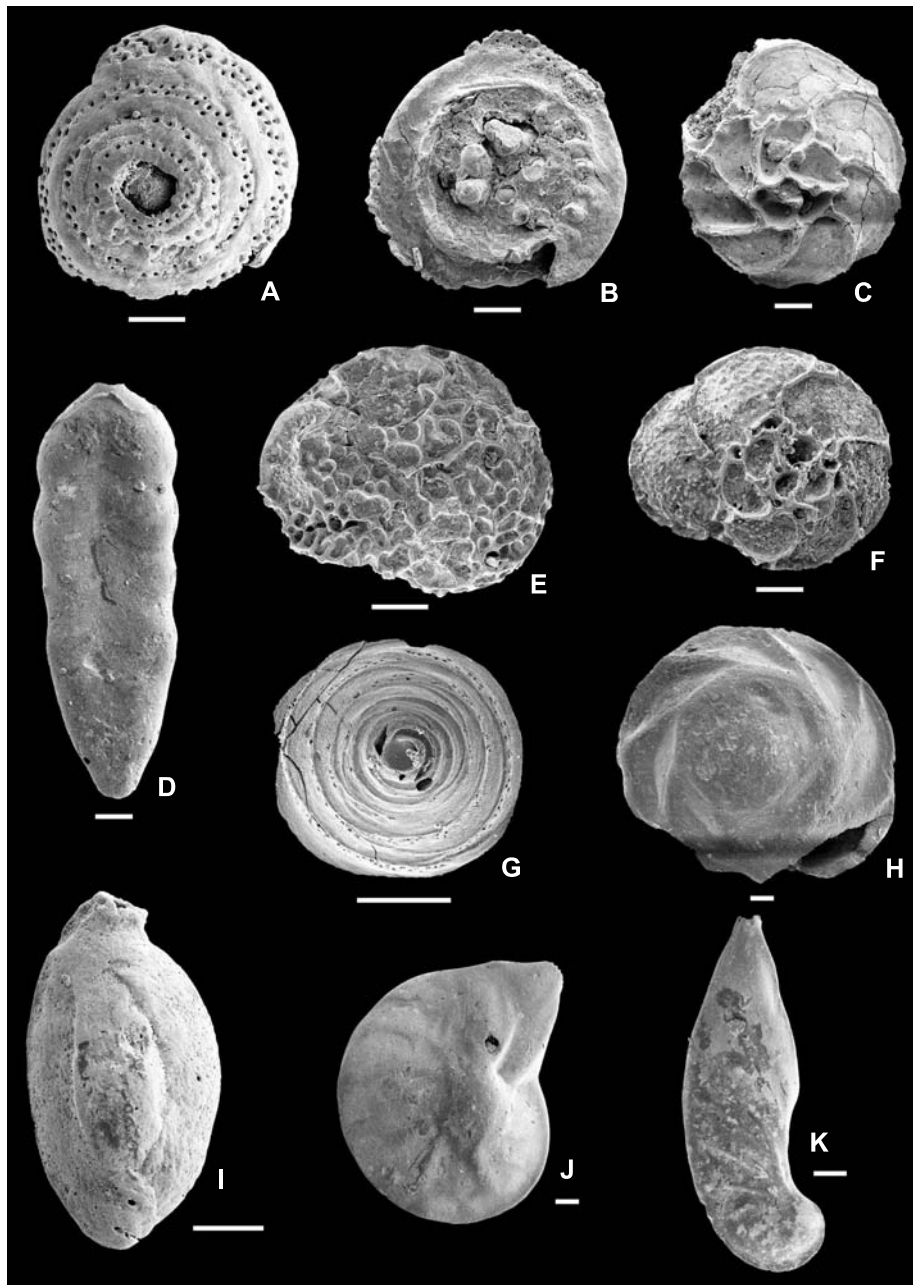
łowce, mułowce piaszczyste oraz piaskowce, miejscami iłowce z wkładkami syderytów i oolitów żelazistych, zawierają niezbyt liczne, zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników, zespoły otwornic (fig. 43) i małżoraczek. Jest to formacja ciechocińska (= warstwy gryfickie wg podziału Dadleza, 1969), której pełny profil o miąższości 63,5 m stwierdzono jedynie w otworze Jamno IG 3. Jest to wartość typowa dla obszaru niecki pomorskiej (Dadlez *op.cit.*). W otworze Jamno IG 2 występuje jedynie dolny odcinek tej formacji o miąższości 45,5 m. Wyższa jej część została erozyjnie usunięta we wczesnej jurze środkowej, podobnie jak na całym obszarze położonym dalej na północny wschód od rowu Koszalina (Dadlez, 1976). Wiek formacji ciechocińskiej przyjmowany jest na dolny toark. W profilu formacji ciechocińskiej w pobliskim otworze Koszalin IG 1 stwierdzono występowanie megaspor reprezentujących przewodni dla toarku zespół *Thomsonia phyllica* (Marcinkiewicz, 1977).

Najmłodsze utwory jury środkowej obserwowane są jedynie w otworze Jamno IG 3 w postaci kompleksu piaskowcowego o miąższości 96,0 m. Stanowi on formację borucicką, której wiek określany jest na górny toark. Odpowiada ona wydzielanym wcześniej na tym obszarze warstwom kamieńskim (Pieńkowski, 2004).

łowce, mułowce piaszczyste oraz piaskowce, miejscami iłowce z wkładkami syderytów i oolitów żelazistych, zawierają niezbyt liczne, zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników, zespoły otwornic (fig. 43) i małżoraczek.

W otworze Jamno IG 1 występowanie mikrofauny stwierdzono w próbkach pochodzących z głębokości: 804,0; 815,0 i 835,5 m. W profilu Jamno IG 2 mikrofauna odnotowana została w próbkach z głębokości 142,0 oraz 174,0 m. Najliczniejsze zespoły mikrofauny znajdują się w próbkach profilu Jamno IG 3 pobranych z głębokości: 258,0; 330,1; 332,4; 334,0; 358,3 oraz 360,5 m. Osady pochodzące z powyższych próbek charakteryzuje obecność taksonów otwornic, które na obszarze Niziu Polskiego pojawiają się w osadach reprezentujących wyższe partie batonu (Bielecka i inni, 1980; Bielecka, Styk, 1981). Są to: *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Paalzowella pazdroe* Bielecka et Styk, *Trocholina conica* (Schlumberger), *Lenticulina hoplites* (Wiśniowski), czy *Epistomina ex gr. callovica* Kaptarenko-Chernousova. Obecność wyżej wymienionych gatunków, a także fakt, iż nie występują w omawianych zespołach taksony charakterystyczne dla dolnej części batonu, wskazuje na górnobatoński wiek próbek z wymienionych głębokości.

W osadach batonu górnego, w otworach wiertniczych Jamno IG 1, IG 2 oraz IG 3, odnotowano także obecność otwornic o dłuższych zasięgach stratygraficznych, powszechnie znanych w całym batonie, takich jak: *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), *Epistomina regularis* Terquem, *Lenticulina mamillaris* (Terquem), *Astaculus varians* (Bornemann), *Astaculus protractus* (Bornemann), *Epistomina cf. nuda* Terquem, *Epistomina uhligi* Mjatluk, *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *Lenticulina subalatiformis* Dain czy *Planularia pseudocrepidula* Adams, *Pseudolamarckina humilis* Kaptarenko-Chernousova oraz gatunki z rodzajów: *Planularia*, *Astaculus*, *Dentalina*, *Saracenaria*, *No-*



**Fig. 43. Charakterystyczne otwornice jury środkowej**

**A, B** – *Trocholina conica* (Schlumberger), Jamno IG 3, głęb. 330,1 m, baton górny; A – strona grzbietowa, B – strona brzuszna; **C** – *Epistomina mosquensis* Uhlig, Jamno IG 3, głęb. 258,0 m, kelowej górny; **D** – *Ichtyolaria supracalloviensis* (Wiśniowski), Jamno IG 1, głęb. 781,5 m, kelowej środkowy; **E, F** – *Epistomina regularis* Terquem, Jamno IG 3, głęb. 258,0 m, kelowej górny, E – strona brzuszna, F – strona grzbietowa; **G** – *Paalzowella pazdroe* Bielecka et Styk, Jamno IG 3, głęb. 360,5 m, baton górny; **H** – *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), Jamno IG 3, głęb. 258,0 m, kelowej górny; **I** – *Palaeomiliolina czestochoviensis* (Pazdro), Jamno IG 3, głęb. 330,1 m, baton górny; **J** – *Lenticulina pseudocrassa* (Mjatluk), Jamno IG 3, głęb. 258,0 m, kelowej górny; **K** – *Astaculus protractus* (Bornemann), Jamno IG 3, głęb. 358,5 m, baton górny

The characteristic foraminifers of the Middle Jurassic

**A, B** – *Trocholina conica* (Schlumberger), Jamno IG 3, depth 330.1 m, Upper Bathonian; A – dorsal side, B – ventral side; **C** – *Epistomina mosquensis* Uhlig, Jamno IG 3, depth 258.0 m, Upper Callovian; **D** – *Ichtyolaria supracalloviensis* (Wiśniowski), Jamno IG 1, depth 781.5 m, Middle Callovian; **E, F** – *Epistomina regularis* Terquem, Jamno IG 3, depth 258.0 m, Upper Callovian; E – ventral side, F – dorsal side; **G** – *Paalzowella pazdroe* Bielecka et Styk, Jamno IG 3 borehole, depth 360.5 m, Upper Bathonian; **H** – *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), Jamno IG 3, depth 258.0 m, Upper Callovian; **I** – *Palaeomiliolina czestochoviensis* (Pazdro), Jamno IG 3, depth 330.1 m, Upper Bathonian; **J** – *Lenticulina pseudocrassa* (Mjatluk), Jamno IG 3, depth 258.0 m, Upper Callovian; **K** – *Astaculus protractus* (Bornemann), Jamno IG 3, depth 358.5 m, Upper Bathonian



*dosaria*, *Rectoglandulina* czy *Haplophragmoides*. Na batoński wiek analizowanych osadów wskazuje również obecność charakterystycznych dla tego piętra małżoraczków, do których należą: *Progonocythere polonica* Błaszyk i *Ektyphocythere pteriformis* Błaszyk (Błaszyk, 1967). Mikrofaunie otwornic i małżoraczków batonu górnego towarzyszy bogaty zespół innych mikroszczątków, na który składają się fragmenty skorupki makrofauny takiej jak: mszywoły, małże, ślimaki, łódkonogi oraz elementy szkieletowe szkarłupni i zęby ryb.

### Kelowej

Osady kelowej w rejonie Jamna nie były w pełni rdzeniowane. Dolne partie kelowej, wykształcone są głównie w facjach piaskowców, z nielicznymi wkładkami mułowców. Kelowej dolny został udokumentowany jedynie w otworze Jamno IG 1, w którym na głębokości 785,0 i 791,0 m występują znane z kelowej gatunki otwornic (fig. 43) takie jak: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Astacolus major* (Bornemann), *Epistomina mosquensis* Uhli, *Astacolus nobilis* Kaptarenko-Chernousova, *Citharina flabelloides* (Terquem), *Citharina* cf. *macilenta* (Terquem), *Astacolus varians* (Bornemann) i *Lenticulina muensteri* (Roemer). Zespoły dolnego kelowej są nieliczne pod względem ilości zarówno osobników, jak i gatunków. Oprócz wyżej wymienionych taksonów spotykane są osobniki otwornic z rodzajów: *Astacolus* i *Nodosaria* oraz małżoraczki z rodzaju *Monoceratina*.

Osady kelowej środkowej i górnej, wykształcone głównie w facjach mułowców, ilowców oraz mułowców piaszczystych, niekiedy sydereitycznych, zawierają znacznie bogatsze pod względem ilości gatunków zespoły otwornic i małżoraczków. Mikrofauna kelowej środkowej i górnej na obszarze Niziny Polskiej reprezentowana jest przez bardzo zbliżone do siebie gatunkowo zespoły (Bielecka, 1980; Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2000), stąd trudno na jej podstawie wyodrębnić podpiętra kelowej.

Kelowej środkowej udokumentowany został w rdzeniowym odcinku profilu otworu Jamno IG 1, który obejmuje głębokości 778,8–785,0 m. Najliczniejsze zespoły mikrofauny znajdują się próbcie z głębokości 781,5 m. W otworze Jamno IG 3 utwory kelowej środkowej obejmują odcinek rdzenia na głębokości 284,0–311,9 m. Mikrofauna odnotowana w próbkach z głębokości: 304,0, 307,0 i 308,5 m.

Górny kelowej najlepiej został udokumentowany w otworze wiertniczym Jamno IG 3 na odcinku, który obejmuje interwał rdzenia 252,0–284,0 m. Najliczniejsza mikrofauna znajdu-

je się próbcie pochodzącej z głębokości 258,0 m. W otworze wiertniczym Jamno IG 1 brak jest osadów kelowej górnej, a w otworze Jamno IG 2, z którego pochodzą jedynie próby okruchowe, kelowej środkowej i górnej są wydzielone łącznie.

Zespoły mikrofauny kelowej środkowej, a zwłaszcza górnej są bogate zarówno pod względem ilości występujących w nich gatunków, jak i osobników. Z taksonów przewodnich dla młodszego kelowej, pojawiających się od poziomu *Kosmoceras jason*, a licznie występujących w górnym kelowej, w badanych otworach oznaczono: *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski), *Ichtyolaria supracalloviensis* (Wiśniowski) i *Epistomina elschankaensis* Mjatluk. Poza wymienionymi, w analizowanych próbach oznaczono wiele innych gatunków otwornic charakterystycznych dla wyższego kelowej, do których należą taksony o nieco dłuższych zasięgach stratygraficznych. Większość z nich pojawia się pod koniec batonu lub we wczesnym kelowej, przy czym w późnym kelowej osiągają swój rozkwit. Tylko niektóre z nich można spotkać jeszcze na początku oksfordu. Do gatunków tych należą: *Lenticulina pseudocrassa* (Mjatluk), *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), *Lenticulina tumida* (Mjatluk), *Lenticulina polonica* (Wiśniowski), *Lenticulina hoplites* (Wiśniowski), *Lenticulina lithuanica* (Brückman), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Frondicularia glanduloides* Wiśniowski, *Pseudolamarckina rjasanensis* Uhlig, *Geinitzinita franconica franconica* (Gümel) i *Citharinella nikitini* (Uhlig). Ponadto w osadach górnej kelowej w rejonie Jamna, spotykane są także gatunki kosmopolityczne, szeroko znane z osadów jury środkowej. Są to między innymi: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), *Lenticulina sphaerica* (Kübler, Zwingli), *Epistomina regularis* Terquem, *Epistomina uhligi* Mjatluk, *Astacolus varians* (Bornemann), *Palmula deslonghampsi* (Terquem), *Planularia colligata* Brückmann, *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Saracenaria cornucopiae* (Schwager), *Citharina* cf. *macilenta* (Terquem) oraz inne należące do rodzajów: *Astacolus*, *Citharina*, *Nodosaria*, *Saracenaria*, *Haplophragmoides*, *Vinelloidea* i *Trochammina*. Oprócz otwornic w osadach górnej kelowej występują małżoraczki, których jednak w wielu przypadkach nie można zidentyfikować pod względem taksonomicznym z uwagi na zły stan zachowania skorupki. Jedynie w otworze Jamno IG 3 oznaczono gatunek *Nophreocythere intermedia* (Lutze), znany z osadów górnej kelowej (Olempska, Błaszyk, 2001). Pozostałe mikroszczątki to fragmenty szkieletów makrofauny (gąbki, małże, ślimaki i szkarłupnie).

**Anna FELDMAN-OLSZEWSKA**

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA OSADÓW JURY ŚRODKOWEJ

Otwory Jamno IG 2 i Jamno IG 3 zostały usytuowane w północno-zachodniej części strefy rowu tektonicznego Koszalin–Chojnice. W środkowej jurze ta część wspomnianej strefy, podobnie jak we wczesnej jurze, ulegała silnej subsydencji w stosunku do otaczających obszarów. Miąższość osadów stwierdzonych w tej strefie (bez redukcji w stosunku do upadu) wynosi odpowiednio 152,5 m (Jamno IG 2) i 285,0 m

(Jamno IG 3). Upady stwierdzone w rdzeniach kontrolnych w obu otworach wiertniczych są znaczne i osiągają wartości 15–35°. Jedynie w kelowej otworu Jamno IG 3 stwierdzono upad rzędu 45–50°. Natomiast pełnordzeniowy otwór Jamno IG 1 odwiercony został poza strefą rowu, na obszarze stabilnej w tym czasie platformy wschodnioeuropejskiej. Miąższość osadów stwierdzona w tym otworze wynosi 67,0 m.

Profil jury środkowej rozpoczynają w strefie rowu utwory serii limnicznej niepewnego wieku (?aalen-?bajos) (Jamno IG 3) lub bajosu górnego (Jamno IG 2), natomiast w otworze Jamno IG 1 batonu górnego.

Mikrofaunę środkowojurajską we wszystkich omawianych otworach oznaczyła Bielecka, natomiast makrofaunę – Dayczak-Calikowska (Dokumentacja..., 1967a, b, 1968).

### Seria limniczna – ?aalen–?bajos

Dolny odcinek jury środkowej w otworze Jamno IG 3 tworzą utwory terygeniczne pochodzenia lądowego. W najniższej części jest to 37-metrowy kompleks iłowcowy, z 6-metrową wkładką piaskowcową w części górnej. Na podstawie analizy rdzenia z głębokości 523,0–529,0 oraz 502,0–514,0 m wiadomo, że są to iłowce o barwie popielatej, z licznym detrytem roślinnym i przerostami sydereytu ilastego. Wyżej występuje zwarty kompleks piaskowcowy o miąższości 46,5 m. Są to piaskowce drobnoziarniste oraz piaskowce mułowcowe z rizoidami i wkładkami węgla. Bardzo podobny profil dolnego odcinka profilu jury środkowej występuje w pobliskim otworze Koszalin IG 1. Pełne rdzeniowanie tego otworu pozwala stwierdzić, że w całym profilu piaskowcowym serii limnicznej występują liczne poziomy węgli i rizoidów (Dadlez, 1977). Kompleks ten występuje lokalnie jedynie w strefie dyslokacyjnej Koszalina, od wybrzeża Bałtyku do okolic Białego Boru (Dadlez, 1976). Nie jest on datowany, wiadomo jedynie, że występuje w profilu pomiędzy osadami formacji kamieńskiej (najwyższa jura dolna) a morskimi osadami górnej jury środkowej. W otworze Koszalin IG 1 przykrywają go utwory ilasto-mułowcowe górnego bajosu. W otworze Jamno IG 1 seria ta nie występuje, prawdopodobnie nie jest obecna w otworze Jamno IG 2, brak rdzeni wiertniczych z najniższego odcinka profilu jury środkowej uniemożliwia jednoznaczne rozstrzygnięcie tej kwestii.

### Bajos górny

Utwory bajosu górnego stwierdzono jedynie w otworze Jamno IG 2, w najniższej części profilu jury środkowej. W dolnej części reprezentowane są przez iłowce, ku górze przechodzące stopniowo w mułowce, a następnie w piaskowce. Ich miąższość w otworze wynosi 34,0 m. Utwory górnego bajosu o podobnej miąższości i wykształceniu litologicznym zostały stwierdzone w otworze Koszalin IG 1, powyżej serii limnicznej (Dayczak-Calikowska, 1977a). Były one datowane na podstawie mikrofauny na dolny i środkowy kujaw (Bielecka, 1977), co odpowiada górnemu bajosowi według podziału standardowego (por. Kopik, 1998).

### Baton dolny i środkowy

Miąższość osadów batonu dolnego i środkowego wydzielonych w otworze Jamno IG 2 wynosi 64,5 m, natomiast w otworze Jamno IG 3 – 68,0 m. W dolnym odcinku są one reprezentowane przez kompleks ilasto-mułowcowy, natomiast w części wyższej przez utwory piaskowcowe z fauną małżową. W obrębie skał iłowcowo-mułowcowych występują wkładki piaskowców chlorytowych o zielonej barwie. Utwory batonu dolnego

i środkowego nie zostały rozdzielone, ze względu na brak przewodniej makro- i mikrofauny.

### Baton górny

Baton górny stwierdzony został we wszystkich trzech analizowanych otworach. Wykształcony jest on w postaci skał iłowcowo-mułowcowych z wkładkami piaskowców chlorytowych i piaskowców z ooidami żelazistymi. W przystropowym odcinku występują piaskowce lub wapienie piaszczyste. Wiek omawianych osadów został określony na podstawie mikrofauny. Diagnostycznym jest tu pojawienie się notowanych od późnego batonu otwornic *Epistomina parastelligera* (Hofker) (Jamno IG 3) i *Epistomina uhligi* Mjatluk (Jamno IG 3) oraz ich współwystępowanie z otwornicą *Palaeomiliolina czestochoviensis* (Pazdro) (Jamno IG 1 i IG 3), a także małżoraczkami *Progonocythere polonica* (Błaszyk) (Jamno IG 2 i IG 3) i *Ektyphocythere pteriformis* Błaszyk (Jamno IG 2), których zasięg kończy się w późnym batonie (Bielecka i in., 1980; Bielecka, Styk, 1981). Ponadto, w otworze Koszalin IG 1, w górnej części omawianego kompleksu mułowcowo-iłowcowego, stwierdzono fragment amonita *Hecticoceras retrocostatum* Gross, którego występowanie związane jest z późnym batonem (Dayczak-Calikowska, 1977b).

Miąższość utworów batonu górnego w poszczególnych otworach wynosi: Jamno IG 1 – 43,0 m; Jamno IG 2 – 15,0 m; Jamno IG 3 – 51,0 m. Podobna miąższość jest obserwowana w otworze Koszalin IG 1 – 56,5 m.

### Kelowej dolny

Kelowej dolny we wszystkich badanych otworach wykształcony jest w postaci utworów piaskowcowych. Rdzenie z otworu Jamno IG 1 wskazują, że są to piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, kruche, niekiedy z mika, w dole z ooidami żelazistymi. Mikrofauna stwierdzona w tych utworach jest bardzo uboga. Na kelowejski wiek tych osadów wskazuje otwornica *Astacolus nobilis* Kaptarenko.

Miąższości osadów dolnego keloweju w omawianych otworach są zbliżone i wynoszą Jamno IG 1 – 17,0 m; Jamno IG 2 – 10,5 m; Jamno IG 3 – 18,0 m. Zarówno wykształcenie litologiczne, jak i miąższości obserwowane w otworach rejonu Jamna są typowe dla dolnego keloweju niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1976b).

### Kelowej środkowy

W opracowaniu zastosowano podział keloweju dostosowany do standardu europejskiego (Kopik, 1998), w którym kelowej jest trójdzielny. Kelowej środkowy wykształcony jest w dolnej części w postaci mułowców marglistych i margli mułowcowych, szarych, niekiedy z ooidami żelazistymi. Reprezentują one dolny odcinek formacji Łyny, której zasięg wiekowy obejmuje również górny kelowej i dolny oksford. W górnej części przechodzą one w piaskowce mułowcowe, a następnie piaskowce.

Utwory te są dobrze datowane. W najniższej części kompleksu mułowcowego w otworze Jamno IG 1 znaleziono amonity *Reineckeia* cf. *grossouvrei* Petitclerc i *Reineckeia* cf.

*douvillei* Steinmann występujące w poziomach *jason* i *coronatum* oraz *Perisphinctes* cf. *recuperoi* Gemmellaro, którego zasięg jest od poziomu *jason* do poziomu *athleta* (Dayczak-Calikowska, 1977b). We wszystkich trzech otworach, w osadach ilasto-mułowcowych, licznie występuje mikrofauna. Diagnostyczna jest tu obecność otwornic: *Lenticulina tumida* (Mjatiuk), *Lenticulina lithuanica* (Brückman), *Lenticulina uhligi* (Wiśniowski), *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski), *Lenticulina pseudocrassa* (Mjatiuk), *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), *Epistomina elschankaensis* Mjatiuk, które pojawiają się dopiero w wyższym kelowej (Bielecka, Styk, 1981).

Pełną miąższość kelowej środkowej stwierdzono jedynie w otworze Jamno IG 3, w którym wynosi ona 27,0 m. W pozostałych otworach wyższa część kelowej została erodyjnie usunięta. W otworze Jamno IG 2 miąższość zachowanych utworów górnego i środkowego kelowej wynosi 28,5 m, natomiast w otworze Jamno IG 3 – 7,0 m.

### Kelowej górny

Kelowej górny został stwierdzony tylko w otworze Jamno IG 3. Jego miąższość wynosi 55,0 m. W najniższych kilku metrach są to piaskowce bardzo drobnoziarniste, mułowcowe,

barwy zielonej, z glaukonitem i skupieniami ziemistego limonitu. Budują one środkowy odcinek formacji Łyny. Znalezione w nich przewodniego amonita *Kosmoceras duncani* Sowerby. Wyżej utwory te przechodzą w kompleks ilowcowo-mułowcowy, w którego górnej części (głęb. 258,0 m) stwierdzono liczną mikrofaunę otwornicową. Obecność gatunków: *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), *Lenticulina tumida* (Mjatiuk), *Lenticulina lithuanica* (Brückman), *Lenticulina pseudocrassa* (Mjatiuk), *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski), *Lenticulina polonica* (Wiśniowski), *Citharella nikitini* (Uhlig) wskazuje na późny kelowej. Są to gatunki, których występowanie kończy się w poziomie *lamberti*, jedynie *Lenticulina tumida* (Mjatiuk) pojawia się jeszcze w poziomie *mariae* (Smoleń, 2000).

W tym samym rdzeniu znaleziono również faunę amonitową. Stwierdzono tu obecność gatunków *Hecticoceras* sp., *Longaeviceras* cf. *longaevum* Buckman, *Longaeviceras* sp. (cf. *longaevum* Buckman), ?*Cadoceras* sp., *Longaeviceras* sp., *Cadoceras* sp. (? cf. *nikitianum* Lahusen), ?*Quenstedtoceras* sp. Amonity z rodzaju *Longaeviceras* są charakterystyczne dla górnego kelowej (Dayczak-Calikowska, 1980; Kopik, 1998). Malinowska (1976) cytuje wymienione amonity w poziomie *flexicostatum*, który według Kopika (1998) odpowiada niższej części górnokelowej poziomu *lamberti*.

## Jolanta SMOLEŃ, Wanda BIELECKA

### MIKROFAUNA JURY GÓRNEJ

Utwory jury górnej występują w profilu otworu wiertniczego Jamno IG 3, podczas gdy w otworach wiertniczych Jamno IG 1 oraz IG 2 zachowały się jedynie osady jury dolnej i środkowej. Profil utworów górnokelowych nie był w pełni rdzeniowany. Próby do badań mikropaleontologicznych pochodziły z odcinków rdzeniowanych profilu. Do udokumentowania wieku górnej części profilu wykorzystano próby okrucowe. Liczba próbek dostarczonych do badań mikropaleontologicznych jest niewystarczająca do przeprowadzenia szczegółowej analizy biostratygraficznej. Jednakże zmiana i następstwo wyróżnionych zespołów mikrofauny w badanym profilu, potwierdza obecność osadów oksfordu i kimerydu.

Ze względu na fakt, iż nie zachowały się materiały archiwalne w postaci próbek z mikrofauną, niniejsze opracowanie oparte jest głównie na wynikach orzeczenia archiwalnego dotyczącego mikrofauny jury górnej w otworze wiertniczym Jamno IG 3. Wyróżnione przez Bielecką (*W: Dokumentacja...*, 1967b) zespoły mikrofauny obecnie zrewidowano, biorąc pod uwagę aktualnie obowiązujące podziały stratygraficzne (Dembowska, Feldman-Olszewska – ten tom).

### Oksford

Do oksfordu zostały zaliczone partie profilu z interwału głębokości 101,0–229,0 m. Dolna część profilu od głębokości 177,0 m, którą stanowią piaskowce i piaskowce mułowcowe formacji Chociwla oraz mułowce wapieniste i ilasto-piaszczyste formacji Łyny, zaliczona została do oksfordu środkowego i dolnego. Badania mikropaleontologiczne wykazały obec-

ność otwornic na głębokości 200,1–229,0 m. Najwięcej mikrofauny opisano w próbce pochodzącej z głębokości 226,2 m, w której Bielecka (*W: Dokumentacja...*, 1967b) oznaczyła następujące gatunki otwornic: *Lenticulina tumida* (Mjatiuk), *Planularia* cf. *alberti* (Schwager), *Epistomina* cf. *parafavosoides* (Hofker), *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Lenticulina hoplites* (Wiśniowski), *Nodosaria raphanistriformis* Gümbel, *Citharina tenuicostata* Lutze, *Lenticulina* sp. Wymienione wyżej taksony otwornic wydają się przemawiać za obecnością oksfordu dolnego. Zbliżone pod względem gatunkowym asocjacje są przypisywane osadom kelowej górnego i najniższego oksfordu (poziom *mariae*) na Niżu Polskim, wykształconych w facjach wapienno-mułowcowych. Większość przytoczonych powyżej taksonów otwornic wymiera z początkiem oksfordu (Bielecka, 1960; Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2000).

Nieco wyżej w profilu, na głębokości około 206,0 m stwierdzono obecność takich taksonów jak: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Citharina tenuicostata* Lutze, *Lenticulina* sp., *Lenticulina* cf. *wiśniowski* (Mjatiuk). Przytoczony zespół otwornic zawiera gatunki o niewielkim znaczeniu stratygraficznym, na podstawie których nie można dokładnie sprecyzować wieku osadów.

Oksford górny stanowią w większości osady wapieni i wapieni marglistych formacji Brdy, obejmujące głębokości od 101,0–177,0 m. Próbkę do badań mikropaleontologicznych z głębokości 160,0–166,0 m zawierały niewiele mikrofauny. Bielecka (*W: Dokumentacja...*, 1967b) oznaczyła w nich następujące gatunki: *Trocholina conica* (Schlumberger), *Haplo-*



*phragmoides* cf. *canui* Cushman, *Trocholina nodulosa* Seibold. Na podstawie wyżej wymienionego zespołu nie można jednoznacznie określić wieku osadów, gdyż zawiera on wyłącznie gatunki o szerszym zasięgu stratygraficznym.

Zdecydowana zmiana mikrofauny obserwowana jest dopiero w próbach pochodzących z odcinka rdzenia 140,0–146,0 m. Oprócz otwornic w próbach obecne są także małżoraczki oraz fragmenty skorup makrofauny w tym: igły gąbek, kolce jeżowców i ślimaki. Opisano tu (*op. cit.*) następujące otwornice: *Pseudocyclammia jaccardi* (Schrodt), *Spirillina infima* (Strickland), *Palaeogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Astacolus varians* (Bornemann), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Lenticulina* cf. *wiśniowski* (Mjatliuk) i *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman. Taksonami wskaźnikowymi w tym zespole są gatunki *Pseudocyclammia jaccardi* (Schrodt) oraz *Palaeogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski). Gatunek *Pseudocyclammia jaccardi* (Schrodt) jest charakterystyczny dla osadów facji węglanowych oksfordu górnego w centralnej części Niżu Polskiego, natomiast gatunek *Palaeogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski) pojawia się w górnych partiach oksfordu górnego, a dominuje w dolnym kimerydzie (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, 1980). Na podstawie współwystępowania obu gatunków analizowane osady można zaliczyć do najwyższej części oksfordu górnego.

## Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA JURY GÓRNEJ

Utwory górnourajskie zostały stwierdzone jedynie w otworze Jamno IG 3. W pozostałych otworach zostały one usunięte w wyniku erozji przedcenańskiej (Jamno IG 1) lub/i pokredowej (Jamno IG 2).

Profil górnej jury w otworze Jamno IG 3 obejmuje utwory od dolnego oksfordu do górnego kimerydu, natomiast utwory tytonu, a prawdopodobnie również najwyższy odcinek górnego kimerydu, usunięte zostały w wyniku późniejszej erozji. Przykrywają je bezpośrednio utwory neogenu i/lub czwartorzędu. Miąższość jury górnej w otworze wynosi około 168 m.

#### Oksford

W otworze stwierdzono ciągle przejście pomiędzy utworami środkowej i górnej jury. Granica pomiędzy nimi została postawiona w przedziale 226,3–232,0 m, na podstawie analizy fauny amonitowej oznaczonej przez Dayczak-Calikowską i Malinowską oraz mikrofauny oznaczonej przez Bielecką (Dokumentacja..., 1967b). Należy tu zaznaczyć, że zastosowano podział standardowy, w którym granica pomiędzy jurą środkową i górną przebiega pomiędzy poziomami *Quenstedtoceras lamberti* i *Quenstedtoceras mariae*.

Wspomniana granica przebiega w obrębie kompleksu iłowcowo-mułowcowego reprezentującego formację Łyny. Górną część tego kompleksu zbudowana jest z mułowców wapienistych ciemnoszarych, z licznymi brunatnymi pseudooidami oraz liczną fauną. W rdzeniu z głębokości 226,3–232,0 m stwierdzono występowanie amonitów: *Kosmoceras* sp.

#### Kimeryd

Powyżej leżą osady margli i iłowców, przykryte osadami wapieni i margli ilastych zaliczonych do formacji pałuckiej kimerydu górnego (Dembowska, Feldman-Olszewska – ten tom). Osady nie były rdzeniowane. Mikrofauna pochodzi z prób okruchowych pobranych z głębokości 85,0–100,0 m. Bielecka (*W: Dokumentacja...*, 1967b) opisała z nich otwornice zaliczone do gatunków: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman, *Spirillina infima* (Strickland), *Pseudocyclammia* sp., *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Lenticulina russiensis* (Mjatliuk), *Lenticulina* sp., *Vaginulina contracta* (Terquem), *Tristix* cf. *temirica* (Dain), *Citharina zagłobiensis* (Bielecka et Pożaryski), *Citharina* ex gr. *proxima* (Terquem), *Astacolus* sp., W próbach występują także małżoraczki z rodzaju *Schuleridea*, radiolarie, oraz igły gąbek, elementy szkieletowe szkarłupni i ślimaki. Przedstawiony zespół mikrofauny przemawia za zaliczeniem analizowanych osadów do górnego kimerydu. Świadczy o tym obecność takich taksonów jak *Tristix* cf. *temirica* (Dain) czy *Citharina zagłobiensis* (Bielecka et Pożaryski), znanych na Niżu Polskim dopiero od górnego kimerydu (Bielecka, 1975, 1980) i brak otwornic charakterystycznych dla dolnego kimerydu.

(ex gr. *duncani-spoliatum*), *Peltoceras* sp., *Quenstedtoceras* sp., *Cadoceras* sp. (f. juv.), *Quenstedtoceras* sp. ex gr. *mariae-rybinskienum* (f. juv.), *Cadoceras* sp. (f. juv.), *Cadoceras* sp., *Cadoceras* cf. *tschefkini* (d'Orbigny), *Cadoceras doceris*, *Longaeviceras* sp. Jest to nietypowy zestaw fauny amonitowej; obserwuje się tu współwystępowanie amonitów z rodzajów *Quenstedtoceras*, *Peltoceras*, *Kosmoceras* z grupy *spoliatum* oraz *Cadoceras*. Według Dayczak-Calikowskiej (1980) *Kosmocerasa spoliatum* (Quenstedt) należy do młodych kosmocerasów, które nie wymierają w poziomie *duncani* (= *athleta*; por. Kopik, 1998), lecz znane są również powyżej tego poziomu. Malinowska (1976) cytuje tego amonita w poziomie *flexicostatum* (= niższa część poziomu *lamberti*; por. Kopik, 1998). Natomiast obecność amonita *Quenstedtoceras* sp. ex gr. *mariae-rybinskienum* (f. juv.) sugeruje, możliwość występowania tu kolejnego poziomu – *mariae* reprezentującego najniższy oksford. Ponadto obecność stosunkowo licznych amonitów z rodzaju *Cadoceras*, nietypowych dla basenów Europy Środkowej i Zachodniej, a charakterystycznych dla stref borealnych, sugeruje swobodne połączenie z basenami platformy wschodnioeuropejskiej (Dayczak-Calikowska, 1976a, 1980; Malinowska, 1976). Opisywany fragment kompleksu mułowcowego reprezentuje zatem najwyższą część keloweju i/lub najniższy oksford.

W niniejszej publikacji wyższa część kompleksu mułowcowego (formacji Łyny) zaliczona została do dolnego oksfordu po korelacji z pobliskim otworem Koszalin IG 1. W tym wierceniu z najwyższych kilku metrów kompleksu mułowco-

wego (głęb. 261,5–268,0 m), czyli z najwyższego odcinka formacji Łyny, uzyskano amonity z rodzajów *Cardioceras* sp., *Goliathiceras* sp. i *Neocampylites* (= *Campylites*) sp., których dominacja jest charakterystyczna dla poziomu *cordatum* dolnego oksfordu. W piaskowcach występujących tuż powyżej, na głębokości 260,5–261,5 m stwierdzono gatunek *Goliathiceras* (*Goliathites*) *goliathum* (d'Orbigny), wskazujący również na poziom *cordatum* (Dembowska, 1977).

Przytoczone argumenty wydają się uzasadniać przypuszczenie, że najwyższy odcinek mułowcowej formacji Łyny w profilu Jamno IG 3 reprezentuje poziom *cordatum* dolnego oksfordu. Również analiza mikrofauny otwornicowej nie jest sprzeczna z tym stanowiskiem. Stwierdzone na głęb. 226,2 m *Lenticulina tumida* (Mjatliuk) i *Epistomina mosquensis* Uhlig są notowane aż do poziomu *mariae* włącznie (Smoleń, 2000).

Powyżej formacji Łyny, na głębokości 177,0–221,0 m występuje kompleks piaskowców wapienistych, z ooidami żelazystymi. Został on wydzielony jako formacja Chociwła, której wiek Dembowska (1976, 1979) określiła na dolny i środkowy oksford. Dolnooksfordzki wiek dolnej części tej formacji dokumentują amonity przewodnie dla poziomu *cordatum*, stwierdzone w pobliskim otworze Koszalin IG 1 (Dembowska, 1977).

Odmiennym wykształceniem litologicznym charakteryzuje się formacja Brdy, wydzielona na głębokości 101,0–177,0 m. Są to wapienie i wapienie margliste, miejscami piaszczyste, jasnoszare, z licznymi ooidami i pizoidami, fauną małżową, serpulami, kolcami jeżowców i nielicznym glaukonitem. W rdzeniu z dolnego odcinka formacji (głęb. 160,1 m) stwierdzono współwystępowanie otwornic *Trocholina conica* (Schlumberger), której zasięg stratygraficzny obejmuje górny

baton–górną oksford oraz *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman charakterystycznej dla górnego oksfordu i dolnego kimerydu. Datują one dolną część formacji Brdy na górny oksford. W wyższym rdzeniu (głęb. 140,0–146,0 m) oraz w próbach okruchowych z głębokości 110,0 i 126,0 m zanotowano między innymi otwornice *Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt) i *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman, obie o zasięgu górny oksford–dolny kimeryd (Bielecka, 1980). Jest więc prawdopodobnym, że wyższa część formacji Brdy w rejonie Jamna obejmuje nie tylko górny oksford, ale również najniższy dolny kimeryd. Wskazywała na tę możliwość Dembowska (1976, 1979).

### Kimeryd

Najwyższą część profilu górnej jury w wierceniu Jamno IG 3 budują margle i iłowce, a wyżej również wapienie i wapienie margliste, reprezentujące formację pałucką (głęb. 61,0–101,0 m). W próbach okruchowych z głębokości 85,0 i 100,0 m stwierdzono liczną mikrofaunę charakterystyczną dla kimerydu i tytonu. Obecność otwornic *Tristix* cf. *temirica* (Dain) charakterystycznej dla górnego kimerydu i tytonu oraz *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman znanej z górnego oksfordu i dolnego kimerydu (Bielecka, 1980) sugeruje, że formacja pałucka obejmuje w tym rejonie zarówno dolny, jak i górny kimeryd. Wspomniany kompleks wapienny obserwowany w części górnej profilu, który został przewiercony bezrdzeniowo, reprezentuje prawdopodobnie ogniwo żnińskie, występujące w środkowej części formacji pałuckiej i zaliczane do najwyższego górnego kimerydu (Dembowska, 1979).

## KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

### STRATYGRAFIA

Pośród trzech odwierconych otworów Jamno IG 1, IG 2 i IG 3, tylko w otworze wiertniczym Jamno IG 1 występują utwory górnej kredy, od cenomanu po mastrycht (142,0–778,0 m; miąższość 636,0 m). W pozostałych otworach osadów kredy nie stwierdzono.

W interwale 142,0–778,0 m otwór był głębiony z poborem rdzenia co około 50 metrów. Profil litologiczno-stratygraficzny został opracowany przez Jaskowiak-Schoeneichową na podstawie analizy próbek okruchowych i rdzeni oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej, poprzez porównanie z sąsiednimi otworami (Darłowo 2, Niekłonicze 1, Skibno 1 i inne). Wskazówek stratygraficznych dostarczyły również nieliczne oznaczenia makrofauny wykonane przez Błaszkiewicza oraz mikrofauny opracowane przez Gawor-Biedową (Dokumentacja..., 1968).

Osady górnej kredy leżą ze znaczną luką na jurze środkowej. Luka stratygraficzna obejmuje tu zatem całą dolną kredę. Sekwencja kredowa zaczyna się najprawdopodobniej 2-metrowej miąższości warstwą piaskowców glaukonitowych, marglistych z konkrejami fosforytowymi. Na krzy-

wej promieniowania gamma zaznaczają się wyraźnie podwyższone wartości. Ta warstwa jest dobrze korelowana na znacznym obszarze i odpowiada przypuszczalnie serii transgresywnej **cenomanu**. Powyżej, wzrasta węglanowość skał, a maleje ich piaszczystość. Pojawiają się wapienie piaszczyste, a następnie margle mułowcowe z fauną *Inoceramus* cf. *crippsi* Mantell (ekspertyza makrofaunistyczna Błaszkiewicza *W*: Dokumentacja..., 1968) dowodzącą obecności skał wieku cenomańskiego. Profil cenomanu kończą ciemnoszare mułowce margliste. Zawartość CaCO<sub>3</sub> w marglach imułowcach waha się w granicach od 21,2 do 41,7%. Osady te reprezentują system depozycyjny szelfu węglanowo-klastycznego otwartego morza basenu epikontynentalnego.

Profil **turonu** zaczyna się iłowcami marglistymi o miąższości około 6,0 m. Ta warstwa występuje w wielu sąsiednich otworach. W kierunku wschodnim, np. w wierceniach Kościernica 1, Polanów 1 czy Okunino 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, *W*: Dadlez, red., 1976) jej miąższość znacznie wzrasta. Ponad iłowcami pojawiają się mułowce margliste i ponownie iłowce margliste, ale o nieco wyższej zawartości węglanu wapnia. Po-

nad rozmytą powierzchnią ilowca leży seria opok zwięzłych bardzo twardych, w spągu z konkrecjami fosforytowymi, reprezentujących system depozycyjny otwartego szelfu węglanowo-krzemionkowego. W turonie występuje znaczny wzrost węglanowości skał, od niżej leżących węglanowych ilowców ( $\text{CaCO}_3$  22,1%) do opok ( $\text{CaCO}_3$  42,9–58,2%). Według Marciniowskiego (Marciniowski i in., 1996; por. też Hancock, 1989) horyzonty fosforytowe w epikontynentalnych sekwencjach węglanowych dokumentują stany niskiego poziomu morza i są punktami zwrotnymi na krzywej batymetrycznej, wyznaczającymi przejście od trendu regresywnego do transgresji. Poprzedzający tworzenie konkrecji fosforytowych proces fosfatacji osadu związany był z relatywnie wysokim stanem poziomu morza i ograniczeniem tempa sedymentacji w basenie. Cała seria opok turońskich ma miąższość 83,0 m. W wyższej partii notuje się wkładki margli ciemnoszarych. Na głębokościach 607,5 i 611,0 m oznaczono *Inoceramus cf. inconstans* Woods wskazujący na górny turon.

**Koniak** (rozumiany jako poziom *Inoceramus involutus*, bez poziomu *Inoceramus schloenbachi*) budują opoki mułowcowe, ale o nieco niższej zawartości  $\text{CaCO}_3$ , natomiast **santon** – opoki zwięzłe.

W **kampanie dolnym** nadal dominują opoki zwięzłe, ale pojawiają się w nich czerty. Ma to związek zapewne z większą ilością organizmów gąbkowych, czego odzwierciedleniem jest występowanie w skałach ich szczątków. Zawartość węgla

wapnia w opokach waha się w granicach 49,0–61,8%.

**Kampan górny** zbudowany jest z gez wapnistych o zawartości  $\text{CaCO}_3$  pomiędzy 42,5 a 57,0%. Ten odcinek profilu charakteryzuje się na krzywych profilowań oporności wyraźnie podwyższonymi wartościami. Szczególnie dobrze widoczna jest granica z niżej leżącymi opokami. Gezy kampanu górnego zawierają opalowe igły gąbek, więcej glaukonitu i materiału piaszczystego; w wyższej części profilu są to gezy piaszczyste. W części niższej natomiast notuje się przewarstwienia wapieni marglistych, o zawartości węgla wapnia około 79,6%. Na głębokości 308,5 m znaleziono *Emperoceeras* sp. wskazujący według Błaszkiwicza (*W*: Dokumentacja..., 1968) na środkową część górnego kampanu. Ponadto, spotykane są szczątki belemnitów, brachiopodów i amonitów.

W **mastrychcie dolnym**, według analogii do wiercen sąsiednich, występują opoki zwięzłe. Z tego odcinka nie pobrano żadnego rdzenia.

**Mastrycht górny** rozpoczyna się laminowanymi wapieniami marglistymi jasnoszarymi, lokalnie z przewarstwieniami opok. Na głębokości 184,5 m zanotowano występowanie *Carneithyris* sp. W rdzeniu z głębokości 183,4–184,5 m stwierdzono gezy wapniste z glaukonitem i pojedynczymi czertami oraz jednym okazem *Carneithyris cf. carnea* (Sowerby), sugerującym według Błaszkiwicza (*op. cit.*) obecność mastrychtu. Najwyższą część mastrychtu górnego budują prawdopodobnie wapienie margliste, piaszczyste.

## ANALIZA MIĄŻSZOŚCI OSADÓW KREDY

Otwór Jamno IG 1 odwiercono w pobliżu struktury Koszalina (fig. 44) o charakterze antyklinalno-zrębowym (Dadlez, red., 1976), rozwiniętej w interesującej strefie tektonicznej, tzw. strefie Koszalin–Chojnice. W jurze, na obszarze obecnej antykliny Koszalina rozwijał się rów synsedymacyjny (Dadlez, red., 1976), a w późnej kredzie i w neogenie obszar ten uległ inwersji tektonicznej i tworzy obecnie wąską strefę ograniczoną po obu stronach wyraźnymi uskokami (Dadlez, 2001 – Tablica 1; Dadlez, red., 1976). W niektórych obszarach tej strefy, tam gdzie zachowane są obecnie osady górnej kredy, utwory santonu, kampanu lub mastrychtu leżą na różnych ogniwach cenomanu, turonu, czasem koniak i santonu (Jaskowiak-Schoeneichowa, *W*: R. Dadlez, red., *op. cit.*; Leszczyński, 2002)

Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy po obu stronach antykliny Koszalina w otworach Tychowo PIG 1, Biesiekierz 1, Niekłonice 1, Jamno IG 1 i Darłowo 2 przedstawia tabela 25. Pierwsze trzy z wymienionych otworów zlokalizowane były po SW stronie strefy Koszalin–Chojnice (antykliny Koszalina). Otwory Jamno IG 1 i Darłowo 2 leżą po stronie NE. Cenoman charakteryzują na całym obszarze niezwykle wyrównane miąższości w granicach 76,5–98,0 m. W turonie różnice są znaczne: maksymalne miąższości stwierdzono w Tychowie (268,0 m), najmniejsze zaś w Darłowie (77,5 m). W santonie i kampanie sytuacja jest odmienna

od tej stwierdzonej dla turonu. Maksymalne miąższości występują po NE stronie antykliny Koszalina. Szczególnie wyraźnie zaznacza się ta sytuacja w kampanie. Biorąc pod uwagę fakt podobnego wykształcenia litologicznego osadów po obu stronach strefy Koszalin–Chojnice, można wnioskować, że w turonie tempo subsydencji było znacznie wyższe w obszarze na SW od tej strefy, a w santonie i kampanie po północno-wschodniej stronie. Przypuszcza się także, że w obszarze lokalizacji otworu Jamno IG 1 pierwotnie deponowane były w ciągłości sedymentacyjnej z mastrychtem osady danu (zachowane np. w otworach Darłowo 2 – miąższość 31,0 m; oraz Skibno 1 – miąższość 25,0 m). Zostały one następnie usunięte wskutek późniejszych procesów erozyjnych.

Kredowa sekwencja osadowa odzwierciedla przejście od znikomej miąższości cenomańskich transgresywnych osadów silikoklastycznych i marglisto-piaszczystych płytkiego szelfu do sedymentacji węglanowo-drobnoklastycznej strefy otwartego zbiornika morskiego (cenoman–wczesny turon). Od późnego turonu panują facje węglanowo-krzemionkowe, a w późnym mastrychcie pojawiają się wapienie piaszczyste, świadczące o spłyceciu basenu i zwiększonej dostawie materiału piaszczystego, prawdopodobnie dostarczanego z N i NE. Ten rejon basenu kredowego był przez cały okres sedymentacji pod większym lub mniejszym wpływem zjawisk zachodzących na obszarze tarczy bałtyckiej.



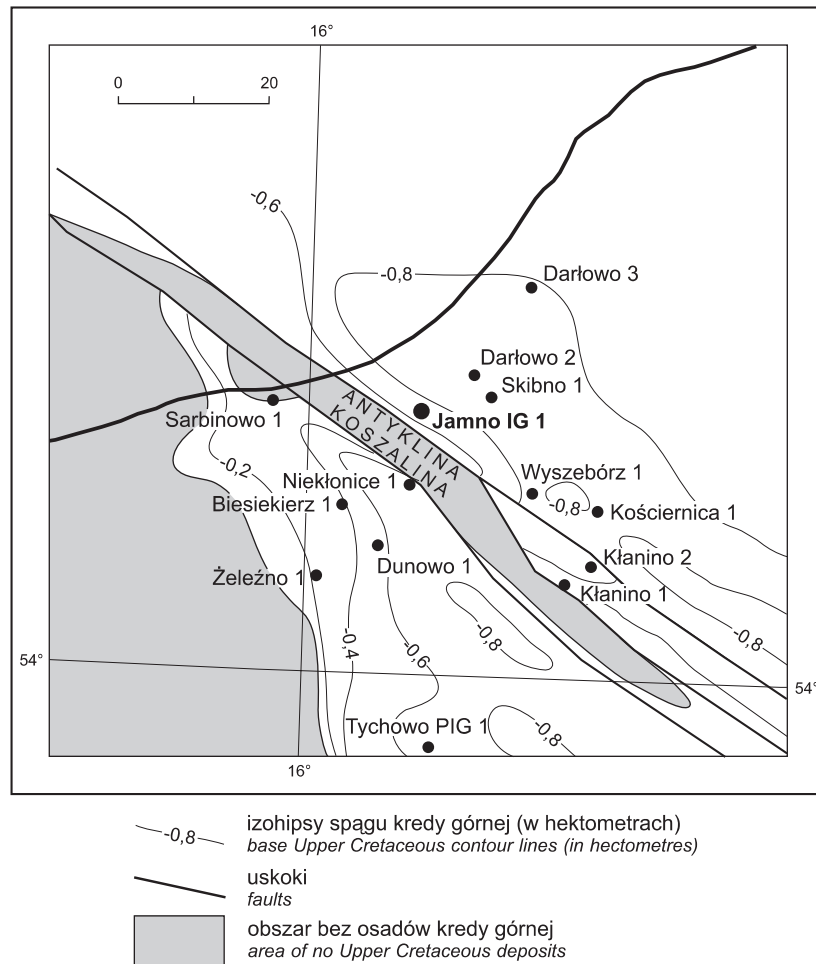


Fig. 44. Spąg kredy górnej w rejonie Koszalina

Base of the Upper Cretaceous in the Koszalin region

Tabela 25

Porównanie miąższości osadów [m] kredy w otworach  
Tychowo PIG 1, Biesiekierz 1, Nakłonicie 1, Jamno IG 1 i Darłowo 2

Thicknesses [m] of Cretaceous stages;  
boreholes: Tychowo PIG 1, Biesiekierz 1, Nakłonicie 1, Jamno IG 1 and Darłowo 2

Otwór Stratygrafia	Tychowo PIG 1	Biesiekierz 1	Nakłonicie 1	Jamno IG 1	Darłowo 2
Mastricht	55,5	—	186,0	143,0	180,5
Kampan	92,5	—	—	194,0	233,5
Santon	63,0	36,0	42,0	76,0	60,0
Koniak <sup>1</sup>	22,0	18,0	13,0	20,0	10,5
Turon <sup>2</sup>	268,0	143,0	180,0	119,0	77,5
Cenoman	92,0	88,0	76,5	84,0	98,0
Alb górny	2,0	3,5	2,0	—	—
<b>Ogółem</b>	<b>595,0</b>	<b>288,5</b>	<b>499,5</b>	<b>636,0</b>	<b>660,0</b>

<sup>1</sup> poziom, (Zone) *Inoceramus involutus*

<sup>2</sup> z poziomem, (including Zone) *Inoceramus schloenbachi*

## Eugenia GAWOR-BIEDOWA

### BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC W PROFILU JAMNO IG 1

Czterdzieści jeden lat temu, w roku 1967, autorka niniejszego opracowania na podstawie niekompletnej kolekcji mikrofauny, głównie otwornicowej, dokonała wstępnego podziału stratygraficznego osadów górnokredowych w otworze Jamno IG 1. Obecnie opracowano materiały analityczne ze wszystkich 32 próbek zawierających mikrofaunę i ponownie dokonano analizy uprzednio oznaczonej fauny otwornicowej. Na tej podstawie wyróżniono kilka jednostek chronostratygraficznych górnej kredy w randze pięter lub podpięter (por. fig. 45).

#### Cenoman

Liczne i zróżnicowane gatunkowo, chociaż źle zachowane (skorupki przekształcone) zespoły otwornic cenomańskich stwierdzono w osadach mułowców marglistych z głębokości 757,8 m. Dominują tu gatunki otwornic bentonicznych, na ogół reprezentowane przez pojedyncze okazy: *Marginulina jonesi*, *Gavelinella cenomanica*, *G. kaptarenko*, *Eponides belorusiensis*, *Gyroidinoides infracretaceous*, *Neobulimina minima*, *Globorotalites polonicus* i *Lingulogavelinella* sp. Spośród wymienionych gatunkiem przewodnim dla cenomanu jest *G. cenomanica*, pozostałe otwornice znane są zarówno z osadów cenomanu, jak i górnego albu. Opisany po raz pierwszy z obszaru niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej i monokliny przedsuddeckiej gatunek *Globorotalites polonicus*, obecny również w wymienionym zespole, znany jest głównie z osadów górnego albu, chociaż bywa spotykany również w najniższym cenomanie.

Z otwornic planktonicznych zanotowano obecność *Hedbergella planispira* i *H. infracretacea* oraz najstarszy gatunek rodzaju *Heterohelix* – *H. washitensis*. Obok otwornic występują też nieliczne małżoraczki i fragmenty muszli (włókna) inoceramów.

W próbce z głębokości 754,5 m zespół otwornic jest już mniej zróżnicowany gatunkowo, chociaż pojawiają się w nim dwa dodatkowe gatunki: *Guembelitra cenomana* (otwornica zaliczana do form planktonicznych) oraz *Lingulogavelinella albiensis*. Obok otwornic stwierdzono tu również zęby ryb i fragmenty muszli inoceramów.

W następnej próbce, pochodzącej z głębokości 751,5 m, ilość obecnych tu gatunków zmniejsza się do trzech, są tu również nieoznaczalni przedstawiciele rodzaju *Lenticulina* Lamarca, znaleziono liczne pancerzyki małżoraczek oraz fragmenty inoceramów.

Kolejna próbka, pochodząca z głębokości 717,3 m, zawiera również gatunki otwornic charakterystyczne dla cenomanu, m.in. *Arenobulimina advena* oraz *Gavelinella lodziensis* (Gawor-Biedowa, 1972; Revets, 2001).

W próbce z głębokości 709,0 m, zawierającej liczne małżoraczki i fragmenty muszli inoceramów, wśród fauny otwornicowej pojawia się po raz pierwszy *Lingulogavelinella arachnoidea* (Gawor-Biedowa, 1972; Revets, 2001), a także *Rotalipora greenhornensis*, *Cibicides gorbenkoi* i *Planularia complanata*. Pierwszy z wymienionych gatunków jest przewodni dla cenomanu, dwa pozostałe mają nieco dłuższe zasię-

gi, poza cenomanem znane są również z górnego albu i dolnego turonu (Gawor-Biedowa i in., 1984). Oprócz wymienionych w omawianej próbce znaleziono *Arenobulimina advena* i *Gavelinella cenomanica* oraz nie przekraczająca swym zasięgiem górnej granicy cenomanu *Hedbergella planispira*.

Próbka z głębokości 706,1 m reprezentuje również cenoman. Występują tu *Gavelinella cenomanica*, *Arenobulimina advena* oraz *Plectina mariae*, a także wiele nieoznaczalnych otwornic i nieliczne koprolity.

#### ?Cenoman lub turon ?dolny

Próbka mułowca marglistego z głębokości 657,2 m zawiera bardzo liczny zespół otwornic charakterystycznych dla pogranicza cenomanu i turonu. Znaleziono tu *Linulogavelinella globosa*, *Textularia foeda*, *Hedbergella brittonensis*, *H. infracretacea*, *Quinqueloculina antiqua*, *Clavuhedbergella simplicissima*, *Neobulimina minuta*, *Tappanina eouvigeriniformis*, *Gavelinella belorusica*, *Hedbergella planispira*, *Heterohelix washitensis* i *Valvulineria berthelini*. Większość z wymienionych gatunków znana jest zarówno z cenomanu, jak i dolnego turonu, tylko trzy ostatnie nie powinny przekraczać górnej granicy cenomanu. Brak jest jednak w wymienionym zespole form przewodnich dla cenomanu. Ten ostatni fakt, jak i przewaga w tym zespole otwornic planktonicznych oraz obecność licznych radiolari, wydają się sugerować przynależność omawianej próbki do turonu.

Próbki z głębokości 655,0 i 651,0 m, reprezentujące opoki, zawierają nieliczne, źle zachowane skorupki otwornic, z których część to przedstawiciele rodzaju *Lenticulina*, radiolarie, koprolity i fragmenty muszli inoceramów.

#### Turon górny

W próbce z głębokości 611,2 m znaleziono gatunki otwornic, które pojawiają się po raz pierwszy w turonie górnym. Należą do nich *Globorotalites michelinianus*, *Eponides concinna* i *Praebulimina reussi*. Towarzyszący im gatunek *Gyroidinoides nitidus* znany jest również z dolnego turonu.

Próbki z głębokości 608,0 i 605,1 m, pochodzące z wkładek marglistych w obrębie opok, zawierają fragmenty muszli inoceramów, koprolity, a przede wszystkim zespół otwornic wskazujących na obecność turonu górnego. W pierwszej z próbek znaleziono jedynie *Gavelinella berthelini*, gatunek otwornicy przewodniej dla turonu. Próbka wyższa zawiera liczne otwornice, m.in. *Globorotalites michelinianus*, *Eponides concinna* i *Praebulimina reussi*, stwierdzone również na głębokości 611,2 m, a oprócz tego zidentyfikowano *Valvulineria lenticula*, *Heterohelix moremani*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Gavelinella berthelini* i *Stensioeina praeexsculpta* wskazujące na obecność turonu górnego. Współwystępowanie dwóch ostatnich z wymienionych gatunków jednoznacznie datuje te osady na górny turon: *Gavelinella berthelini* nie jest bowiem znana z koniak, a *Stensioeina praeexsculpta* z dolnego turonu.

### ?Koniak

Próbki z głębokości 565,0, 563,0 i 559,0 m, również reprezentujące opoki, zawierają nieliczne otwornice, małżoraczkę, radiolarie i fragmenty muszli inoceramów. W pierwszej z tych próbek znaleziono jedynie *Gyroidinoides nitidus* i *Globorotalites michelinianus*, w drugiej obok *Gyroidinoides nitidus* i nieoznaczalnych przedstawicieli rodzaju *Hedbergella* stwierdzono *Stensioeina exsculpta*. Obecność tego ostatniego gatunku w próbce wyklucza jej przynależność do turonu. Gatunek ten pojawia się bowiem dopiero powyżej górnej granicy turonu, jednak dopiero jego współwystępowanie ze *S. praeexsculpta*, może być dowodem na obecność koniak. Brak w próbce *S. praeexsculpta* pozwala jedynie domniemywać o obecności tego piętra.

### Santon ?górnny–?kampan

Zespół otwornic znaleziony w próbkach z głębokości 528,5 oraz 522,7 m, reprezentujących ciemnoszare zwięzłe opoki, nie pozwala na jednoznaczne zaliczenie badanych osadów do santonu górnego bądź kampanu. W zespole tym większość gatunków otwornic, m.in. *Valvulineria lenticulata*, *Heterohelix pseudoglobulosa*, *Globorotalites michelinianus*, *Eponides concinna*, *Praebulimina reussi*, *Quadrimorphina allomorphinoides*, należy do form długowiecznych. Natomiast *Stensioeina pommerana* jest gatunkiem nieznanym z dolnego santonu, *Pyramidina triangularis* występuje w osadach kampanu na Lubelszczyźnie, a *Gavelinella stelligera* została po raz pierwszy stwierdzona w osadach górnego turonu, a nie jest znana powyżej górnej części dolnego kampanu. Wymieniony powyżej zespół otwornic nie pozwala na podjęcie jednoznacznej decyzji stratygraficznej.

Zbliżony zespół otwornic, chociaż nieliczny i źle zachowany, znaleziono w próbkach z głębokości 456,2, 450,0, 428,3 425,0 i 422,5 m (por. fig. 45), reprezentujących opoki z czertami. Pojawienie się w tych osadach gatunku *Pseudogavelinella clementiana* potwierdza jedynie ich przynależność do górnego santonu i kampanu.

Próbki z głębokości 368,7 i 366,0 m zawierają liczne, drobne, pokruszone skorupki otwornic należących do gatunków *Gavelinella sahlstroemi*, *Gavelinella mariae*, *Pyramidina cimbrica*, *Bolivinooides paleocenicus*, *Cibicidoides* cf. *simplex*, znane z mastrychtu i danu. Trudno w tej chwili rozstrzygnąć, czy mamy tu do czynienia z błędem (pomieszczenie rdzeni w rdzeniowni), czy wymagającą dalszych wyjaśnień sytuacją geologiczną.

### Kampan

Kolejne próbki, pochodzące z głębokości 363,0, 308,0 i być może 302,5 m reprezentują z całą pewnością kampan. Pierwsza z próbek zawiera nieliczne, źle zachowane otwornice o przekształconych skorupkach. Zidentyfikowano tu gatunek przewodni dla kampanu i mastrychtu *Cibicidoides involutus* oraz *Globorotalites multiseptus*, gatunek nieprzekraczający granicy kampanu z mastrychtem, i *Stensioeina pommerana*. W tym ubogim zespole fauny otwornicowej zanotowano również obecność gatunku *Eponides dorsoconvexus*,

opisanego po raz pierwszy z kampanu i mastrychtu dolnego Lubelszczyzny (Gawor-Biedowa, 1992).

Próbki z głębokości 308,0 i 302,5 m, pochodzą z warstw mułowca marglistego. Pierwsza z tych próbek zawiera zespół otwornic charakterystycznych dla kampanu. Obok gatunków otwornic stwierdzonych w próbce z głębokości 363,0 m, znaleziono tu *Arenobulimina cuneata*, gatunek znany z kampanu i mastrychtu Lubelszczyzny oraz *Osangularia cordieriana*, kosmopolityczny gatunek o długim zasięgu stratygraficznym. Na głębokości 302,5 m znaleziono także *Angulogavelinella grodnensis*, gatunek znany na Litwie z osadów górnego kampanu i mastrychtu (Gawor-Biedowa, *op. cit.*), a w Polsce z osadów kampanu profilu Olsztyn IG 1, *Pullenia cretacea*, jak również gatunek *Cibicidoides bembix*, wskazujący tu, jak się wydaje, na obecność najwyższego górnego kampanu (choć znany głównie z mastrychtu i danu).

### Mastrycht górny

W próbkach z głębokości 227,0 (zawierającej liczne fragmenty skorup małży i kolce jeżowców) i 221,0 m zespoły otwornic są bardzo ubogie. W obydwu próbkach występuje *Cibicidoides bembix*. W pierwszej z próbek obok wymienionego wyżej gatunku występuje tylko *Cibicidoides involutus*. W drugiej stwierdzono obecność gatunku przewodniego dla mastrychtu *Pseudovigerina cristata*, jak również *Bolivina decurrens*, gatunku znanego z najwyższego górnego kampanu i mastrychtu, oraz *Gavelinella sahlstroemi*. Ten ostatni gatunek wskazywałby na obecność górnego mastrychtu.

Otwornice pochodzące z wyższych partii profilu kredy reprezentują bogate zespoły otwornicowe, współwystępujące tu z fauną bakulitów. Najmniej zróżnicowany zespół otwornic zawiera próbka z głębokości 189,2 m. Oprócz form znanych w niższej części profilu (fig. 45), zidentyfikowano tu po raz pierwszy *Gavelinella acuta* wskazującą na górny mastrycht, *Spiroplectammina baudouiniana* oraz *Praebulimina parvula*, znane z kampanu, mastrychtu i danu.

Zespół otwornic z głębokości 186,0 m zawiera *Gavellinella danica*, *G. gankinoensis* i *Pyramidina minuta*, datujące obecność górnego mastrychtu, a także *Bolivina incrassata* i *Heterohelix planata*, gatunki charakteryzujące się wprawdzie dłuższymi zasięgami stratygraficznymi, ale nie przekraczające granicy kredy.

Najbogatszy i najbardziej zróżnicowany gatunkowo zespół otwornic znaleziono w próbce z głębokości 183,5 m. *Paralabamina toulmini* charakteryzuje najwyższy górny mastrycht, pozostawiając *Bolivinooides giganteus* (Gawor-Biedowa, 1984). Gatunek *B. giganteus* jest licznie reprezentowany w omawianej próbce, współwystępując z *Bolivina crassa*, *Gavelinella pertusa*, *Pyramidina cimbrica*, *Spiroplectammina rosula*, *Praebulimina laevis*, *Gyroidinoides girardanus*, *Bolivinooides draco*, *Praebulimina asperoaculeata*, *Pseudovigerina rugosa*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix glabrans*, *Gyroidinoides globosus*. Spośród wymienionych wyżej gatunków górną granicę kredy przekraczają tylko *Praebulimina asperoaculeata* i *Paralabamina toulmini*. Warto też zwrócić uwagę na obecność w tym zespole dwóch gatunków reprezentujących otwornice planktoniczne, *Heterohelix glabrans* i *Globigerinelloides asperus*.



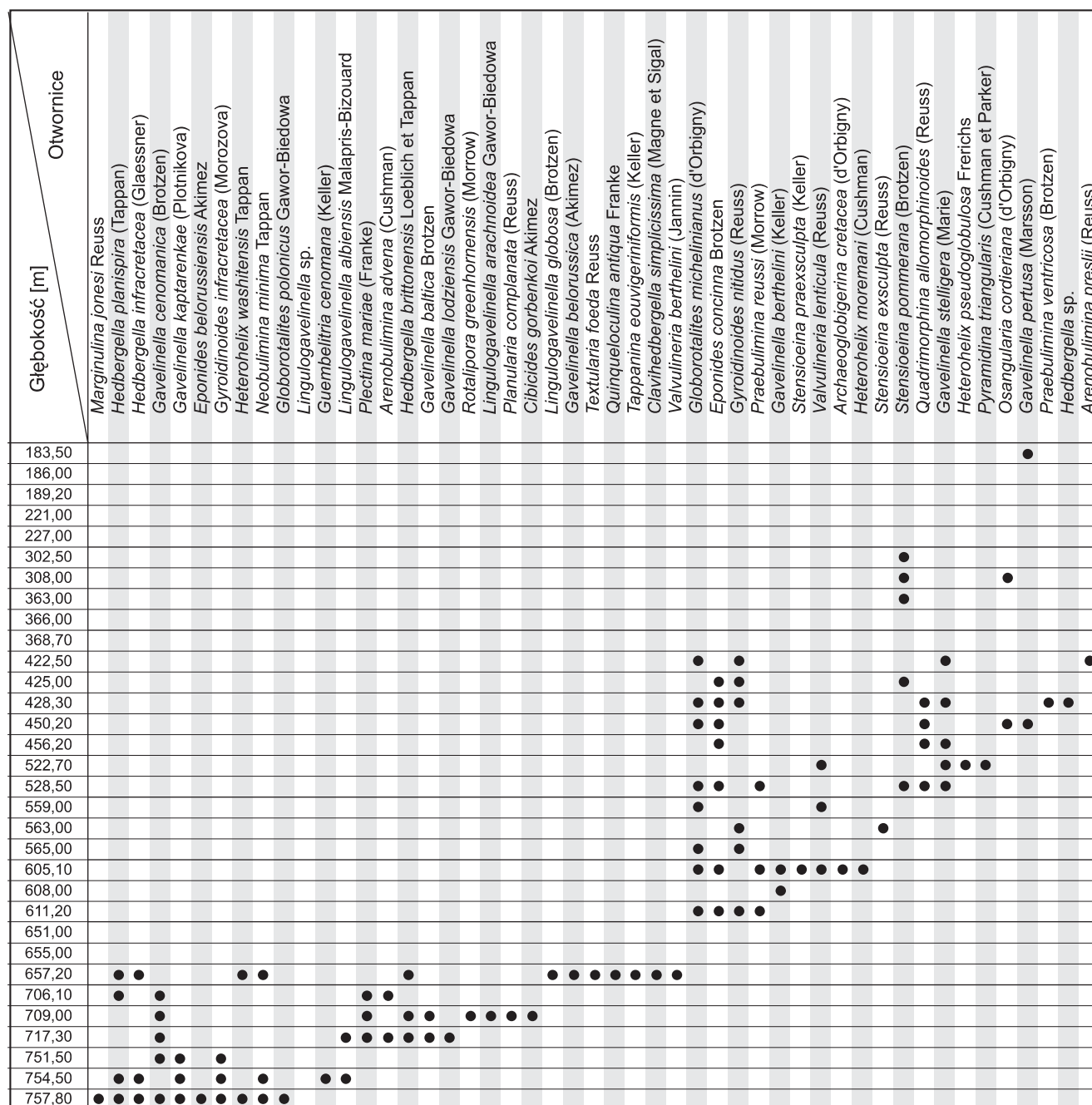


Fig. 45. Rozprzestrzenie otwornic kredowych i mikrofauny towarzyszącej w profilu Jamno IG 1

