# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH, GEOCHEMICZNYCH I PALEONTOLOGICZNYCH

# SKAŁY FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO (?PALEOPROTEROZOIK)

Zbigniew CYMERMAN

## WSTĘP

Skały prekambryjskiego podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej na Mazowszu nawiercono w otworze Wyszków IG 1 na głębokości 2373,3 m, a zakończono na głębokości 2400,0 m. Rdzeń wiertniczy o długości 14,2 m wydobyto tylko z górnego odcinka nawierconych skał krystalicznych, to jest do głębokości 2388,0 m.

Skały krystaliczne z otworu Wyszków IG 1 uznawano za należące do kampinoskiej strefy fałdowej, zlokalizowanej w środkowej części granitoidowego masywu mazowieckiego (Krystkiewicz, 1974, Ryka, 1973a, b, 1982, 1984; Kubicki, Ryka, 1982). Ostatnio skały z tego otworu wydzielono jako fragment sekwencji ofioliowej, będącej reliktem oceanu swekofeńskiego, a wyznaczającego prawdopodobnie strefę szwu kolizyjnego na obrzeżu nowo wydzielonego terranu polsko-łotewskiego (Cymerman, 2004). Dalej ku NE terran ten określany jest jako strefa (terran) wschodniolitewski (Skridlaite, Motuza, 2001).

Elżbieta KRYSTKIEWICZ

# BADANIA LITOLOGICZNE, PETROGRAFICZNE, CHEMICZNE I GEOCHEMICZNE

#### Litologia

Skały prekambryjskie fundamentu krystalicznego nawiercono na głębokości 2373,3 m, a zgłębianie zakończono na głębokości 2400,0 m przy czym rdzeń długości 14,2 m wydobyto tylko z górnego odcinka. Megaskopowo skały te wykazują małe zróżnicowane. Są to ciemnopopielate, równoblastyczne amfibolity poprzekładane partiami gnejsów o szarym zabarwieniu z jasnymi skupieniami minerałów leukokratycznych. Wyróżnione skały odznaczają się wyraźnym ukierunkowaniem pod zmiennymi kątami od 40 do 90°. Udział i rodzaje wyróżnionych typów skalnych przedstawiono w tabeli 1. Do badań petrograficznych i chemicznych pobrano 13 próbek skalnych, których spis wraz z wykonanymi rodzajami badań zestawiono w tabeli 2. Są to gnejsy amfibolowe, gnejsy przeobrażone hydrotermalnie, amfibolity i amfibolity przeobrażone hipergenicznie.

# Badania mikroskopowe

Badania mikroskopowe wykazały, że wyróżnione typy skał mają bardzo podobną teksturę, strukturę i skład mineralny, a różnią się przede wszystkim proporcjami ilościowymi minerałów. Tekstura skał jest ukierunkowana lub słabo ukierunkowana poprzez zgodne ułożenie minerałów barwnych: amfibolu i biotytu. Miejscami tekstura jest laminowana.

Struktura jest heteroblastyczna. Największe średnice osiąga amfibol, a najmniejsze są blasty kwarcu i biotytu. Miejscami widoczne są naprzemianległe laminy: kwarcu, skalenia przekładające się z ciemnymi, zbudowanymi prze-

#### Tabela 1

# Udział zespołów skalnych w profilu prekambru

Precambrian rocks in the borehole Wyszków IG 1

Nazwa skały	Miąższość pozorna [m]	% objętościowy
Amfibolit	4,2	29,6
Gnejs hornblendowy	5,7	40,1
Gnejs przeobrażony hydrotermalnie	1,1	7,7
Amfibolit przeobra- żony hipergenicznie	3,2	22,6

#### Wykaz próbek i wykonanych badań w otworze wiertniczym Wyszków IG 1

List of samples and analytical studies of metamorphic rocks in the Wyszków IG 1 borehole

Głębokość w [m]	Nazwa skały	Analizy
2375,4	amfibolit silnie przeobrażony	Р
2376,8	amfibolit silnie przeobrażony	Р
2377,4	gnejs amfibolowy	Р
2378,8	amfibolit	P, Ach
2380,2	amfibolit	Р
2380,6	gnejs przeobrażony hydrotermalnie	Р
2381,4	amfibolit silnie przeobrażony	Р
2382,8	amfibolit	Р
2383,5	gnejs amfibolowy	P, Ach
2384,2	amfibolit (łupek amfibolowy)	Р
2385,0	amfibolit	P, Ach
2386,2	gnejs amfibolowy	Р
2387,5	gnejs amfibolowy/amfibolit	Р

P - analiza petrograficzna, Ach - analiza chemiczna

P – petrographic analysis, Ach – chemical analysis

ważnie z amfibolu, biotytu i minerałów nieprzezroczystych. O strukturze glomeroblastycznej świadczą nieregularne nagromadzenia minerałów barwnych poprzerastane kwarcem. Wykształcenie składników mineralnych stanowi o strukturze nematolepidoblastycznej. Niektóre płytki cienkie poprzecinane są cienkimi żyłkami chlorytowo-kalcytowymi, w których szerokość strefy przeobrażonej hydrotermalnie dochodzi do 4,0 mm. Na postawie wykonanych analiz planimetrycznych, w tabeli 3 przedstawiono skład mineralny tych skał.

Głównymi składnikami są: kwarc, plagioklaz, biotyt, amfibol, podrzędnymi: minerały nieprzezroczyste, apatyt, cyrkon oraz produkty wtórnych przeobrażeń. Otrzymane wyniki analiz planimetrycznych naniesiono na projekcję trójkątną Winklera (1967) o parametrach: kwarc–skalenie–minerały maficzne (fig. 4). Okazało się, że większość próbek (amfibolitów i gnejsów) grupuje się w dolnym sektorze pola gnejsów (pole VII), odbiega wyraźnie tylko jedna próbka i znajduje się w polu łupków skaleniowo-mikowych (pole XI).

Kwarc o przeciętnej średnicy blastu 0,1–0,2 mm, a sporadycznie 1,3 mm, jest wykształcony ksenoblastycznie (fig. 5). Bywa odkształcony dynamicznie, smużyście wygasza światło, niekiedy jest spękany, szczególnie w amfibolitach. Niektóre blasty kwarcu mają wrostki bardzo drobnych minerałów nieprzezroczystych, biotytu, apatytu i amfibolu. Czasami maleńkie blasty kwarcu tworzą poikiloblastyczne wrostki w plagioklazie i hornblendzie. Głównym składnikiem tych skał jest plagioklaz wykształcony w postaci ksenoblastów o średnicy do 2,4 mm, przeważnie jednak 0,3–0,2 mm. Często jest zdeformowany dynamicznie (prążki bliźniacze są powyginane), silnie spękany, czasami blokowo. Bywa poprzerastany kwarcem, apatytem i amfibolem. Liczne są również wrostki minerałów nieprzezroczystych, rzadziej cyrkonu. Najczęściej jest zbliźniaczony według prawa albitowego, peryklinowego, Roc Tourne'a wyjątkowo esteralskiego. Pomiary optyczne na stoliku uniwersalnym ujawniły zawartość cząsteczki anortytowej 27,0–39,0%, średnio 31,8% An (fig. 6). Plagioklaz ulegał serycytyzacji, która zwykle rozwija się zgodnie z płaszczyznami łupliwości lub wzdłuż spękań, rzadziej od brzegu blastu.

Hornblenda jest ksenoblastyczna, rzadko można zaobserwować blasty o idioblastycznych zarysach. Średnica jej zwykle mieści się w zakresie 0,4–0,8 mm, sporadycznie dochodzi do 5,3 mm. Nierzadko minerał ten wykształcony jest poikiloblastycznie i wówczas bywa zagęszczony kwarcem, plagioklazem, apatytem, minerałami nieprzezroczystymi, biotytem, wyjątkowo cyrkonem. Hornbleda tworzy glomeroblasty, niekiedy przeobrażone w biotyt lub chloryt. Rzadko występują blasty zbliźniaczone. Hornbleda odznacza się pleochroizmem w odcieniach  $\alpha$  –jasnozielono żółty,  $\beta$  – trawiastozielony,  $\gamma$  – szmaragdowy, a cechy optyczne to kąt z/ $\gamma$  = 17° i kąt osi optycznych 73°. W próbkach przeobrażonych hydrotermalnie

Składniki mineralne	Gnejsy		Amfibolity		
	zakres [%]	średnia [%]	zakres [%]	średnia [%]	
Kwarc	12,0–31,3	21,6	6,1–9,4	6,6	
Plagioklaz	48,1–70,5	54,1	43,2–76,4	52,2	
Biotyt	1,2–12,0	5,2	0,2–5,2	2,7	
Amfibol	5,8–28,1	13,0	18,0–71,1	30,9	
Min. nieprzezroczyste	0,1–3,7	1,4	0,2–4,9	1,7	
Apatyt	0,0–0,5	0,2	0,0–0 3	<0,1	
Cyrkon	0,0-<0,1	<0,1	0,0–2,1	0,3	
Tytanit	_	_	0,0–0,1	<0,1	
Węglany	0,0–1,2	0,2	0,0–5,4	0,8	
Chloryty	0,4–7,0	2,5	0,0–3,0	0,7	
Serycyt	0,2–4,3	1,7	0,5–13,9	4,1	

Skład mineralny gnejsów i amfibolitów Mineral composition of gneisses and amphibolites



# Fig. 4. Projekcja trójkątna dla skał metamorficznych facji amfibolitowej, sporządzonej sposobem Winklera (1967)

Onaczenia pól: I-kwarcyty, II-kwarcyty skaleniowe, III-kwarcyty łyszczykowe, IV-gnejsy kwarcytowe, V-skały kwarcowo-skaleniowe, VI-skały skaleniowe, VI-gnejsy, VIII-hupki skaleniowe-kwarcowo-łyszczykowe, IX-hupki-kwarcowo-łyszczykowe, X-gnejsy łyszczykowe XI-hupki skaleniowo-łyszczykowe, XII-hupki łyszczykowe XI-hupki skaleniowe-kwarcowo-łyszczykowe, IX-hupki-kwarcowo-łyszczykowe, X-gnejsy łyszczykowe XI-hupki skaleniowe-kwarcowo-łyszczykowe, IX-hupki-kwarcowo-łyszczykowe, IX-hupki-

Classification projection of metamorphic rocks in amfibolite facies after Winkler (1967) method

Designation of the classification fields: I – quartz quartzites, II – feldspar quartzites, III – mica quartzites, IV – quartzitic gneisses, V – quartz-mica schists, VI – plagioclase fels, VII – gneisses, VIII – feldspar-quartz-mica schists, IX – feldspar-mica schists, X – mica gneisses, XI – feldspar-mica schists, XII – mica schists



Fig. 5. Skład ziarnowy kwarcu, plagioklazu, biotytu oraz amfibolu w gnejsach i amfibolitach

Grain composition for quartz, plagioclase, biotite and amphibole in gneiss and amphibolite



Objaśnienia na fig. 5

Content of anorthite molecule in plagioclases

For explanations see Fig. 5

minerał ten łatwo przekształcał się w agregat chlorytowo-serycytowo-kalcytowy z wodorotlenkami żelaza.

Biotyt jest najczęściej produktem przeobrażeń hornblendy zwyczajnej i gromadzi się na obrzeżeniu minerału macierzystego. Minerał ten jest ksenoblastyczny, występuje w blastach o długości do 1,3 mm. Niektóre osobniki są porozrywane ujawniając wpływ późnokinematycznych procesów. Biotyt odznacza się pleochroizmem w odcieniach  $\alpha$  – żółtawy,  $\beta$  – brunatnooliwkowy. W niektórych blaszkach w niewielkim stopniu zaznaczyła się chlorytyzacja, najczęściej w brzeżnych partiach.

Minerały nieprzezroczyste występują w postaci wrostków nieprzekraczających 0,4 mm. Największe ich nagromadzenia są obecne w glomeroblastycznych skupieniach minerałów maficznych.

Apatyt zaobserwowany został głównie w postaci ksenoblastów o średnicy nie większej niż 0,2 mm.

Ksenoblasty cyrkonu osiągają wielkość 0,22 mm. Minerał ten jest zwykle zmętniały, zabarwiony na brunatno. Pomiar elongacji cyrkonu (fig. 7) informuje o prostym składzie materiału macierzystego. Średnia wartość elongacji h:l wynosi 1:3,4 co wskazuje na udział kwaśnych skał jako źródła materiału osadowego. Poza tym wyraźnie zaznaczają się liczebności w klasach powyżej 6,0 i 13,5 świadczące również o słabym zróżnicowaniu źródła alimentującego.

Chloryt nie tworzy własnych skupień, ale wchodzi w skład pseudomorfoz po hornblendzie lub biotycie. Proces ten szczególnie często można zaobserwować w skałach przeobrażonych hydrotermalnie. Chloryt jest słabo pleochroiczny, niskodwójłomny o subnormalnych barwach interferencyjnych.

## Badania chemiczne

Do analiz chemicznych zostały wytypowane trzy próbki skał krystalicznych. Badania wykonano w Laboratorium Głównym Instytut Geologicznego. Wyniki analiz chemicznych dotyczące amfibolitu oraz gnejsu amfibolitowego przeliczono na procenty wagowe poszczególnych tlenków, następnie na stosunki molekularne i przedstawiono w tabeli 4.

Dalsze przeliczenia na minerały normatywne wykonano sposobem Niggliego (1937) (tab. 5).

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych w postaci parametrów QLM zostały naniesione na projekcję trójkątną według Niggliego (1937) (fig. 8). Położenie punktów na projekcji świadczy o zgodności chemicznej skał. Znajdują się one prawie na linii P–F w pobliżu punktu F, co odpowiada skałom niemal idealnie wysyconym krzemionką o przewadze składników leukokratycznych. Średnia wartość parametrów wynosi: M – 17%; Q – 35,6%; L – 47,3%. Tabela 5 pokazuje procentową zawartość ortoklazu, albitu i anotrytu. Wyniki te wskazują również na małe zróżnicowanie składu chemicznego próbek. Charakterystyczna jest równowaga drobiny albit/anortyt przy niewielkiej ilości cząsteczki ortoklazu (fig. 9).Wyniki analiz chemicznych przeliczone metodą Bartha (1962) w postaci procentów jonów przedstawiono w tabeli 6.

Skały są nieznacznie zróżnicowane. Próbki amfibolitów mają skład prawie identyczny (fig. 10). Gnejsy natomiast różnią się nieco większą zawartością jonów: Fe<sup>+3</sup> (1,6) i Fe<sup>+2</sup>



### Fig. 7. Elongacja cyrkonu

Objaśnienia na fig. 5

# Zircon elongation

#### For explanations see Fig. 5

Wyniki analiz chemicznych

Results of chemical analyses

Analizy	1		2		3	
Składniki	[% wag.]	[s.mol.]	[% wag.]	[s.mol]	[% wag.]	[s.mol]
SiO <sub>2</sub>	52,26	871	49,71	828	51,61	860
TiO <sub>2</sub>	0,31	4	0,55	6	0,40	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,84	204	17,87	175	20,04	196
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	23	5,73	36	3,30	21
FeO	3,25	44	4,76	67	3,98	56
MnO	0,02	_	0,03	_	0,01	-
MgO	4,58	114	6,25	156	4,78	119
CaO	8,89	159	7,78	139	9,39	168
Na <sub>2</sub> O	4,22	68	3,67	120	4,42	73
K <sub>2</sub> O	0,72	7	1,44	30	0,78	9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	1	0,17	2	0,09	1
CO <sub>2</sub>	0,27	7	0,25	5	-	-
$H_2O^+$	0,37	20	0,46	25	0,11	6
$H_2O^-$	0,03	2	0,19	10	0,10	5
S	0,04	1	0,05	1	0,03	1
Razem	99,59	-	98,91	_	99,14	-

1 – amfibolit – głębokość 2378,8 m; 2 – gnejs hornblendowy – głębokość 2383,5 m; 3 – amfibolit – głębokość 2385,0 m; s.mol – stosunek molowy; analizy wykonali: Z. Rudnicka, T. Latoszyńska, Z. Kuranowska

1 – amphibolite – depth 2378.8 m; 2 – hornblende gneiss – depth 2383.5 m; 3 – amphibolite – depth 2385.0 m; s.mol – mole ratio; analyses made by Z. Rudnicka, T. Latoszyńska and Z. Kuranowska

# Fig. 8. Trójkąt projekcyjny QLM dla skał metamorficznych sporządzony według Nigglego (1937)

Q=q+ru, L=kp+ne+cal, M=cs+fo+fa+fs+ns, P-punkt piroksenowy, F-punkt skaleniowy; pozostałe objaśnienia na fig. 4

QLM projection for metamorphic rocks based upon normative composition after Niggli (1937)

 $Q=q+ru,\ L=kp+ne+cal,\ M=cs+fo+fa+fs+ns,\ P-pyroxene point,\ F-feldspar point; for other explanations see Fig. 4$ 



# Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Niggliego (1937)

Results of chemical analyses after Niggli (1937) method

Analizy Minerały	1	2	3
Q	35,7	32,0	32,7
Кр	2,3	5,1	3,0
Ne	22,6	20,3	24,2
Cal	21,4	16,9	18,9
Cs	1,7	2,6	4,3
Fa	1,7	2,6	2,9
Fo	9,5	13,2	9,9
Mt	3,8	6,1	3,5
Ru	0,2	0,3	0,3
Ср	0,3	0,3	0,3
Cc	0,8	0,6	_
Q	37,7	34,9	34,3
L (min. leukokratyczne)	48,7	45,4	47,9
M (min. maficzne)	13,6	19,7	17,8
Ortoklaz	5,1	12,0	6,5
Albit	48,7	48,0	52,5
Anortyt	46,2	40,0	41,0

# Tabela 6 Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Bartha (1962)

Results of chemical analyses after Barth (1962) method

Analizy Jony	1	2	3
Si	48,8	47,7	48,8
Ti	0,2	0,3	0,3
Al	22,6	20,1	22,3
Fe <sup>2+</sup>	2,6	4,1	2,4
Fe <sup>3+</sup>	2,5	3,9	3,2
Mg	6,4	9,0	6,8
Ca	8,9	8,0	9,5
Na	7,6	6,9	8,3
K	0,8	1,7	1,0
Р	0,1	0,1	0,1
С	0,4	0,3	_
Suma	100,9	102,1	102,7



## Fig. 9. Trójkąt projekcyjny or (ortoklaz)–ab(albit)–an(anortyt), sporządzony na podstawie przeliczeń metodą Niggliego (1937)

## Objaśnienia na fig. 4

Triangular projection: or(ortoklase)-ab(albite)-an(anortite) after Niggli (1937) method

For explanations see Fig. 4



Fig. 10. Trójkąt projekcyjny Ca–Mg–ΣFe sporządzony na postawie przeliczeń metodą Bartha (1962)

Objaśnienia patrz fig. 4

Triangular projection: Ca-Mg-ΣFe after Barth (1962) method For explanations see Fig. 4 (1,0); Mg (2,4); K (0,8) oraz ubytkiem jonów Si (1,1); AL (2,4); Ca (1,2); Na (1,0). Biorąc pod uwagę,że jony Al są nieruchliwe i podczas przemian metamorficznych stanowią stałą wartość przeliczono pozostałe udziały procentowe jonów, które przedstawiono w tabeli 7.

Otrzymane wyniki wskazują na niewielkie różnice. Gnejsy w stosunku do amfibolitów wyróżniają się nieco większą zawartością jonów Si (3,2);  $Fe^{3+}(1,3)$ ;  $Fe^{2+}(2,0)$ ; Mg (2,3); K(0,6) oraz ubytkiem Ca (0,2) i Na (0,2).

Anna DZIEDZIC (1970–1974; wyniki badań), Elżbieta KRYSTKIEWICZ (zaktualizowane opracowanie)

#### Badania geochemiczne

W celu wykonania oznaczeń geochemicznych wyselekcjonowane próbki rozdrabniano, ucierano w moździerzu agatowym do uzyskania frakcji poniżej 0,06 mm. Czyste minerały wydzielono z frakcji 0,10-0,075 mm przy użyciu separatora elektromagnetycznego oraz cieczy ciężkich. Końcową fazą było ręczne wydzielanie tych minerałów pod lupa. Tak uzyskane minerały identyfikowano na dyfraktometrze rentgenowskim Firmy Rigaku-Denki przy zastosowaniu promieniowania Cu K<sub>α</sub>, napięcia 35 kV i natężenia 10 mA, szczeliny 0,2 mm oraz współczynnika redukcji 16. Oznaczanie pierwiastków śladowych zarówno w minerałach, jak i próbkach skał wykonano metodami spektralnej analizy emisyjnej na spektrografie siatkowym GDS-2 o stałej dyspersji 7,2Å/mm. Jako źródło wzbudzenia stosowano łuk prądu stałego o napięciu 300 V i natężeniu 6-8 A (w zależności od rodzaju prób i analizowanego pierwiastka) aktywizowany iskrą wysokiej częstotliwości. Za standard wewnętrzny przy pomiarze intensywności zaczernienia linii służyło tło kliszy. We wszystkich próbkach skał oznaczono ilościowo zawartości Ni, Co, V, Cr, Mn, Sc, Ba, Sr, Ga i Pb (tab. 8).

Pobrane do badań próbki reprezentują odcinek rdzenia od 2373,3 do 2387,9 m. Górna partia rdzenia stanowi zwietrzałe, ulegające karbonatyzacji amfibolity, w których zaobserwowano dużą zmienność w zawartościach badanych pierwiastków. Charakterystyczną cechą amfibolitów z otworu wiertniczego Wyszków IG 1 jest stosunkowo wysoka koncentracja baru, a także strontu związanego z dużą ilością wapnia w tych skałach. Przeobrażone amfibolity wykazują trzykrotne podkoncentrowanie manganu i baru, ubóstwo strontu oraz znaczne wahania ilości Ni, Co, Cr.

W tabeli 9 zestawiono zawartości Ti, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>. Wydaje się, że zmiany w rozmieszczeniu pierwiastków śladowych nie są związane ze zmianami koncentracji składników głów-nych.

W tabeli 10 przestawiono zakres i średnie zawartości pierwiastków w nieprzeobrażonych amfibolitach Wyszkowa. Zawartości niklu i chromu są zbliżone. Wzajemny stosunek tych pierwiastków jest równy jedności. Widoczna jest duża zawartość strontu i związanego również często z nim baru, którego średnia zawartość równa się 250 ppm. Ilość skandu wystepującego najczęściej w hornblendzie, waha się w zależności od ich ilości w skale.

## Tabela 7

#### Wyniki przeliczeń udziałów jonowych obliczone na podstawie stałej zawartości Al

Ionic composition calculated according to constant Al content

Analizy Jony	1	2	3
Si	46,9	51,5	47,5
Ti	0,2	0,3	0,3
Al	21,7	21,7	21,7
Fe <sup>2+</sup>	2,4	4,2	3,1
Fe <sup>3+</sup>	2,5	4,4	2,3
Mg	6,1	9,7	6,6
Ca	8,5	8,6	9,2
Na	7,3	7,4	8,1
K	0,8	1,8	1,0
Р	0,1	0,1	0,1
С	0,4	0,3	-

Z amfibolitów Wyszkowa wyseparowano amfibole z różnych głębokości. Oznaczono w nich: Ni, Co, V, Cr, Mn, Ba, Sr (tab. 11).

Średnie zawartości tych pierwiastków wyliczone na podstawie oznaczeń ośmiu minerałów wynoszą odpowiednio: Ni – 216 ppm, Co – 86 ppm, V – 420 ppm, Cr – 320 ppm (przy czym dyspersja tego pierwiastka jest największa), Mn – 1800 ppm, Ba – 57 ppm, Sr – 8 ppm.

Badane amfibole są głównymi nośnikami Ni, C, V, Co, Mn. Natomiast są ubogie w bar i stront, czyli pierwiastki wchodzące przede wszystkim w skład zasadowych plagioklazów.

W otworze tym występują głównie łupki biotytowe (Kubicki, Ryka, 1982), chociaż w dokumentacji z tego otworu opisano amfibolity (52%) przeławicajace się regularnie z gnejsami amfibolowymi (Krystkiewicz, 1974). Megaskopowo i w obrazie mikroskopowym skały te są bardzo mało urozmaicone. Są to skały ciemnopopielate i szarozielone, drobnolaminowane, różnoblastyczne, lokalnie z laminami leukokratycznymi. Jasne laminy zbudowane z kwarcu, skalenia przekładają się z ciemnymi laminami amfibolu, biotytu i minerałów nieprzezroczystych. Skały te mają bardzo podobną teksturę, strukturę i skład mineralny, a różnią się jedynie zmiennymi proporcjami minerałów skałotwórczych. Tekstura ich jest wyraźnie kierunkowa, wyrażona przede wszystkim ułożeniem amfiboli i biotytu. Struktura jest nematolepido-granoblastyczna, heteroblastyczna o dość dużym zróżnicowaniu wielkości blastów. Blasty amfiboli są na ogół większe niż kwarcu czy biotytu. czasem hornblenda i biotyt są poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem.

# Zawartość pierwiastków w skałach metamorficznych

Głębokość	Ni	Со	V	Cr	Mn	Sc	Ва	Sr	Ga	Pb
[111]	[ppm]									
2373,8	7	7	18	5	1100	10	140	20	_	5
2374,7	115	25	9	1	1400	6	590	44	_	550
2375,0	50	10	100	130	1150	11	1800	80	9	1
2375,4	70	13	110	100	1200	18	1300	40	18	1
2376,0	94	26	105	100	2100	11	1400	520	15	_
2376,8	280	58	250	220	1600	20	980	2300	14	_
2377,4	77	22	120	90	450	11	460	1000	17	1
2377,4	80	22	140	90	480	19	260	2100	20	1
2378,0	80	25	125	76	460	14	260	2200	21	1
2378,3	91	27	155	88	500	17	230	1800	17	1
2379,0	67	23	110	82	480	10	450	1900	18	1
2380,2	97	28	145	95	540	17	310	2300	16	1
2380,6	64	28	135	55	560	9	500	1300	13	1
2381,4	130	58	180	140	800	19	270	1100	16	1
2381,5	90	38	170	130	630	19	250	1400	18	1
2381,8	70	33	160	68	570	20	330	1700	19	1
2381,9	60	29	120	74	500	12	290	1500	23	1
2382,1	50	29	180	56	630	14	310	1600	34	1
2383,0	68	28	105	200	660	10	350	2500	13	1
2383,5	88	39	170	74	680	15	260	110	10	1
2383,6	72	53	130	140	500	14	290	2500	12	3
2384,1	88	35	140	76	720	16	170	1300	11	2
2384,3	76	35	150	88	600	17	230	2500	13	1
2384,6	88	46	180	88	550	18	200	1400	11	1
2385,0	80	33	185	68	550	20	210	1300	12	1
2386,0	64	30	125	64	550	11	210	1400	13	1
2386,2	54	28	100	60	550	12	390	2700	13	1
2387,5	68	33	125	62	550	10	390	1400	11	1
2387,6	72	35	165	50	480	21	230	2900	14	1
2387,9	70	35	130	50	650	13	150	1500	10	1

# Content of elements in metamorphic rocks

# Zawartość żelaza i tytanu w skałach podłoża krystalicznego

Content of Fe and Ti in the rocks of cristalline basement

Głębokość	Ti	Fe0	Fe <sub>2</sub> 0 <sub>3</sub>	Fe całk.			
[m]		[%]					
2373,8	0,60	0,32	0,11	0,33			
2374,7	0,44	0,54	0,29	0,61			
2375,0	0,41	2,32	3,43	4,18			
2375,4	0,41	2,44	4,43	5,02			
2376,0	0,34	5,02	3,15	6,14			
2376,8	0,59	7,85	4,00	8,93			
2377,4	0,22	2,70	2,43	3,91			
2377,4	0,36	3,60	2,43	4,46			
2378,0	0,31	3,47	1,72	3,91			
2378,3	0,30	3,60	2,43	4,46			
2379,0	0,30	3,47	2,15	4,19			
2380,2	0,39	3,60	2,00	4,19			
2380,6	0,25	2,57	2,29	3,63			
2381,4	0,39	5,02	2,43	5,58			
2381,5	0,34	4,25	1,20	4,19			
2381,8	0,45	4,63	2,86	5,58			
2381,9	0,31	3,47	2,15	4,19			
2382,1	0,31	3,60	2,43	4,46			
2383,0	0,23	2,70	1,32	3,07			
2383,5	0,41	4,25	2,00	4,74			
2383,6	0,36	3,47	1,72	3,91			
2384,1	0,36	4,63	2,00	5,02			
2384,3	0,55	4,23	2,00	4,74			
2384,6	0,46	3,99	2,00	4,46			
2385,0	0,45	4,63	1,57	4,74			
2386,0	0,39	3,60	2,43	4,46			
2386,2	0,36	3,99	1,57	4,19			
2387,5	0,39	3,60	2,00	4,19			
2387,6	0,31	3,60	2,00	4,19			
2387,9	0,46	3,99	2,00	4,46			

# Zakres i średnie zawartości pierwiastków śladowych w amfibolitach (podstawą były amfibolity nieprzeobrażone)

		Zakres zawartości	Średnia zawartość
Pierwiastek	Ν	[ppm]	
Ni	17	50–90	75
Со	17	28–48	35
V	17	105–185	150
Cr	17	56–140	75
Mn	17	500–720	580
Sc	17	10–20	15
Ba	17	150–350	250
Sr	17	1300–2900	1800

Range and average content of trace elements in amphibolites

# Tabela 11

# Zestawienie zawartości pierwiastków śladowych w amfibolach z amfibolitów i gnejsów

Trace elements in amphiboles in amphibolites and gneisses

Głebokość	Ni	Со	V	Cr	Mn	Ba	Sr
[m]				[ppm]			
2378,3	230	100	530	170	2000	52	7
2381,4	220	100	420	500	2000	52	5
2382,8	200	85	340	170	1600	70	80
2383,5	200	72	290	600	1300	100	3
2385,0	250	90	500	215	1800	37	7
2385,1	250	100	400	220	1700	35	8
2386,2	200	83	310	480	1600	40	70
2387,6	180	65	480	240	2000	50	15

# Zbigniew CYMERMAN

# BADANIA STRUKTURALNE

Badania strukturalne z elementami kinematyki całego zachowanego interwału 14,2 m rdzenia ze skał krystalicznych wykonał Cymerman (2004). W wyniku tych badań wydzielono następujące elementy strukturalne: struktury planarne (foliacja metamorficzna  $S_M$ , uskoki, spękania), struktury linijne (elongacyjna lineacja ziarna mineralnego  $L_M$  i rysy ślizgowe), struktury fałdowe oraz wskaźniki ścinania podatnego.

Foliacja metamorficzna S<sub>M</sub> charakteryzuje się średnimi kątami upadu (40–65°) (np. głęb.: 2375,5–2376,1; 2384,2 i 2385 m). Bardziej strome upady foliacji S<sub>M</sub>, czasem dochodzące do 80° są rzadziej obserwowane (głęb. 2384,0– 2385,2 m). Lineacja L <sub>M</sub>, głównie biotytu jest prawie równoległa do kierunku upadu foliacji S<sub>M</sub>, czasem nieco skośna. Najczęstsze i najbardziej wiarygodne wskaźniki kinematyczne (porfiroklasty plagioklazowe typu  $\sigma$ ) wskazują na nasunięciowe do lewoskrętnie transpresyjnych przemieszczeń w warunkach podatnych (głęb.: 2379,5 i 2384,0–2384,9 m).

Także obserwacje mikroskopowe wskazują na znaczenie dynamometamorfizmu w rozwoju amfibolitów laminowanych i gnejsów amfibolowych. Porfiroklasty kwarcu są dynamicznie odkształcone i smużyście wygaszają światło. Plagioklazowe ksenoblasty są często zdeformowane dynamicznie z powyginanymi prążkami bliźniaczymi i zbliźniaczeniami mechanicznymi. W wyniku mylonityzacji plagioklazy uległy serycytyzacji. Biotyt jest produktem podobnego procesu, ale w wyniku transformacji hornblendy zwyczajnej. Czasem blaszki biotytu są typu "rybich", asymetrycznych struktur.

Miejscami intensywnie rozwinięte są prawoskrętne uskoki przesuwcze o średnich kątach upadu  $(40-50^{\circ})$  (głęb. 2373,3–2375,2 m). Bardziej strome uskoki są konsekwentne do foliacji S<sub>M</sub> (głęb. 2384–2385 m). Uskoki inwersyjne o kątach upadu około 50° stwierdzono na głęb.: 2373,3–2373,8 i 2375,3–2376,2 m. Na niektórych uskokach doszło do niewielkich kruchych przemieszczeń, zarówno normalnych, jak i inwersyjnych (np. na głęb. 2380,7 m).

Lokalnie dość intensywnie rozwinięte są spękania na ogół strome, często zabliźnione węglanowymi żyłkami chlorytowo-kalcytowymi lub kalcytowymi, o miąższości kilku centymetrów i czasami o dość nieregularnych formach (głęb. 2380,7–2381,4 m). Spękania obsekwentne do foliacji S<sub>M</sub> i o upadach około 40° z żyłką kwarcu stwierdzono na głębokości 2380,9 m, a spękania konsekwentne do foliacji S<sub>M</sub> i o upadach około 40–45°, także z żyłką kwarcu, rozpoznano na głębokości około 2384,0 m.

### Uwagi genetyczne i wnioski

W nawierconym profilu 14,2 m rdzenia występuje bardzo monotonny zespół amfibolitów (52%) i gnejsów amfibolowych (48%). Przy stromych upadach foliacji  $S_M$  obserwuje się w tym wierceniu jedynie kilkumetrowej miąższości pakiet skał uznanych za pierwotną sekwencje osadową (Krystkiewicz, 1974). O takiej genezie ma świadczyć laminacja gnejsów i naprzemianległość lamin amfibolitów i gnejsów. Przyjmowano, że w wyniku blastezy synkinematycznej powstały plagioklazy i hornblenda, a biotyt miał być pokinematyczny. Na podstawie obecności plagioklazu, o składzie 27–39% An i hornblendy zwyczajnej, zakładano metamorfizm w warunkach nisko lub średniociśnieniowych facji amfibolitowej (Krystkiewicz, 1974).

Sugerowana w dokumentacji wynikowej omawianego otworu (op. cit.) metamorficzna geneza przeobrażeń skał osadowych w gnejsy i amfibolity stoi w sprzeczności z nowymi danymi strukturalnymi i mikrostrukturalnymi z omawianego otworu. Analiza strukturalno-kinematyczna rdzeni wiertniczych ze skał krystalicznych obszaru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej umożliwiła rozpoznanie zróżnicowanych procesów ścinania podatnego (Cymerman, 2004). Analiza ta udokumentowała rozwój heterogenicznych stref ścinania podatnego. Wykazanie dominującej roli procesów dynamometamorfizmu stoi w sprzeczności z zakładanym przez dziesięciolecia modelem o przetopieniu i metasomatyzmie serii suprakrustalnych skał krystalicznych Polski NE (Kubicki, Ryka, 1982). W domenach o najintensywniejszym ścinaniu prostym, gnejsy wykazują zmienną teksturę od typów warstwowanych do cienko laminowanych.

Lokalizacja omawianego otworu oddalonego od najbliższych otworów (Łochów IG 1, Łochów IG 2 i Tłuszcz IG 1) o ponad 20 km, w dodatku o stromym upadzie foliacji S<sub>M</sub>, nie stwarza praktycznie żadnych możliwości korelacji litologicznych czy litostratygraficznych. Jednak, fakty te nie przeszkodziły Ryce porównać amfibolity i gnejsy z otworu Wyszków IG 1 do gnejsów diorytowych i łupków epidotowych z otworu Łochów IG 1, a także do amfibolitów, łupków amfibolowych z otworu Tłuszcz IG 1, oraz do gnejsów, migmatytów i granodiorytów z otworu Okuniew IG 1. Korelacja taka doprowadziła do uznania wszystkich tych korelowanych skał jako należących do tzw. serii jadowskiej kompleksu kampinoskiego. Kompleks ten miałby powstać w czasie orogenezy młodoswekofeno-karelskiej (Ryka, 1973a, b, 1982, 1984; Kubicki, Ryka, 1982). Cechą typomorficzną skał tzw. serii jadowskiej miał być fakt braku jej migmatytyzacji i granityzacji w czasie gotyjskiej homogenizacji (op. cit.). W późniejszej pracy Ryka (1998) odrzucił swój schemat podziału litostratygraficznego skał krystalicznych północno-wschodniej Polski (Ryka, 1964, 1973a, b; Kubicki, Ryka, 1982) i uznawane za archaiczne, prekarelskie struktury zaliczył do paleoproterozoiku, a dolnoproterozoiczne, karelskie struktury – do mezoproterozoiku.

Wydaje się, że skały zasadowe z otworu wiertniczego Wyszków IG 1 można najlepiej porównywać do podobnych skał metawulkanicznych z okolic Łomży. Genezę tamtych skał, o wieku protolitu około 1,83–1,85 mld lat, związano z łukiem magmowym (Wiszniewska, Krzemińska, 2005).

Z powodu braku wiarygodnych, nowych datowań radiometrycznych trudno jest ustalić dokładny czas tych deformacji, a nawet orogenezy (?swekofeńska i/lub ?gotyjska, czy może nawet ?swekonorweska). Obecnie można zakładać, że deformacje te (D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>) odbyły się w czasie orogenezy gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin – "orogeneza duńsko-polska". Termin ten jest prawie synonimem orogenezy późnogotyjskiej. Oznaczenia cyrkonów, bez odziedziczonych jąder i przerostów metamorficznych, wykonane metodą SHRIMP, z ortoamfibolitów Łomży, wynoszą 1802 ±9 mln lat, co zostało zinterpretowane jako czas zasadowej intruzji (Wiszniewska i in., 2004). W otworze Okuniew IG 1, położonym na SW od Łomży, magmowe cyrkony z migmatytowych gnejsów wskazują na wiek ich krystalizacji około 1,80 mld lat temu oraz młodszy metamorfizm około 1,20–1,28 mld lat (Valverde-Vaquero i in., 2000).

Granica paleoszwu pomiędzy zakładanymi terranami bałtyckim na północno-zachodniej i polsko-łotweskim na południowo-wschodniej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej wyznaczona byłaby przede wszystkim wystąpieniami rozległych ciał metabazytów (Cymerman, 2004). Ciała te są prawdopodobnie rozczłonkowanymi tektonicznie fragmentami pierwotnej sekwencji ofiolitowej. Soczewowate w formie i rozlegle obszarowo metabazyty występują od Białowieży, poprzez amfibolity Łomży, metagabra (gabroidy amfibolowe) Pisza, dodatniej grawimetrycznej i magnetycznej anomalii orzyckiej i południkowej anomalii ciechanowskiej aż po okolice Wyszogrodu. Możliwy jest także inny przebieg tego szwu kolizyjnego. Szew ten skręcałby ku SW od okolic Łomży poprzez skały amfibolitowe okolic Wyszkowa i Tłuszcza po okolice anomalii grawimetrycznej Magnuszewa-Głowaczowa. Wystąpienia skał metazasadowych (amfibolitów i granulitów maficznych) mogą być potencjalnymi, rozczłonkowanymi tektonicznie pozostałościami po pierwotnej sekwencji ofiolitowej oceanu paleoproterozoicznego (?svekofeńskiego). Skomplikowany obraz przebiegu wystąpień skał metazasadowych (reliktów prawdopodobnych ofiolitów) na Mazowszu i Polesiu wskazują pośrednio na akrecyjno-kompresyjny charakter przyrastania do siebie terranów z intensywnym rozwojem podatnych stref nasunięć dolnoskorupowych.

Wyraźne, bardzo zróżnicowane anomalie magnetyczne i grawimetryczne na obszarze zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Wybraniec, 1999) prawdopodobnie wyrażają także trójwymiarowe formy podatnych łusek lub ich wielozestawów. Struktury te powstały najprawdopodobniej podczas kolizji terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004), określanego także jako terran zachodniolitewski (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite, Motuza, 2001) czy też jako terran polsko-litewski (Bogdanova, 2005) z terranem polsko-łotewskim (Cymerman, 2004), inaczej definiowanym jako litewsko-białoruskim (Bogdanova, 2005), czy wcześniej jako wschodniolitewskim (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite, Motuza, 2001). Silnie zróżnicowane przemieszczenia nasuwcze do transpresyjnych, wzdłuż heterogenicznych stref ścinania, doprowadziły do powstania złożonych struktur, o cechach wielozestawów łusek. Te wielozestawy zbudowane są z szeregu domen górnoskorupowych, uformowanych w warunkach facji amfibolitowej, czasem poprzekładanych tektonicznie przez domeny dolnej skorupy ze skałami powstałymi w warunkach facji granulitowej. W regionie Mazowsza nie ustalono transportu tektonicznego domen strukturalnych. Można jedynie zakładać podobny regionalny transport tektoniczny o zwrocie "strop" ku SW lub południowi, jak dla regionu Podlasia i Suwalszczyzny (Cymerman, 2004).

# KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

# LITOLOGIA I STRATYGRAFIA OSADÓW KAMBRU

W otworze wiertniczym Wyszków IG 1 strop osadów kambru według próbek rdzeniowych występuje na głębokości 1854,5 m, a spąg na głębokości 2373,3 m, zatem ich miąższość wynosi 518,8 m. Głębokość występowania osadów reprezentujących poszczególne jednostki chronostratygraficzne (oddziały) kambru określono na podstawie próbek rdzeniowych oraz korelacji litologicznych i geofizycznych z sąsiednimi otworami wiertniczymi, znajdującymi się w zachodniej części obniżenia podlaskiego (Lendzion, 1978a).

Odcinek profilu odpowiadający utworom środkowego kambru był w bardzo wysokim stopniu rdzeniowany. Uzyskano w nim 100% próbek rdzeniowych. W dolnym kambrze ich uzysk był znacznie niższy. Bezrdzeniowo przewiercono tutaj około 50% długości odcinka profilu dolnokambryjskiego.

# Kambr dolny

Utwory dolnego kambru według próbek rdzeniowych osiągają miąższość 413,9 m i obejmują interwał głębokości

od 2373,3 do 1959,4 m. Występują one w ciągłości sedymentacyjnej z osadami środkowego kambru.

Spektrum litologiczne dolnokambryjskiego odcinka profilu jest bardzo urozmaicone, z wyraźnie zarysowującą się trójdzielnością wykształcenia litologicznego osadów.

Spągową część sukcesji dolnokambryjskiej na głębokości od 2373,3 do 2290,3 m reprezentują głównie jasnoszare, szare i szarobrunatne piaskowce różnoziarniste z pojedynczymi ziarnami skaleni i cienkimi przewarstwieniami masywnego piaskowca zlepieńcowatego z klastami czarnego iłowca i różowego skalenia. Przewarstwienia iłowca i mułowca są nieliczne, a ich miąższość nie przekracza 20,0 cm. W mułowcach bardzo licznie występuje muskowit. W odcinkach profilu z wcześniej wymienionymi przewarstwieniami iłowcowo-mułowcowymi sporadycznie spotykane są skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *Planolites* isp. i ?*Planolites* isp. Najwyższą część omawianej sekwencji litologicznej reprezentują szare, rzadziej brunatne piaskowce drobnoziarniste, przewarstwiające się z szarozielonym mułowcem. W piaskowcach występuje, bardzo źle zaznaczające się, przekątne warstwowanie w dużej skali oraz liczne, drobne konkrecje pirytu o nieregularnym kształcie. Piaskowiec drobnoziarnisty jest zwięzły lecz bardzo spękany.

Kolejny w sukcesji dolnokambryjskiej pakiet litologiczny tworzą szarozielone, drobnoziarniste piaskowce, przewarstwiające się z warstwami iłowca różnej miąższości lub mułowca, z bardzo licznymi skamieniałościami śladowymi: *Diplocraterion* isp., *Skolithos linearis* Haldemann, *Monocraterion* isp. i *Monocraterion tentaculatum* Torell. W odcinkach z przewarstwiającymi się piaskowcami, mułowcami i iłowcami występuje całkowita homogenizacja ichnologiczna osadu, a wskaźnik bioturbityzacji (BI) osiąga najwyższą wartość (6). W warstwach piaskowca pozbawionych ichnofauny częste są intraklasty szarozielonego iłowca oraz warstwowanie przekątne dużej skali. Piaskowiec drobnoziarnisty jest porowaty i spękany.

Ponad pakietem piaskowcowcowo-mułowcowym z bardzo liczną ichnofauną występują ciemnoszare iłowce z cienkimi przewarstwieniami szarego piaskowca drobnoziarnistego oraz szarozielone, masywne mułowce z bardzo licznym muskowitem. Mułowce przewarstwiają się z szarym piaskowcem różnoziarnistym lub piaskowcem drobnoziarnistym. W odcinkach profilu z wcześniej wymienionymi przewarstwieniami występują liczne skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Gordia* isp., *Teichichnus rectus* (Seilacher), *Trichophycus pedum* (Seilacher). Szare piaskowce drobnoziarniste zawierają glaukonit i muskowit. W jasnobrunatnym piaskowcu drobnoziarnistym z brunatnymi skupieniami związków żelaza często występuje glaukonit.

Dolnokambryjską sekwencję litologiczną zamykają szarozielone i szare piaskowce drobnoziarniste z licznym glaukonitem, gęsto przewarstwiające się z ciemnoszarym iłowcem z konkrecjami pirytu o nieregularnych kształtach. Występują tu liczne skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* Seilacher, *Teichichnus* isp. i *Trichophycus* isp. W stropie dolnego kambru występują ciemnoszare iłowce z brunatnowiśniowymi plamami związków żelaza, przewarstwiające się z wiśniowobrunatnymi iłowcami lub drobnoziarnistymi piaskowcami z licznymi ziarnami glaukonitu.

Osady dolnego kambru w otworze Wyszków IG 1 posiadają dokumentację biostratygraficzną. Występuje tu dość liczna, ale źle zachowana fauna trylobitów i ramienionogów. W najniższym dolnym kambrze sporadycznie pojawiają się pierścienice. Faunę dolnokambryjską w profilu Wyszków IG 1 opisała i oznaczyła Lendzion (1978b).

W spągu sukcesji dolnokambryjskiej, w szarozielonych mułowcach występują nieliczne pierścienice Yanishevskyites petropolitanus (Yanischevsky), wskazujące na obecność poziomu Platysolenites w ujęciu wspomnianej wyżej badaczki (Lendzion, 1972, 1978b; 1983 a, b) lub poziomu Platysolenites antiquissimus, którego nazwa została rozszerzona o nazwę gatunkową, najczęściej występującego w osadach kambru kratonu wschodnioeuropejskiego, gatunku *Platysolenites antiquissimus* przez Moczydłowską (1991). Procedura powyższa jest zgodna z wymogami dotyczącymi nazewnictwa poziomów biostratygraficznych (Alexandrowicz i in., 1975). Wspomniane wyżej osady reprezentują formację mazowiecką (Lendzion, 1983a, b; Moczydłowska, 1991; Pacześna, 2001).

Leżące wyżej w profilu dolnego kambru osady, na podstawie znalezionych w nich nielicznych przedstawicieli *Mobergella* sp. zostały zaliczone do wyróżnianego przez Lendzion poziomu *Mobergella* (Lendzion (1978b, 1983a, b). Wymienione osady wchodzą w skład formacji zawiszyńskiej (*op. cit.*). Występujący ponad nimi miąższy kompleks utworów piaskowcowo-mułowcowych został na podstawie występujących w nim licznych, ale bardzo źle zachowanych trylobitów (*Holmia* sp., *Schmidtiellus* sp. i przedstawicieli rodzaju *Olenellus*) oraz ramienionogów (*Westonia* sp., *Acrotreta* sp., *Lukatiella* sp., *Botsfordia* sp., *Lingulella* sp.), zaliczony do nierozdzielonego poziomu *Holmia* i *Protolenus* (Lendzion, 1978b).

W omówieniu stratygrafii osadów kambru profilu Wyszków IG 1, a także w rozdziale przedstawiającym profil litologiczno-stratygraficzny, zastosowano wydzielenia biostratygraficzne oraz ich nazewnictwo wprowadzone przez Moczydłowską (1981, 1991) dla wyższej części dolnego kambru lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego i obniżenia podlaskiego. W ujęciu wspomnianej autorki poziom Mobergella odpowiada ekwiwalentowi poziomu Schmidtiellus mickwitzi (por. fig. 11). Potwierdzają to zespoły akritarchów obecne w utworach zalegających ponad osadami poziomu Platysolenites antiquissimus (Moczydłowska, 1991) lub poziomu Platysolenites w ujęciu Lendzion (1978b), porównywalne z zespołami akritarchowymi, występującymi w wyróżnianym w południowej Skandynawii trylobitowym poziomie Schmidtiellus mickwitzi (Bergström, 1981; Ahlberg i in., 1986; Moczydłowska, Vidal, 1986). W zlokalizowanym w zachodniej części obniżenia podlaskiego, w niewielkiej odległości od otworu Wyszków IG 1, otworze Okuniew IG 1 stwierdzono zespół akritarch ściśle odpowiadający swoim stratygraficznym zasięgiem poziomowi Schmidtiellus mickwitzi (Moczydłowska, 1981). Wobec niskiego stopnia rozpoznania stratygraficznego zasięgu fauny Mobergella (np. Bergström, 1981) oraz ograniczonego geograficznego jej rozprzestrzenienia (brak fauny Mobergella w dolnym kambrze lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego), spowodowanego powiązaniem jej występowania z facjami (Bergström, 1981; Landing i in., 1980, Jaworowski, 1978), wydzielanie poziomu Mobergella w dolnokambryjskim basenie kratonu wschodnioeuropejskiego nie ma uzasadnienia stratygraficznego (Moczydłowska, 1991). W świetle wspomnianych faktów osady odnoszące się do poziomu Mobergella odpowiadają ekwiwalentowi poziomu Schmidtiellus mickwitzi (por. fig. 11).

Obecność ekwiwalentu poziomu *Schmidtiellus mickwitzi* w profilu Wyszków IG 1 potwierdzać może występowanie trylobita ?*Schmidtiellus* sp. na głębokości 2115,2 m (Lendzion, 1978b; Moczydłowska, 1991).

Chrono	ostratygrafia		a Biostratygrafia		afia		
eratem	system	oddział	poziomy faunistyczne (wg Lendzion, 1983b <sup>1</sup> ; Moczydłowskiej, 1991 <sup>2</sup> ; Pacześnej, 1996 <sup>3</sup> )		poziomy faunistyczne (wg Lendzion, 1983b <sup>1</sup> ; Moczydłowskiej, 1991 <sup>2</sup> ; Pacześnej, 1996 <sup>3</sup> )		poziomy akritarchowe (wg Moczydłowskiej, 1991)
						Protolenus <sup>1</sup>	Volkovia dentifera – Liepaina plana
¥			Holmia <sup>1</sup>	zespół Holmia kjerulfi <sup>2</sup>	Heliosphaeridium dissimilare – Skiagia ciliosa		
PALEOZOI	PALEOZOIH KAMBR dolny		Mobergella <sup>1</sup>	ekwiwalent poziomu S <i>midtiellus mickwitzi<sup>2</sup></i>	Skiagia ornata – Fimbriaglomerella membranacea		
				Platysolenites antiquissimus <sup>2,3</sup>	Asteridium tornatum – Comasphaeridium velvetum		

# Fig. 11. Zestawienie podziałów stratygraficznych stosowanych w dolnym kambrze profilu Wyszków IG 1

Stratigraphical divisions scheme applied in the Lower Cambrian of the Wyszków IG 1 section

Dwa nadległe poziomy *Holmia i Protolenus* w ujęciu Lendzion (1978b) odpowiadają odpowiednio poziomowi zespołu *Holmia kjerulfi* i *Protolenus* w ujęciu Moczydłowskiej (1991). Wynika to z korelacji zasięgów stratygraficznych występujących w ostatnich z wymienionych zespołach akritarchowych, z zasięgami fauny trylobitowej w ich odpowiednikach w południowej Skandynawii (Moczydłowska, Vidal, 1986; Moczydłowska, 1980, 1991).

# Kambr środkowy

Utwory kambru środkowego według próbek rdzeniowych obejmują interwał na głębokości od 1854,5 do 1959,4 m, osiągając miąższość 104,9 m. Utwory kambru środkowego występują pod osadami permu.

Osady kambru środkowego tworzą bardzo charakterystyczny kompleks litologiczny. Są to głównie jasnobrunatne i kremowe piaskowce drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, z brunatnoczerwonymi, drobnymi plamkami związków żelaza, miejscami przewarstwiające się z brunatnozielonym iłowcem. Piaskowce drobnoziarniste są bardzo słabozwięzłe, miejscami rozsypują się. W spągowej części sukcesji środkowokambryjskiej, w szarozielonym piaskowcu drobnoziarnistym występuje liczny glaukonit. Znacznie mniejszy udział w spektrum litologicznym środkowego kambru mają brunatne mułowce, gęsto laminowane szarobrunatnym piaskowcem drobnoziarnistym, z nielicznymi, drobnymi konkrecjami pirytu o nieregularnym kształcie.

Ichnofauna jest dość liczna i wykazuje ścisły związek z rodzajem osadów, w których występuje. W drobnoziarnistych piaskowcach występują jamki mieszkalne filtratorów *Skolithos linearis* Haldemann, *Diplocraterion parallelum* Torell i *Monocraterion tentaculatum* Torell. W iłowcach i mułowcach liczniejsze są jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Teichichnus rectus* Seilacher (Pacześna, 2001). Ostatnie z wymienionych wyżej skamieniałości śladowych są związane głównie z interwałami występowania przewarstwień piaskowca, mułowca i iłowca.

Osady środkowego kambru w otworze Wyszków IG 1 nie posiadają dokumentacji biostratygraficznej. Na prawdopodobną obecność najniższego poziomu biostratygraficznego środkowego kambru w omawianym profilu, może wskazywać korelacja z sąsiednimi otworami Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1 i Łochów IG 2 (Lendzion, 1978a, b). W wymienionych wyżej otworach, pod utworami ordowiku występują piaskowce drobnoziarniste charakterystycznie brunatno i kremowo zabarwione związkami żelaza, z fauną trylobitów (między innymi Ellipsocephalus polytomus Linnarsson, Strenuella (Comluella) samsonowiczi Orłowski), identycznie, litologicznie wykształcone jak w profilu Wyszków IG 1. Wskazują one na poziom Acadoparadoxides oelandicus (Lendzion, 1978a, b; 1983a, b). Piaskowcowo-iłowcowe osady środkowego kambru reprezentują formację kostrzyńska (Lendzion, 1983a, b).

# Nowy, chronostratygraficzny podział systemu kambryjskiego

Ze względu na niekorelatywność tradycyjnego, trójdzielnego podziału systemu kambryjskiego w skali globalnej, Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (ISCS) zaproponowała, a Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (ICS) (2007) ratyfikowała nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego. Wyróżnione w nim cztery oddziały i dziesięć pięter kambru nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi. Dla każdego z pięter podano wiek geochronologiczny ich dolnych i górnych granic. Nowe wydzielenia geochronologiczne w systemie kambryjskim nie mają jeszcze statusu formalnych jednostek stratygraficznych i oczekują na ratyfikacje ich definicji przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (stan na październik 2007 r.) (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Międzynarodowa..., 2007). Wydzielanie nowych jednostek chronostratygraficznych kambru jest oparte na odmiennych zasadach biostratygraficznych, głównie na innej faunie trylobitowej. Nowy podział chronostratygraficzny kambru zastosowano na profilu litologiczno-stratygraficznym otworu Wyszków IG 1 (por. fig. 3 i 12).

System	Tradycyjne wydzielenia Geyer i Shergold, 2000; Geyer, 2005; Lendzion, 1983a, b	Gradstein i in., 2004	Międzynarodowa I Stratygrafii K. (ISCS) (Babcock i in. Międzynarodowa	Podkomisja ambru , 2005; a, 2007)
			oddział	piętro
		furong	furance	piętro 10
	kambr górny	(oddział)	Turong	paib
				piętro 7
			oddział 3	drum
	kambr środkowy	kambr środkowy		piętro 5
۲ ۲				piętro 4
A B R			oddział 2	piętro 3
KAN	kambr dolny	kambr dolny	terreneuv	piętro 2
				piętro 1

## Fig. 12. Korelacja tradycyjnych i aktualnie proponowanych chronostratygraficznych wydzieleń systemu kambryjskiego

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

# Jolanta PACZEŚNA

# FACJALNE WYKSZTAŁCENIE OSADÓW KAMBRU DOLNEGO I ŚRODKOWEGO

# Wstęp

Otwór Wyszków IG 1 jest zlokalizowany w zachodniej części podlaskiej strefy lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego. Wspomniany basen należy do systemu późnoneoproterozoiczno-wczesnopaleozoicznych basenów sedymentacyjnych, rozciągających się wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki. W późnym neoproterozoiku był to aktywny ryft, który stopniowo przechodził w kambryjsko-ordowicki basen poryftowy (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, Poprawa, 2005). Osady dolnego i środkowego kambru w profilu Wyszków IG 1 reprezentują poryftową fazę ewolucji basenu lubelsko-podlaskiego. Zarówno w profilu Wyszków IG 1, jak i w sąsiednich otworach wiertniczych Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1, Łochów IG 2, Okuniew IG 1 i Wrotnów IG 1 nie występują osady fazy synryftowej (Pacześna, 2006). Osady ediakaru nie zostały stwierdzone w zachodniej części podlaskiej strefy basenu lubelsko-podlaskiego (Lendzion, 1983a, b; Pacześna, 2006).

W zachodniej części strefy podlaskiej na paleoproterozoicznym podłożu krystalicznym (np. Ryka, 1984; Bogdanova i in., 1997) zalega niezmetamorfizowana sukcesja osadowa, rozpoczynająca się utworami terygenicznymi, należącymi do dolnego kambru. Ku górze przechodzi ona w sukcesję środkowokambryjskich silikoklastyków.

Odcinek profilu Wyszków IG 1 w zakresie od dolnego do środkowego kambru reprezentuje osady klastyczne formacji mazowieckiej, nierozdzielonej formacji kaplonoskiej i radzyńskiej oraz formacji kostrzyńskiej (Lendzion, 1983a, b; Moczydłowska, 1991; Pacześna, 2001, 2006).

#### Metodyka badań

Podstawą wszystkich prac interpretacyjnych w zakresie analizy facjalnej klastycznych osadów kambru było wykonanie szczegółowych profilowań sedymentologicznych i ichnofacjalnych sukcesji dolnokambryjskiej i środkowokambryjskiej. Szczegółowe badania sedymentologiczne i ichnofacjalne objęły swoim zakresem dolnokambryjskie formacje: mazowiecką, zawiszyńską oraz kaplonoską i radzyńską. W środkowym kambrze podobnej analizie poddana została formacja kostrzyńska.

Otwór wiertniczy Wyszków IG 1 charakteryzuje się bardzo wysokim uzyskiem próbek rdzeniowych w środkowokambryjskiej części profilu, zbliżającym się do 100%. Niestety, bardzo słabozwięzłe piaskowce drobnoziarniste, które stanowią większą część próbek rdzeniowych z tego odcinka profilu, reprezentuje obecnie frakcję drobnoziarnistego piasku. Fakt ten znacznie utrudnił przeprowadzenie szczegółowych profilowań sedymentologiczno-ichnofacjalnych. Analiza facjalna była możliwa tylko we fragmentach rdzeni, które nie uległy całkowitemu rozsypaniu.

Odcinek profilu reprezentujący część dolnokambryjską był rdzeniowany tylko w około 50%. Fakt ten również utrudnił jednoznaczną interpretację środowisk depozycji w tej części sukcesji kambryjskiej. Pomimo wymienionych utrudnień sporządzono roboczy, graficzny profil facjalny w skali 1:100 i 1:200, na którym prowadzono działania badawcze zarówno sedymentologiczne, jak i ichnologiczne. Niektóre, szczególnie istotne dla interpretacji środowisk sedymentacji odcinki sekwencji kambryjskiej były profilowane w skali 1:10 i 1:20. Zakres badań sedymentologicznych obejmował przede wszystkim wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na wyżej wymienionym, szczegółowym profilu. W tekście niniejszego artykułu przedstawiono opis facji (tab. 12) i asocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji.

W oznaczaniu facji i opisie asocjacji facjalnych kierowano się klasyczną definicją Gressly'ego, która określa ją jako zespół cech skały osadowej, pozwalający wnioskować o warunkach tworzenia się skały i umożliwia rozpoznanie procesów depozycyjnych oraz środowiska sedymentacji zarówno w aspekcie litologicznym, reprezentowanym przez litofacje, jak i organicznym, reprezentowanym przez biofacje. W niniejszym artykule biofacjalne aspekty reprezentują skamieniałości śladowe (fig. 13, 14).

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (2000) oraz wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (patrz tab. 12). W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998), ze względu na jej klarowność i spójność.

## Charakterystyka systemów depozycyjnych

System depozycyjny określany jest jako trójwymiarowy zespół litofacji powiązanych genetycznie procesami depozycji i środowiskami sedymentacji (np. Porębski, 1996; Miall, 2000). Nadrzędną jednostką systemu depozycyjnego, która w sposób ogólny definiuje i opisuje charakter procesów sedymentacyjnych, jest nadsystem depozycyjny.

Definicja systemu depozycyjnego 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 w relacjach zespoły organizmów–procesy depozycyjne–środowiska sedymentacji (Pacześna, 2001). Bioaspekty analizy facjalnej reprezentują skamieniałości śladowe, będące narzędziem analizy ichnofacjalnej.

Wyróżnione w analizowanym profilu systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych determinujących ich oznaczenie oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. Nazwę sys-

# Facje wyróżnione w utworach dolnego i środkowego kambru w profilu Wyszków IG 1

Facies distinguished in lower and middle Cambrian deposits in Wyszków IG 1 section

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne, wskaźnik bioturbizacji BI	Skamieniałości śladowe
Sc	Piaskowce gruboziarniste, masywne. Tworzą warstwy o miąższości od 0,10 do 0,20 m.	brak
Sfc	Piaskowce różnoziarniste, szare, z pojedynczymi ziarnami skaleni o różowej barwie i rozmia- rach dochodzących do 0,4 cm.	brak
Sfx	Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane przekątnie w dużej skali, o nierozpoznawalnym w rdzeniu rodzaju warstwowania, zawierające liczne ziarna różowych skaleni.	brak
Sm(A)	Piaskowce drobnoziarniste masywne, przewarstwiające się z bardzo cienkim warstewkami mułowca. Całkowicie zhomogenizowane ichnologicznie. BI-(6). Liczny glaukonit.	Planolites montanus P. beverleyensis Planolites isp. Teichichnus rectus Teichichnus isp.
Sm(B)	Piaskowce drobnoziarniste masywne. Liczny glaukonit.	brak
Sfp	Piaskowce drobnoziarniste warstwowane niskokątowo przekątnie, zabarwione na brunatno lub pstre.	brak
SI	Piaskowce drobno- i gruboziarniste niskokątowo warstwowane planarnie. BI-(3).	Monocraterion isp. Planolites montanus P. beverleyensis
Sh	Piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym. Liczny glaukonit. BI-(4).	Skolithos isp. Monocraterion isp. Diplocraterion isp.
Sp	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod wysokim kątem (25–40°). BI-(1–3).	Monocraterion isp. Skolithos isp. Diplocraterion isp.
Sf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą.	brak
Sx	Piaskowce drobno- i gruboziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu. Typ war- stwowania nierozpoznawalny w rdzeniu. Bardzo liczny glaukonit. BI-(2–4).	Planolites montanus P. beverleyensis Monocraterion tentaculatum Teichichnus rectus Trichophycus pedum
Нс	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. W laminach piaskowca laminacja smużysta, rzadziej soczewkowa lub pozioma. BI-(2–6).	Diplocraterion isp. Skolithos linearis Trichophycus isp. Planolites beverleyensis P. montanus Gordia isp. Teichichnus rectus Teichichnus isp.
Mm	Mułowce ciemnoszare, pstre lub wiśniowe, masywne, z licznymi łyszczykami.	brak
Cm	Howce ciemnoszare lub czarne, masywne.	brak
Ci(A)	Howce wiśniowe i szare, z rzadkimi warstewkami piaskowca drobnoziarnistego o miąższości od 5,0 do 10,0 cm.	brak



Fig. 13. A: 1 – Monocraterion isp., 2 – Planolites montanus Richter, 3 – Diplocraterion paralellum Torell w heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, głęb. 2215,0 m, facjalna asocjacja górnego przybrzeża; B: 1, 2 – Diplocraterion paralellum Torell w zhomogenizowanym ichnologicznie heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, głęb. 2210,7 m, facjalna asocjacja górnego przybrzeża; C: 1 – Planolites montanus Richter, 2 – Planolites beverleyensis (Billings), głęb. 2319,0 m, facjalna asocjacja plaży zewnętrznej; D – Teichichnus rectus Seilacher, głęb. 2241,0 m, facjalna asocjacja proksymalnego górnego odbrzeża; E: 1 – Planolites montanus Richter, 2 – Teichichnus rectus Seilacher w heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, głęb. 1974,8 m, facjalna asocjacja dolnego przybrzeża

A: 1 – Monocraterion isp., 2 – Planolites montanus Richter, 3 – Diplocraterion paralellum Torell in the sandstone-mudstone heterolith, depth 2215.0 m, upper shoreface facies association; **B**: 1, 2 – Diplocraterion paralellum Torell, in the ichnologically homogenized sandstone-mudstone heterolith, depth 2210.7 m, upper shoreface facies association; **C**: 1 – Planolites montanus Richter, 2 – Planolites beverleyensis (Billings), depth 2319.0 m, foreshore facies association; **D** – Teichichnus rectus Seilacher, depth 2241.0 m, proximal upper offshore facies association; **E**: 1 – Planolites montanus Richter, 2 – Teichichnus rectus Seilacher, in the sandstone-mudstone heterolith, depth 1974.8 m, lower shoreface facies association



Fig. 14. A – *Diplocraterion paralellum* Torell w zhomogenizowanym ichnologicznie heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, głęb. 2210,7 m, facjalna asocjacja górnego przybrzeża; B: 1 – powierzchnia erozyjna w drobnoziarnistym piaskowcu, 2 – *Diplocraterion paralellum* Torell, głęb. 2210,0 m, facjalna asocjacja górnego przybrzeża; C – *Diplocraterion paralellum* Torell w drobnoziarnistym piaskowcu, głęb. 2209,0 m, facjalna asocjacja górnego przybrzeża; D: 1 – zhomogenizowany ichnologicznie heterolit piaskowcowo-mułowcowy, 2 – powierzchnia erozyjna w drobnoziarnistym piaskowcu, 3 – *Monocraterion* isp., 4 – warstwowanie poziome, 5 – *Monocraterion tentaculatum* Torell, 6 – klasty mułowca, głęb. 2201,2 m, facjalna asocjacja górnego przybrzeza

A – Diplocraterion paralellum Torell in the ichnologically homogenized sandstone-mudstone heterolith, depth 2210.7 m, upper shoreface facies association; B: 1 – erosion surface in the fine-grained sandstone, 2 – Diplocraterion paralellum Torell, depth 2210.0 m, upper shoreface facies association; C – Diplocraterion paralellum Torell in the fine-grained sandstone, depth 2209.0 m, upper shoreface facies association; D: 1 – ichnologically homogenized sandstone-mudstone heterolith, 2 – erosion surface in the fine-grained sandstone, 3 – Monocraterion isp., 4 – horizontal bedding, 5 – Monocraterion tentaculatum Torell, 6 – mudstone clasts, depth 2201.2 m, upper shoreface facies association

temów ustalono na podstawie dominującego w nich środowiska lub zespołu środowisk sedymentacji. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe oraz struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne.

W silikoklastycznej sekwencji kambru wyróżniono nadsystem płytkiego, otwartego zbiornika morskiego, wyznaczając w nim trzy systemy depozycyjne: plaży, przybrzeża i odbrzeża. Zasięgi wymienionych systemów depozycyjnych przyjęto według MacEacherna i Pembertona (1992).

PL – plaży rozciągający się między średnią niską a średnią wysoką wodą

P – przybrzeża, rozciągającego się między średnią niską wodą a minimalną, normalną podstawą falowania

O – odbrzeża, obejmującego strefę, rozciągającą się między minimalną (normalną) podstawą falowania a maksymalną, sztormową podstawą falowania.

### System depozycyjny plaży (PL)

#### Asocjacja facjalna plaży zewnętrznej (PZ)

Opis. Asocjację facjalną plaży zewnętrznej – PZ tworzą facje Sl, Sh, Sp, Sx, Sfc, Sm(A). Jest to zestaw facji charakterystyczny dla kopalnych i współczesnych osadów plażowych (np. Frey, Howard, 1988). Piaskowce gruboziarniste i rzadziej drobnoziarniste facji Sp i Sx są dobrze i bardzo dobrze wysortowane. Genezę planarnego warstwowania przekątnego w piaskowcach facji Sl można wiązać ze strefą zmywu. Miąższość pojedynczych zestawów osiąga od 20,0 do 30,0 cm. Facja Sl jest charakterystyczna dla dolnej części odcinka reprezentującego w profilach asocjację plaży zewnętrznej. Wyżej w profilu występuje planarne, dużokątowe warstwowanie przekątne w piaskowcach facji Sp, uformowane podczas progradacji plaż w okresach spokojnej pogody. Stanowi ono zapis migracji dużych grzbietów piaszczystych wzdłuż brzegu. W czasie sztormów warstwowanie to ulegało zniszczeniu. Obok wspomnianego wcześniej warstwowania przekątnego, pojawiają się również interwały z masywnymi piaskowcami facji Sm(B). W górnych częściach sekwencji plażowej występuje warstwowanie poziome w piaskowcach facji Sh. Jest ono podkreślone licznie występującymi ziarnami glaukonitu. Skamieniałości śladowe są bardzo rzadkio spotykane. Jedynie występują tu nieliczne kanały Planolites montanus Richter i Planolites isp. w cienkich warstewkach mułowca.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W profilu dolnego kambru Wyszków IG 1 stopniowo zwiększa się udziału frakcji drobniejszej osadu ku stropowi, co jest związane ze stopniowym spadkiem energii środowiska. Podobny trend występuje wśród struktur sedymentacyjnych, które tworzą charakterystyczną sekwencję pionową od bardzo wysokoenergetycznych (facja SI, Sh) do niskoenergetycznych (facja Sp, Mm). Wysoka energia środowiska przesądziła o niskiej frekwencji skamieniałości śladowych. Środowiska plaży zewnętrznej mogły zamieszkiwać organizmy wykazujące się wyjątkową adaptacją do zmieniających się często warunków środowiskowych. Najczęściej są to filtratory z zawiesiny, żyjące w pionowych, stabilnych jamkach. Trwałość tych struktur jest uwarunkowana możliwościami kohezyjnymi osadu. Występujące na plażach basenu podlaskiego piaskowce gruboziarniste cechował niski stopień kohezji. Fakt ten przesądził o negatywności ichnologicznej tego odcinka profilu. Nieliczne fodinichnia osadożerców występują w mułowcach, które osadziły się najprawdopodobniej w efemerycznych rozlewiskach lub płyciznach na obszarze plaży zewnętrznej.

# System depozycyjny przybrzeża (P)

## Asocjacja facjalna górnego przybrzeża (PG)

<u>Opis.</u> W skład asocjacji facjalnej PG wchodzą następujące głównie facje: Sl, Sp, Sx, Sh. Facje mułowcowe występują rzadko i reprezentują je facje Mi(A) i Mm. Frekwencja skamieniałości śladowych jest niska. Są to głównie domichnia filtratorów *Monocraterion* isp. W rzadko spotykanych, cienkich wkładkach mułowcowych facji Mi(A) występują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* Seilacher.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Górne przybrzeże (shoreface) obejmuje obszar otwartego wybrzeża, rozciągającego się od linii wyznaczającej zasięg najniższej wody do minimalnej podstawy falowania przy spokojnej, niesztormowej pogodzie. Asocjacja facjalna górnego przybrzeża w omawianym profilu charakteryzuje się dominacją interwałów z małokątowym przekątnym warstwowaniem planarnym, przewarstwiającym się z interwałami z dużokątowym przekątnym warstwowaniem planarnym (Raychaudhuri i in., 1992). Jest to zapis migracji wielokierunkowych, sinusoidalnych megariplemarków (MacEachern, Pemberton, 1992; Pemberton i in., 1992). Wynikająca z procesu migracji struktur dna, duża mobilność osadu w strefie górnego przybrzeża, uniemożliwiała zasiedlenie piaszczystych osadów przez infaunę filtratorów, która zamieszkiwała pionowe lub ukośnie posadowione jamki. Z drugiej strony, mała zawartość substancji organicznej, powodująca zubożenie zasobów pokarmowych w tak wysokoenergetycznym środowisku, skutecznie eliminowała z siedliska osadożerców, bytujących wewnątrz osadu w poziomych kanałach żerowiskowych (Pacześna, 1996). Wybitnie stresogenne warunki życia twórców śladów, zdeterminowały ubóstwo spektrum ichnologicznego asocjacji facjalnej górnego przybrzeża.

W obrębie asocjacji górnego przybrzeża, w analizowanej sekwencji wyróżniono dwie subasocjacje facjalne. Pierwszą z nich jest subasocjacja proksymalnego górnego przybrzeża (PGP). Subasocjacja PGP cechuje się obecnością piaskowców grubo- i drobnoziarnistych wykształconych w facji Sl i Sx. Facja Sp występuje podrzędnie. Bardzo charakterystyczny jest dla subasocjacji proksymalnego górnego przybrzeża brak skamieniałości śladowych. Jest on spowodowany niesprzyjającymi dla zachowania się jamek mieszkalnych warunkami środowiskowymi, do których należała przede wszystkim wysoka energia środowiska oraz niskie właściwości kohezyjne gruboziarnistych osadów PGP. Drugą subasocjacją górnego przybrzeża jest dystalne górne przybrzeże (DGP). Zaczyna się ono powyżej minimalnej podstawy falowania. Jest to obszar z dominacją warunków wysokiej energii środowiska. Wśród struktur sedymentacyjnych dominuje facja Sf. Najrzadziej spotykana jest facja Sp. Wśród facji mułowcowych najczęściej występuje facja Mi(A) i Mm. Skamieniałości śladowe są liczne i stanowią ichnotaksonomicznie zróżnicowany zespół. Dominują w nim fodinichnia osadożerców *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings). Domichnia filtratorów reprezentują liczne jamki *Monocraterion* isp.

#### Asocjacja facjalna dolnego przybrzeża (DP)

<u>Opis.</u> W odcinkach profili odpowiadających asocjacji facjalnej dolnego przybrzeża dominują piaskowcowe facje Sm(B) oraz mułowcowa facja Mm, niekiedy z przeławiceniami piaskowców drobnoziarnistych facji Sf. Wśród skamieniałości śladowych występują fodinichnia osadożerców *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Trichophycus pedum* (Seilacher). Wskaźnik bioturbizacji osadu (BI) osiąga wartości od 3 do 6. W analizowanym profilu jest reprezentowana tylko jedna subasocjacja dolnego przybrzeża. Jest to proksymalne dolne przybrzeże (PDP).

Interpretacja środowiska sedymentacji. Asocjacja facjalna dolnego przybrzeża jest asocjacją przejściową między wysokoenergetyczną asocjacją przybrzeża i niskoenergetyczną asocjacją odbrzeża. Z tego względu występują w niej zarówno facje wysokoenergetyczne, do których należy facja Sm, jak i facja niskoenergetyczne Mm. Wysoki wskaźnik bioturbizacji wskazuje na sprzyjające warunki dla egzystencji osadożerców, którzy byli związani z facją niskoenergetyczną Mm.

## System depozycyjny odbrzeża (O)

#### Asocjacja facjalna górnego odbrzeża (GO)

<u>Opis.</u> Cechą typową dla asocjacji facjalnej górnego odbrzeża jest dominacja facji Mm, Mi(A) oraz dość częste występowanie facji Sr i Sf. Inną swoistą cechą asocjacji facjalnej GO jest występowanie urozmaiconego ichnotaksonomicznie i etologicznie zespołu skamieniałości śladowych. Dominują tutaj jamki żerowiskowo-mieszkalne, mniej częste są jamki mieszkalne – domichnia.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Rzadkość występowania jamek mieszkalnych filtratorów w środowiskach odbrzeża w stosunku do stref przybrzeża, wskazuje na pogłębienie się środowisk sedymentacji i znacznie niższą ich energię. Przewaga fodinichnia osadożerców w niskoenergetycznych środowiskach górnego odbrzeża potwierdza pogląd, że zwiększona zawartość zasobów pokarmowych w osadzie, przy jednoczesnym dobrym natlenieniu zbiornika, powodowała wzrost aktywności osadożerców (Beynon, Pemberton, 1992). Wskutek ich działalności wskaźnik bioturbizacji w asocjacji GO osiągnął wartości 3–6.

W skład asocjacji górnego odbrzeża wchodzą dwie subasocjacje facjalne.

Płytszą subasocjacją jest proksymalne górne odbrzeże (PGO) z charakterystyczną dominacją facji Sr i Hc. Rzadziej występuje facja Mi(A). Zupełnie podrzędnie pojawia się facja Sp. Wśród skamieniałości śladowych większość stanowią fodinichnia osadożerców, do których należą przede wszystkim *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Treptichnus bifurcus* Miller. Frekwencja jamek mieszkalnych filtratorów jest niewielka. Wśród domichnia licznie występują jamki *Skolithos linearis* Handelmann oraz *Monocraterion* isp. Są one głównie związane z facją Sr i Hc.

Subasocjacja dystalnego górnego odbrzeża (DGO) jest reprezentowana przez facje piaskowcowe Sr, Hc, Mm, Mi(A). Skamieniałości śladowe są częste tylko w facji Hc. Wskaźnik bioturbizacji osiąga tu wartość (6). W przewadze ilościowej w grubolaminowanych heterolitach Hc występują głównie kanały osadożerców *Planolites* i *Teichichnus*, wskazując na powolną sedymentację mułu z zawiesiny, sprzyjającą dużej koncentracji substancji odżywczych w osadzie i jego wystarczające natlenienie (Fillion, Pickerill, 1990; Zonneveld i in., 2001).

W subasocjacji DGO nie stwierdzono występowania jamek filtratorów (domichnia). Przyczyną absencji domichnia był fakt preferowania przez ich twórców wyżej energetycznych siedlisk, które mogłyby zapewnić im większą dostępność zasobów pokarmowych, znajdujących się w zawiesinie wodnej.

#### Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA

# PETROGRAFIA KAMBRU ŚRODKOWEGO

Utwory kambru środkowego występują na głębokości 1959,4–1854,5 m. Wykształcone są w postaci monotonnej serii osadów klastycznych, reprezentowanych przez jasnobrunatne, czasem jasnoszare, piaskowce z nieregularnymi, cienkimi wkładkami ciemnobrunatnych, niekiedy czerwonobrunatnych, iłowców. W skałach widoczne sa bioturbacje.

Pod mikroskopem piaskowce wykazują strukturę bezładną oraz drobno- i bardzo drobnoziarnistą teksturę. Zgodnie z klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972) niemal wszystkie piaskowce zaliczono do arenitów kwarcowych, tylko w jednym przypadku do wak kwarcowych. Odnotowano obecność pyłowców ilastych. Uziarnienie piaskowców określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego ( $d_{max}$ ) i najczęstszego ( $d_{mf}$ ) ziarna kwarcu (tab. 13). Wzajemny stosunek obu wielkości ( $d_{max}/d_{mf}$ ) świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego.

Piaskowce charakteryzują się wysokim stopniem dojrzałości mineralogicznej i teksturalnej. Są to czyste piaskowce z minimalną ilością pelitu ilastego (tab. 13). Materiał okruchowy jest bardzo dobrze obtoczony i, na ogół, dobrze wysortowany. W części próbek stwierdzono obecność inwersji teksturalnej typu drugiego (*sensu* Folk, 1968) wyrażającej się słabym wysortowaniem ziaren przy jednoczesnym dobrym obtoczeniu, co wskazuje na wysoką energię wód w zbiorniku

Uziarnienie oraz skład mineralny skał kambru środkowego Grain size and mineral composition of Middle Cambrian rocks

əuul	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
уктисћу ѕкај	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	+	0,0	0,3	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Siarczany	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,3	0,0
Weglany	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	0,0	0,0	4,0	4,7	+
Uwodnione tlenki želaza	0,0	1,3	0,0	0,0	0,7	0,7	0,0	0,7	0,7	0,3	0,7	0,0	0,0	0,7	5,3	3,3	1,3	6,0	8,7
Minerały ilaste	2,3	1,4	2,0	0,7	1,0	1,0	0,3	1,0	1,3	0,7	0,7	28,0	39,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0	0,3
Glaukonit	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
Міпетаłу аксезогусzne	0,6	1,3	0,3	0,7	0,7	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	0,7	2,0	6,0	0,7	0,7	0,7	1,0	0,7	2,7
tyyzozsył	+	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	1,3	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Skalenie	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Kwarc	97,1	95,7	97,7	98,6	97,3	98,0	99,4	98,0	97,7	98,4	98,0	67,4	50,0	90,6	93,0	95,0	92,7	80,3	87,3
<sup>7mb</sup> / <sub>xem</sub> b	5,4	3,1	6,0	3,6	2,5	3,1	3,7	2,8	3,5	3,8	4,5	3,2	10,0	4,8	2,5	5,0	4,3	2,8	3,0
Vajczęstsze ziarno kwarcu [mm] – d <sub>mf</sub>	0,20	0,13	0,10	0,11	0,12	0,13	0,15	0,17	0,13	0,12	0,13	0,11	0,05	0,12	0,15	0,12	0,12	0,10	0,10
Maksymalne ziarno kwarcu [mm] – d <sub>max</sub>	1,08	0,40	0,60	0,40	0,30	0,40	0,55	0,48	0,45	0,45	0,58	0,35	0,50	0,58	0,38	0,60	0,52	0,28	0,30
Kodzaj skały	ar.kw.dr.	ar.kw.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.dr.	ar.kw.dr.	ar.kw.dr.	ar.kw.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.dr.	wa.kw.b.dr.	pyłowiec ilasty	ar.kw.b.dr.	ar.kw.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.b.dr.	ar.kw.b.dr.
Numer próbki	1	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	22	23
[т] э̀гоя́одэ́Ю	1854,6	1863,3	1867,8	1872,5	1877,4	1882,0	1891,7	1896,4	1901,3	1906,2	1911,0	1916,7	1917,3	1922,4	1932,2	1936,9	1942,0	1949,1	1953,3
Stratygrafia							s n.	ə į p u	פןש	0 8 2	pixe	o p v .	u v d						

sedymentacyjnym. Wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d<sub>mf</sub>) w badanych płytkach cienkich jest minimalnie zróżnicowana: 0,10–0,20 mm (średnio 0,13 mm), a maksymalnego (d<sub>max</sub>) waha się od 0,28 do 1,08 mm (średnio 0,48 mm). Wzajemny stosunek obu wielkości jest zróżnicowany i wskazuje na słaby stopień wysortowania w kilku próbkach. Średnia wartość d<sub>max</sub>/d<sub>mf</sub> = 3,8.

Dominującym składnikiem piaskowców jest kwarc – pozostałe minerały występują w minimalnych, często śladowych ilościach (tab. 13). Zawartość kwarcu dochodzi do 99,4% obj. (średnio 93,4% obj.). W piaskowcach brak skaleni, ich śladowe ilości odnotowano jedynie w pyłowcu ilastym. Sporadycznie pojawiają się łyszczyki, fragmenty czertów, minerały akcesoryczne. W wyseparowanej frakcji ciężkiej dominują minerały odporne na wietrzenie i transport: cyrkon, turmalin, rutyl. W grupie minerałów nieprzezroczystych obok pirytu odnotowano dużo uwodnionych tlenków żelaza. W płytkach cienkich zwraca uwagę częsta obecność substancji żelazistej nadającej skałom brunatne zabarwienie. Niekiedy żelazisty pigment tworzy drobne plamki w piaskowcach. Częściowo jest to wynik przeobrażenia pirytu oraz występowania pigmentu żelazistego w obrębie drobnych skupień węglanów.

Glaukonit występuje tylko w piaskowcu z przyspągowej części kambru środkowego (głęb. 1953,3 m). W skale tej piryt, który obecnie przeobrażony jest w uwodnione tlenki żelaza, tworzył bardzo liczne (8,7% obj.) poikilitowe formy lub pojedyncze automorficzne kryształy towarzyszące skupieniom glaukonitu (fig. 15A).

Piaskowce scementowane są autigenicznym kwarcem tworzącym regeneracyjne obwódki wokół ziaren (fig. 15B). Mają one różną grubość, na ogół są cienkie i tylko niekiedy bywają bardzo dobrze wykształcone tworząc płaskie ściany ograniczające przestrzenie międzyziarnowe. Część porów jest pusta, a część wypełniona grubokrystalicznym, autigenicz-



Fig. 15. A – arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty; widoczny bladozielony glaukonit i automorficzne kryształy pirytu przeobrażone w uwodnione tlenki żelaza; kambr środkowy, głęb. 1953,3 m (PL, bez analizatora); B – arenit kwarcowy drobnoziarnisty spojony regeneracyjnym cementem kwarcowym; kambr środkowy, głęb. 1882,0 m (PL, nikole ×); C – arenit kwarcowy drobnoziarnisty; widoczny kaolinit wypełniający pory (K); kambr środkowy, głęb. 1854,6 m (PL, nikole ×); D – arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty z cementem anhydrytowym; kambr środkowy, głęb. 1949,1 m (PL, nikole ×)

A – very fine-grained quartz arenite; pale green glauconite and authomorphic pyrite crystals altered into iron hydroxides; middle Cambrian, depth 1953.3 m (plane polarized light);
B – fine-grained quartz arenite with regeneration quartz cement; middle Cambrian, depth 1882.0 m (crossed polars);
C – fine-grained quartz arenite; visible kaolinite (K) filling pores; middle Cambrian, depth 1854.6 m (crossed polars);
D – very fine-grained quartz arenite with anhydrite cement; middle Cambrian, depth 1949.1 m (crossed polars)

nym kaolinitem (fig. 15C). Minerał ten znacznie częściej występuje w górnej i środkowej części profilu niż w dolnej. Na głębokości 1917,3 m, w pyłowcu ilastym, odnotowano obecność pseudomorfoz kaolinitowych, o wyraźnych konturach, lecz trudno stwierdzić czy powstały one w miejsce skaleni czy innych ziaren. Piaskowce tworzyły się w środowisku o wysokiej energii wód, co spowodowało niemal całkowite usunięcie pierwotnego pelitu ilastego i powstanie czystych piaskowców kwarcowych. Spoiwo ilaste typu protomatrix (*sensu* Dickinson, 1970) występuje w ilościach rzędu 1–2% obj. i tylko w jednej próbce, w wace kwarcowej, jego zawartość sięga 28,0% obj.

Cement węglanowy (dolomit/ankeryt) obecny jest w dolnej części kambru środkowego w ilościach nieprzekraczających 5% obj. skały (tab. 13). W jednej próbce (głęb. 1949,1 m) stwierdzono znaczny udział anhydrytu (8,3% obj.) pełniącego rolę dominującego cementu w tym piaskowcu (fig. 15D).

Osady kambru środkowego nie podlegały silnej diagenezie z uwagi na niewielką głębokość pogrzebania. Proces cementacji kwarcowej, choć powszechny, to nie był intensywny. Utworzyły się na ogół cienkie obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu, które pozostawiły sieć pustych porów. W okresie późniejszym, gdy uległy zerodowaniu młodsze osady aż po czerwony spągowiec, powstały dogodne warunki do penetracji osadów kambru środkowego przez wody meteoryczne. W tym czasie, w warunkach płytkiej diagenezy, wolne przestrzenie porowe wypełniły się grubokrystalicznym kaolinitem i niekiedy anhydrytem, którego pochodzenie można łączyć z nadległymi utworami cechsztyńskimi. W tych warunkach doszło do procesów utleniania, które doprowadziły do wydzielenia się brązowego pigmentu żelazistego w obrębie cementu węglanowego oraz przeobrażenia pirytu w uwodnione tlenki żelaza.

Ryszard WAGNER

# PERM

### STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Stratygrafia

1758,0–1783,5 m (25,5 m)	stropowa seria terygeniczna (PZt)
1783,5–1796,0 m (13,5 m)	PZ3
1783,5–1795,0 m (12,5 m)	dolomit płytowy (Ca3)
1795,0–1796,0 m (1,0 m)	szary ił solny (T3)
1796,0–1823,5 m (27,5 m)	PZ2
1796,0–1823,5 m (27,5 m)	dolomit główny (Ca2)
1823,5–1854,5 m (31,0 m)	PZ1
1823,5–1830,0 m (6,5 m)	recesywna seria terygeniczna (T1r)
1830,0–1854,5 m (24,5 m)	wapień cechsztyński (Ca1)

Osady cechsztynu, rozpoznane w profilu otworu wiertniczego Wyszków IG 1 utworzyły się w zatoce podlaskiej, w jej północno-zachodniej części. Jest to typowy profil dla przybrzeżnej części basenu cechsztyńskiego na obszarze platformy prekambryjskiej. Cyklotemy cechsztyńskie, węglanowo-ewaporatowe, są tu zredukowane stratygraficznie i miąższościowo, charakteryzują się przewagą osadów węglanowych z udziałem serii terygenicznych (Wagner, 1994).

W profilu osadów cechsztynu z otworu Wyszków IG 1 występują prawie wyłącznie osady węglanowe z udziałem osadów terygenicznych. Utrudnia to interpretację stratygrafii, zwłaszcza w górnej części profilu i czyni ją niepewną.

Cyklotem PZ1 jest zredukowany do poziomu wapienia cechsztyńskiego. Brak jest łupka miedzionośnego i skały węglanowe leżą bezpośrednio na piaskowcach kambryjskich. W wapieniu cechsztyńskim, w interwale ok. 1831,0–1832,0 m występuje brekcja, mająca cechy brekcji tektonicznej. Świadczą o tym zlustrowania, spękania i silna mineralizacja siarczkowa. Trudno określić wpływ uskoku na dzisiejszą miąższość wapienia cechsztyńskiego. Można przypuszczać, że był on niewielki.

Wykształcenie osadów węglanowych Ca1 pozwala wnioskować, że tworzyły się one w warunkach płytkowodnych, prawdopodobnie w przybrzeżno-lagunowej części platformy węglanowej. Na taką lokalizację paleogeograficzną wskazuje też ubóstwo fauny, ograniczonej do nielicznych małży.

Ponad Ca1 występuje warstwa pstrych mułowców z okruchami i gruzłowatymi przewarstwieniami dolomitów. Została zaliczona do recesywnej serii terygenicznej PZ1. Osady tego typu występują powszechnie, w identycznym położeniu w profilu, w strefach brzeżnych Ca1 (Wagner, 1994). Tworzyły się głównie w czasie sedymentacji ewaporatów PZ1 w bardziej centralnej części basenu. Obecność tych utworów świadczy o bliskości brzegu i wzmacnia przypuszczenia o przybrzeżno-lagunowym środowisku sedymentacji wapienia cechsztyńskiego.

Cyklotem PZ2 jest również zredukowany do litofacji węglanowej tworzącej poziom dolomitu głównego (Ca2). Dolomit główny rozpoczyna się warstwowanymi osadami lekko marglistych dolomitów, typowymi dla osadów transgresywnych, przechodząc ku górze w płytkowodne osady onkolitowe charakterystyczne dla równi platformowej.

Występowanie cyklotemu PZ3 jest problematyczne i nie ma na to bezpośrednich dowodów. Z ogólnej sytuacji paleogeograficznej (Atlas paleogeograficzny..., 1998) wynika, że dolomit płytowy powinien tu występować i tak przyjęto w tej interpretacji. Podobnie przedstawia się kwestia obecności stropowej serii terygenicznej (PZt). Jej obecność w profilu Wyszków IG 1 wynika również z ogólnych przesłanek paleogeograficznych. W dokumentacji wynikowej (Dokumentacja..., 1968) granicę pstrego piaskowca i cechsztynu postawiono w stropie osadów węglanowych. Późniejsze badania regionalne wykazały, że istnieje ogólna prawidłowość w rozprzestrzenieniu PZt, polegająca na jej przekraczającym położeniu w stosunku do węglanowo-ewaporatowych osadów cechsztynu (Atlas paleogeograficzny..., 1998). Prawidłowość ta wynika z kontynuacji rozwoju basenu cechsztyńskiego w dolnotriasowy w Polsce z jednoczesnym transgresywnym i przekraczającym położeniem basenu triasowego w stosunku do cechsztyńskiego. W tej sytuacji brak PZt w profilu Wyszkowa byłby anomalią. Zaliczono więc do PZt kompleks piaskowców o miąższości 25,5 m leżących na skałach węglanowych cechsztynu. Piaskowce te, prawdopodobnie pochodzenia fluwialnego, reprezentują kontynentalną serię najwyższego cechsztynu. Granica z pstrym piaskowcem dolnym przypada na początek osadów mułowcowych, rozpoczynających nowy, transgresywny etap rozwoju basenu według koncepcji Pieńkowskiego (1987, 1989, 1991).

Anna BECKER

# TRIAS

# STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA TRIASU

Przedstawiona stratygrafia triasu w otworze Wyszków IG 1 została zaproponowana przez Franczyk, Szyperko-Śliwczyńską oraz Gajewską w 1980 r. na podstawie analizy danych geofizycznych oraz porównania wyników tego otworu z innymi otworami niecki warszawskiej (Profile stratygraficzne otworów..., 1980). W opisie profilu podane zostały głównie wydzielenia litostratygraficzne, typowe dla triasu basenu centralnej Europy. Ich wiek jest dyskutowany w poniższym komentarzu.

### **Trias dolny**

Osady triasu dolnego otworu Wyszków IG 1 są reprezentowane przez dolny, środkowy i górny pstry piaskowiec i osiągają miąższość 220 m. Były one rdzeniowane w niewielkim zakresie (18%). Pstry piaskowiec dolny rozpoczyna kilkumetrowej miąższości kompleks piaskowcowy. Zasadnicza część pstrego piaskowca dolnego wykształcona jest w postaci mułowców i iłowców z wkładkami wapieni oolitowych i podrzędnie piaskowców. Na podstawie korelacji z otworem Tłuszcz IG 1 takie wykształcenie osadów może odpowiadać formacji bałtyckiej (Szyperko-Śliwczyńska, 1974; 1979). Rejon Wyszkowa podczas sedymentacji dolnego pstrego piaskowca znajdował się w południowo-wschodnim obrzeżeniu płytkiego zbiornika brakicznego, w części zwanej zatoką podlaską (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Iwanow, Kiersnowski, 1998). Formacja bałtycka w innych częściach basenu polskiego należy do dolnego indu (Orłowska-Zwolińska, 1977; Nawrocki, 1997; Wagner, w przygotowaniu).

Dolna część środkowego pstrego piaskowca zbudowana jest z iłowców i mułowców z przewarstwieniami wapieni marglistych i oolitowych. W górnej części środkowego pstrego piaskowca brak jest wkładek węglanowych, a w najwyższej jego części zaznacza się większy udział piaskowców. Korelacja z otworem Tłuszcz IG 1 pozwala przypuszczać, że dolna część opisanego kompleksu odpowiada formacji lidzbarskiej a wyższa formacji malborskiej (Szyperko-Śliwczyńska, 1974; 1979). Początkowo sedymentacja środkowego pstrego piaskowca była kontynuacją wcześniejszego etapu depozycji w zbiorniku brakicznym (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Iwanow, Kiersnowski, 1998). W wyniku zawężania zbiornika pod koniec sedymentacji środkowego pstrego piaskowca obszar Wyszkowa znalazł się prawdopodobnie w pasie facji aluwialnych (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Iwanow, Kiersnowski, 1998). Zbiornik dolnego triasu uległ w ostatniej fazie sedymentacji środkowego pstrego piaskowca silnemu zawężeniu (Szyperko-Teller, 1997). Można przypuszczać, że obszar zatoki podlaskiej w rejonie Wyszkowa był przez pewien czas obszarem pozbawionym sedymentacji podobnie jak to zaobserwowano w rejonie otworów Tłuszcz IG 1 oraz Łochów IG 1 i Łochów IG 2 (Szyperko-Śliwczyńska, 1974; 1978; 1979; Szyperko-Teller i Moryc, 1988; Iwanow i Kiersnowski, 1998). Osady środkowego pstrego piaskowca w basenie polskim datowane są na górny ind oraz dolny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1977; Nawrocki, 1997; Wagner, w przygotowaniu).

Górny pstry piaskowiec w dolnej części jest reprezentowany przez piaskowce, mułowce i iłowce, zaś ku górze ogniwa zaznacza się coraz większy udział skał węglanowych. Osady te deponowane były w północno-wschodnim obrzeżeniu płytkiego transgredującego zbiornika morskiego, z centrum na obszarze przedsudeckim, prawdopodobnie początkowo w środowisku fluwialno-deltowym, a w miarę rozszerzania się zbiornika w płytkowodnych środowiskach przybrzeżnych (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, 1998). Osady te reprezentują górny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1977; Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000; Wagner, w przygotowaniu).

## Trias środkowy

Osady środkowego triasu są reprezentowane przez wapień muszlowy oraz dolny kajper, z których profilu osiągającego 74 m miąższości rdzeniowano 18% (Gajewska,

## Trias górny

1983, 1988a). Wapień muszlowy wykształcony jest w postaci osadów silikoklastyczno-węglanowych z liczną fauną, przy czym w dolnej jego części przeważają węglany, a w górnej iłowce, podrzędnie piaskowce i mułowce. Obszar Wyszkowa znajdował się, w czasie trwania sedymentacji środkowego triasu, w obrębie tarasu mazursko-mazowieckiego, w peryferyjnej północno-wschodniej części płytkiego zbiornika morskiego (Gajewska, 1988a; Iwanow, 1998). Dolny kajper, wykształcony w postaci naprzemianległych iłowców mułowcowych i mułowców piaszczystych, reprezentuje aluwialne środowisko północno-wschodniego obrzeżenia zbiornika środkowego triasu w regresywnej fazie jego rozwoju (Gajewska, 1988a; Iwanow, 1998). Osady środkowego triasu deponowane były od anizyku do środkowego ladynu (Marcinkiewicz, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000; Wagner, w przygotowaniu).

W początkowym okresie późnego triasu omawiany obszar leżał w obrębie lądu mazursko-lubelskiego (Gajewska, 1988b; Deczkowski, 1997). W otworze Wyszków IG 1 brak jest osadów kajpru górnego (warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy i warstwy gipsowe górne; Gajewska, 1983). W profilu pojawiają się dopiero osady tzw. niższego retyku (noryk, warstwy nidzickie) wykształcone jako iłowce częściowo dolomityczne z nielicznymi przewarstwieniami dolomitów, reprezentujące prawdopodobnie środowisko równi zalewowej oraz brakicznej laguny (Gajewska, 1983; Deczkowski, 1997; Iwanow, 1998). Osadów tzw. górnego retyku (retyk *sensu stricto*) brak jest w otworze Wyszków IG 1 (Gajewska, 1983). Osady górnego triasu rdzeniowane były w około 11% ze 133 m jego miąższości.

# JURA

#### Ryszard DADLEZ

#### UWAGI O LITOSTRATYGRAFII JURY DOLNEJ

Profil jury dolnej w otworze Wyszków IG 1 jest typowy dla zachodniej części obniżenia podlaskiego na kratonie wschodnioeuropejskim. Można dla niego z powodzeniem zastosować podział stratygraficzny właściwy dla polskiej części kratonu. W dolnej jurze przyjąć można podział na formacje ustanowiony przez Pieńkowskiego (2004); od góry: borucicką, ciechocińską, olsztyńską i zagajską. Wyształcenie skał wyróżnionych jednostek jest typowe dla regionu, miąższości są mniejsze niż w pełniejszych profilach, leżących ku północy i zachodowi. Formacja ciechocińska (25 m miąższości) zawiera charakterystyczne, szarozielone iłowce – element diagnostyczny dla całego obszaru Niżu Polskiego. Nad nią i pod nią leżą kompleksy piaszczyste, odpowiednio: formacji borucickiej (23 m) i olsztyńskiej (59 m).

#### Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Otwór Wyszków IG 1 został odwiercony w zachodniej części obniżenia podlaskiego, które w okresie jury środkowej znajdowało się w brzeżnej strefie basenu sedymentacyjnego. Profil jury środkowej jest więc tu mocno zredukowany, a jego całkowita miąższość wynosi jedynie 53,5 m.

# Baton dolny i środkowy

Profil jury środkowej rozpoczyna kompleks skał mułowcowo-iłowcowych, w środkowej części przechodzących w piaskowce. Leży on na osadach najwyższej jury dolnej, wydzielonych jako warstwy borucickie (toark górny). Dolna granica tego kompleksu została w otworze przerdzeniowana. Jest to ostra granica, rozdzielająca jasnoszare piaskowce drobnoziarniste z muskowitem należące do jury dolnej, od szarych mułowców piaszczystych jury środkowej, szybko przechodzących ku górze w mułowce ilaste z fauną małżową. Wyższa część omawianego kompleksu została przewiercona bezrdzeniowo. Wiek tych utworów nie jest jednoznacznie określony, ponieważ nie stwierdzono fauny przewodniej zarówno w profilu otworu Wyszków IG 1, jak i na całym obszarze obniżenia podlaskiego. Bielecka oznaczyła z tych utworów jedynie występujące w całej jurze, długowieczne otwornice z gatunku *Lenticulina muensteri* (Roemer), a w otworze Tłuszcz IG 1 otwornice *Haplophragmoides concavus* (Chapman) znane z całej środkowej jury (Bielecka, 1974). Na podstawie analizy rozkładu facji na obszarze niecki warszawskiej oraz wału kujawskiego (Dayczak-Calikowska, 1997; Feldman-Olszewska, 1998), kompleks ten uznano za reprezentujący baton dolny i środkowy. Obecność fauny małżowej oraz otwornicowej wskazuje, że jest to osad pochodzenia morskiego.

Górna granica batonu środkowego została postawiona na głębokości 1186,0 m, w miejscu wyraźnej zmiany sedymentacji z iłowcowej na piaskowcową. Łączna miąższość utworów batonu dolnego i środkowego w otworze Wyszków IG 1 wynosi 14,5 m.

### Baton górny + kelowej

Profil batonu górnego rozpoczyna seria piaskowcowa o miąższości 6 m, z której nie został pobrany rdzeń. Wyżej występuje 1,5 m warstwa mułowca o soczewkowej laminacji, z fauną spirytyzowanych skorupek ?*Oppelia* sp. Utwory te przechodzą stopniowo ku górze w drobno- i średnioziarniste piaskowce z detrytusem fauny małżowej i limonitem, a następnie w heterolit o laminacji i warstwowaniu soczewkowym również z licznym detrytusem małżowym. Cykl sedymentacyjny kończy 0,6 m warstwa piaskowca chlorytowego, zbioturbowanego, barwy zielonej, przepełnionego fauną małżową. Analiza sedymentologiczna wskazuje, że utwory całego kompleksu zostały osadzone w środowisku płytkiego szelfu, powyżej normalnej podstawy falowania.

Z tego odcinka profilu Bielecka również oznaczyła jedynie długowieczne otwornice *Lenticulina muensteri* (Roemer) oraz *Spirillina* sp. Wiek tego kompleksu, został przyjęty na podstawie korelacji z rejonem Wojszyc położonym we wschodniej części wału kujawskiego (Feldman-Olszewska, 2005), w którym utwory piaskowcowe korelowane z omawianym kompleksem skalnym datowane są na podstawie dinoflagellata na późny baton (Barski, 2000).

Powyżej omówionych piaskowców, na głębokości rdzeniowej 1179,1 m (głęb. geofizyczna ok. 1172,5 m), występuje 5 cm warstwa zlepieńca, który rozpoczyna następny cykl sedymentacyjny. Ku górze przechodzi ona w piaskowce, a następnie w wapienie organodetrytyczne z licznymi skupieniami limonitu. W omawianym otworze Wyszków IG 1, z odcinka tego nie został pobrany rdzeń, jednak materiał rdzeniowy z pobliskiego otworu Tłuszcz IG 1 wskazuje, że są to jasnoszare, gruboziarniste piaskowce ze żwirkiem, wapniste, z obfitym detrytusem fauny małżowej. Występują w nich wkładki wapieni piaszczystych oraz dolomitów z pizolitami i konkrecjami limonitu. Wapienie te przechodzą ku górze stopniowo w wapienie piaszczyste, a następnie w wapienie organodetrytyczne przepełnione limonitem (Dayczak-Calikowska, 1974a). Podobny profil obserwujemy w otworze Wyszków IG 1, w którym pobrano ciągły rdzeń z odcinka wyższego (weglanowego). Występuje tu 0,9 m kompleks wapieni organodetrytycznych barwy kremowej, przepełnionych trochitami liliowców, detrytusem fauny małżowej oraz z obfitym limonitem. Ku górze wapienie przechodzą stopniowo w dolomity piaszczyste szare, również z rozproszonym limonitem i fauną małżową, o miąższości 2,5 m. Wyżej ponownie pojawiają się wapienie organodetrytyczne.

Omówiony kompleks skalny jest datowany na podstawie mikrofauny. W otworze Tłuszcz IG 1 z utworów piaskowcowych, tuż powyżej warstwy zlepieńca, Bielecka oznaczyła otwornice *Trocholina conica* (Schlumberger) oraz *Conorboides* cf. *pavlus* Pazdro, których współwystępowanie wskazuje na baton (Bielecka, 1974). Również w otworze Żebrak IG 1, z wapieni piaszczystych położonych kilka metrów powyżej warstwy zlepieńca, J. Smoleń (niepubl.) oznaczyła batońskiego małżoraczka *Progonocythere* cf. *convexa* Błaszczyk, a Bielecka (1975) oznaczyła małżoraczka *Bairdia* sp., który był znajdowany w batonie i keloweju Niemiec. Z tych samych prób w otworze Żebrak IG 1 (*op. cit.*) oraz z wapieni organodetrytycznych w otworze Tłuszcz IG 1 (Bielecka, 1974) oznaczono otwornicę *Lenticulina* cf. *pseudocrassa* (Mjatliuk), która znajdywana jest od batonu późnego po oksford wczesny (J. Smoleń, inf. ustna).

W otworze Wyszków IG 1, w próbie z wapieni organodetrytycznych, z dolnej partii marszu rdzeniowego 1153,0–1159,0 m, Bielecka stwierdziła obecność małżoraczka *Glabellacythere* aff. *nuda* Wienholz, gatunku charakterystycznego dla dolnego keloweju.

Na podstawie omówionych wyników badań mikropaleontologicznych należy wnioskować, że omawiany kompleks piaskowcowo-wapienny, występujący powyżej poziomu zlepieńca, wiekowo reprezentuje baton najwyższy i kelowej. Ten sam odcinek profilu w otworze Tłuszcz IG 1 Dayczak-Calikowska (1974b) uznała w całości za kelowej, przyjmując, że na początek keloweju (poziom herveyi) przypada luka stratygraficzna. Jednak dane mikropaleontologiczne, uzyskane w okresie późniejszym wskazują, że regresja morska miała miejsce wcześniej, jeszcze w batonie. Wydaje się więc, że omawiany kompleks piaskowcowo-wapienny należy zatem korelować z wapieniami piaszczystymi i piaskowcami wapnistymi regionu kujawskiego, reprezentującymi ostatni cykl transgresywno-regresywny jury środkowej. Z badań w rejonie kujawskim (Feldman-Olszewska, 2005; Barski, 2000) wynika, że ostatnia transgresja środkowojurajska wkracza na ten obszar w poziomie discus batonu górnego, a swoje maksimum osiąga ona na przełomie keloweju i oksfordu.

Granica pomiędzy jurą górną i środkową w otworze Wyszków IG 1 została przewiercona bezrdzeniowo. Na obszarze obniżenia podlaskiego stawiana jest ona w obrębie tzw. "warstwy bulastej", która rozdziela wapienie organodetrytyczne z limonitem od wapieni gąbkowych. Materiał rdzeniowy zawierający warstwę bulastą z amonitami pochodzi z otworów Łochów IG 2, Radzyń IG 6. Stwierdzona tu została fauna amonitowa przewodnia dla najwyższego poziomu keloweju (poziom *athleta*) oraz najniższego poziomu oksfordu (poziom *mariae*) (Niemczycka 1965, 1978, 1979; Malinowska, 1978).

#### Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

W otworze Wyszków IG 1 usytuowanym w zachodniej części obniżenia podlaskiego, utwory górnej jury mają miąższość 315,0 m. Leżą one w ciągłości sedymentacyjnej na osadach jury środkowej. Wykształcone są głównie w facji węglanowej, nieznaczną część profilu stanowią utwory margliste. W oparciu o formalny podział litostratygraficzny (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1997) w profilu wydzielono 4 formacje: wapienno-gąbkową, wapienno-marglistą, oolitową i wapienno-marglisto-muszlowcową, obejmujące oksford i prawdopodobnie starszą część kimerydu. Pomiędzy utworami jury a nadległymi osadami najwyższej kredy dolnej, stwierdzono obecność luki stratygraficznej obejmującej ?kimeryd najmłodszy–alb wczesny.

#### Oksford

Jak już wspomniano w rozdziale dotyczącym jury środkowej, granica pomiędzy kelowejem a oksfordem została postawiona na podstawie korelacji z otworami Łochów IG 2 i Radzyń IG 6, w których, w obrębie warstwy bulastej, stwierdzono występowanie fauny amonitowej przewodniej dla najwyższego poziomu keloweju (poziom *athleta*) oraz najniższego poziomu oksfordu (poziom *mariae*) (Niemczycka, 1965, 1978, 1979; Malinowska, 1978).

Niższa część oksfordu została wydzielona jako formacja wapienno-gąbkowa (I) o miąższości 150,5 m. Jest ona wykształcona w postaci wapieni gąbkowych, barwy brudnobiałej, miejscami czertowato skrzemionkowanych lub zdolomityzowanych. Według podziału litostratygraficznego Dembowskiej (1979), wiekowo formacja ta reprezentuje oksford dolny i środkowy. W pobliskim otworze Tłuszcz IG 1, w wapieniach gąbkowych stwierdzono zespół mikrofauny wskazującej na górną część oksfordu dolnego lub oksford środkowy (Bielecka, 1974). Również w wapieniach gąbkowych w otworze Żebrak IG 1 znaleziono otwornice wskazujące na środkowy oksford (Bielecka, 1975).

Wyżej pojawia się 17,0 m miąższości kompleks występujących naprzemian wapieni i margli. Z przyspągowej części tego kompleksu został pobrany rdzeń, w którym stwierdzono wapienie organodetrytyczne z detrytusem małży, ślimaków i krynoidów. Wyżej, na podstawie krzywej geofizyki wiertniczej wydzielono warstwy margli i wapieni. Cały kompleks odpowiada formacji wpienno-marglistej (II), reprezentującej niższą część górnego oksfordu.

Górny odcinek oksfordu stanowi formacja oolitowa o łącznej miąższości 124,0 m. Charakteryzują ją wapienie oolitowe, występujące naprzemian z wapieniami pelitycznymi oraz wapieniami marglistymi. Jej wiek przyjmowany jest jako najwyższy oksford późny (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1997). Jest on dobrze udokumentowany w pobliskim otworze Tłuszcz IG 1, w którym Bielecka (1974) stwierdziła występowanie otwornic wskazujących na górny oksford lub najniższą część dolnego kimerydu. Również w otworze Żebrak IG 1 rozpoznano w tych utworach zespół mikrofauny charakterystyczny dla górnego oksfordu (Bielecka, 1975).

W otworze Wyszków IG 1 z próbek okruchowych pochodzących z interwału 1153,0–1102,0 m Bielecka oznaczyła otwornice określające wiek utworów na oksford.

## Kimeryd (?dolny)

Najmłodszymi osadami jury górnej stwierdzonymi w otworze Wyszków IG 1 są margle barwy szarozielonej. Reprezentują one formację wapienno-marglisto-muszlowcową (V), której miąższość w otworze wynosi 18,0 m. Jest ona odpowiednikiem formacji głowaczowskiej wydzielanej na obszarze północno-zachodniej lubelszczyzny (Niemczycka, 1997). Brak dokładnych danych biostratygraficznych uniemożliwia jednoznaczne określenie, czy są to utwory wyłącznie kimerydu dolnego, czy też w profilu reprezentowany jest również kimeryd górny.

Utwory margliste kimerydu przykryte są bezpośrednio utworami piaskowcowymi najwyższej kredy dolnej (alb środkowy–górny).

Wanda BIELECKA1

## STRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA OSADÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Utwory jury środkowej w wierceniu Wyszków IG 1 są słabo rdzeniowane i istnieją odcinki profilu, z których pobrane zostały jedynie próbki płuczkowe. Stąd też ustalenie stratygrafii nasuwa pewne trudności, gdyż w próbkach znajdowane są otwornice przemieszczone z warstw młodszych. Należy też nadmienić, że mikrofauna występująca w profilu otworu Wyszków IG 1 jest bardzo nieliczna i źle zachowana. Pomimo tego w zespole mikrofauny spotyka się gatunki otwornic i małżoraczków pozwalające na określenie wieku badanych próbek (fig. 16).

### Baton + kelowej

Niższe partie utworów jury środkowej badanego profilu, z których dostarczono próbki do badań mikropaleontologicznych, wykształcone są jako mułowce piaszczyste, miejscami ilaste, a wyżej piaskowce chlorytowe i wapienie organodetrytyczne miejscami piaszczyste. Niestety, mikrofaua znaleziona w badanych próbkach jest bardzo nieliczna. W próbkach rdzeniowych występują pojedynczo okazy *Lenticulina muensteri* (Roemer) i *Spirillina* sp., kolce jeżowców, elementy szkieletowe szkarłupni, igły gąbek i ślimaki. Natomiast w próbkach

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Tekst na podstawie opracowania archiwalnego

Stratygrafia	0	КS	5 F	0	R	D		ΚE	L	0١	ΝE	ΞJ	+	BAT	DИ
Profil litologiczny [1 m = 1 mm]								· = · - · · - ·					出出		
Miejsce pobrania próbek [m]	1102,0-1107,0		0,777	1128,0-1133,0	1135,0–1138,0	1138,0–1143,0	1143,0-1153,0	1159,0	1159,0-1164,0	1164,0–1169,0	1169,0-1174,0	1174,0-1179,0	1185,0		1208,0
Lenticulina muensteri (Roemer)	0	[	]	0	0	0	<b>[</b> •		0	0		0	•		•
<i>Spirillina</i> sp.													•		
Spirillina polygyrata Gümbel		[	]								0				
Astacolus varians (Bornemann)									0						
Epistomina parastelligera (Hofker)	0														
Paalzowella turbinella (Gümbel)							0								
Lenticulina tumida (Mjatliuk)															
Planularia tricannella (Reuss)						0									
<i>Eoguttulina oolithica</i> (Terquem)					0										
Textularia jurassica Gümbel	0														
Lenticulina quenstedti (Gümbel)	0														
<i>Paracypris</i> sp.						0									
Glabellacythere aff. nuda Wienholz															
kolce jeżowców		[	]									0			
elementy szkieletowe szkarłupni		[	]												
igły gąbek		[	]												
<i>Gastropoda</i> sp. juv.		[	]												
Phyllopoda sp.		0	þ												
oolity		;	<	×						×		×			
wapienie margliste marly limestone wapienie piaszczyste sandy limestone wapienie limestone	ki i piasko and sand ki i mułow and muds	owce stone Ice tone				1 ol 1 sp 2–4 2–4 5–1 5–1	kaz becim oka spec 6 ok 6 spe	en zy imer azó ecime	ns W ens		0		pro dri wy pro	óbki płucz II cuttings /stępuje esent	kowe

Fig. 16. Mikrofauna jury środkowej i górnej w wierceniu Wyszków IG 1

Microfauna of the Middle and Upper Jurassic in the Wyszków IG 1 borehole

płuczkowych znaleziono ponadto *Spirillina polygyrata* Gümbel, *Astacolus varians* (Bornemann). Jest to zespół mikrofauny, który może być znajdowany w całej jurze i nie precyzuje wieku badanych prób. Biorąc jednak pod uwagę brak gatunków kelowejskich oraz przeprowadzając korelację z innymi sąsiednimi otworami, wyżej omawianą partię osadów zaliczono do batonu.

Wyższa część profilu jest wykształcona jako wapienie organodetrytyczne lub wapienie piaszczyste z wkładkami dolomitu piaszczystego. Z tej partii osadów dostarczono tylko 2 próbki z rdzenia. W próbce z głębokości 1159,0 m oprócz kolców jeżowców, elementów szkieletowych szkarłupni i igieł gąbek, znaleziono 2 okazy małżoraczka *Glabellacythere* aff. *nuda* Wienholz. Gatunek ten jest typowy dla keloweju dolnego, dla poziomu *Sigaloceras calloviense* (Wienholz, 1967). Stąd można wnioskować, że próbka z głębokości 1159,0 m pochodzi z keloweju dolnego. W drugiej próbce z głębokości 1153,5 m stwierdzono *Lenticulina muensteri* (Roemer) oraz kolce jeżowców, igły gąbek i ślimaki.

#### Oksford

Z osadów oksfordu dostarczono do badań mikropaleontologicznych próbki od głębokości 1155,0 m do 1102,0 m. Były to próbki płuczkowe i pochodziły z wapieni marglistych zawierających okruchy krzemieni. Występujący w tych próbkach zespół mikrofauny określa wiek badanych osadów ogólnie jako oksford. Stwierdzono tu bowiem obecność: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *L. tumida* (Mjatliuk), *L. quenstedti* (Gümbel), *Spirillina polygyrata* Gümbel, *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Paalzowella turbinella* (Gümbel), *Planularia tricarinella* (Reuss), *Eoguttulina oolithica* (Terquem) i *Textularia jurassica* Gümbel, a z małżoraczków – *Paracypris* sp.

# Wnioski

Analizując zespół mikrofauny występujący w wyższych warstwach jury środkowej oraz w niższych warstwach górnej jury, z otworu Wyszków IG 1 oraz dwóch pobliskich otworów wiertniczych Okuniew IG 1 i położonego nieco bardziej na północny wschód Tłuszcz IG 1, zauważa się pewną prawidłowość w występowaniu otwornic w powiązaniu z facją. Niższe partie reprezentowanego tu batonu wykształcone są w facji mułowcowo-piaszczystej z zaznaczającą się miejscami dolomityzacją osadów. Osady te zawierają bardzo nieliczną mikrofaunę. Z otwornic występują *Leuticulina muensteri* (Roemer), *Spirillina* sp., a w otworze Okuniew IG 1 ponadto – *Spirillina infraoolithica* (Terquem) i *S. punctulata* (Terquem). Znajdowane są tu także kolce jeżowców, elementy szkieletowe szkarłupni, igły gąbek, a niekiedy ślimaki (formy juwenilne).

W wapieniach organodetrytycznych miejscami piaszczystych, w wyższej części batonu otwornice są również nieliczne. Oprócz wyżej wymienianych spotyka się tu *Astacolus varians* (Bornemann) i *Trocholina conica* (Schlumberger).

Podsumowując, trudno jest rozdzielić na podstawie mikrofauny osady batonu od keloweju, gdyż wapienie organodetrytyczne, piaszczyste batonu kontynuują się w keloweju. Otwornice czy też małżoraczki określają jedynie wiek poszczególnych próbek. Na przykład w otworze Wyszków IG 1 stwierdzono w osadach keloweju małżoraczka *Glabellacythere* aff. *nuda* Wienholz, a w otworze Tłuszcz IG 1 otwornicę *Lenticulina pseudocrassa* (Mjatliuk) – gatunki charakterystyczne dla utworów kelowejskich, co dało możność udokumentowania obecności tego piętra lecz bez dokładnego sprecyzowania jego miąższości, wyłącznie na podstawie przesłanek mikropaleontologicznych. Na granicy środkowej i górnej jury, to w zespole mikrofauny zauważa się mniej lub bardziej wyraźną zmianę składu gatunkowego, co pozwala na wyznaczenie omawianej granicy w pewnym przybliżeniu.

# KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

# STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Otwór wiertniczy Wyszków IG 1 zlokalizowany został w północno-zachodniej części zapadliska podlaskiego w strefie styku tej jednostki z innymi mezozoicznymi jednostkami tektonicznymi: niecką brzeżną (płocką) i wyniesieniem mazurskim. Profil kredy w tym otworze jest typowy dla tego rejonu. Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez A. Krassowską na podstawie analizy próbek okruchowych, opisu kilku odcinków rdzeni wiertniczych oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej poprzez porównanie z sąsiednimi otworami głównie Tłuszcz IG 1 (Areń, 1974) i Łochów IG 1 (Areń, 1978). Wskazówek stratygraficznych dostarczyły również oznaczenia fauny wydobytej z rdzeni wiertniczych, przede wszystkim inoceramów, wykonane przez A. Błaszkiewicza.

Kreda ma miąższość 575,0 m, z czego na kredę górną (cenoman–mastrycht) przypada 568,0 m. Kreda dolna reprezentowana jest przez zaledwie 7-metrowej miąższości serię zaliczoną do albu środkowego i górnego. Kredowy cykl sedymentacyjny kończą osady paleocenu dolnego o miąższości 20,5 m.

# Kreda dolna

Osady kredy dolnej (miąższości 7,0 m) zostały przewiercone bezrdzeniowo. Profil odtworzono na podstawie pomiarów karotażowych i regionalnych korelacji z sąsiednimi otworami. Wydzielona seria albu środkowego reprezentowana jest prawdopodobnie przez skały ilasto-piaszczyste płytkiego szelfu silikoklastycznego (5,0 m). Alb górny (2,0 m) najprawdopodobniej budują margle z glaukonitem i być może konkrecjami fosforytowymi. Według Marcinowskiego i in. (1996) horyzonty fosforytowe dokumentują stany niskiego poziomu morza i są punktami zwrotnymi na krzywej batymetrycznej, wyznaczającymi przejście od regresji do transgresji. Poprzedzający tworzenie konkrecji fosforytowych proces fosfatyzacji osadu związany był z relatywnie wysokim stanem poziomu morza i ograniczeniem tempa sedymentacji w basenie.

#### Kreda górna

Profil górnej kredy odtworzono na podstawie próbek okruchowych, kilku odcinków rdzeniowanych oraz zapisu geofizyki wiertniczej. Sekwencja kredy górnej (568,0 m) zbudowana jest w przeważającej części z dość monotonnej serii węglanów otwartego morza basenu epikontynentalnego reprezentowanych głównie przez facje wapieni oraz wapieni marglistych (od cenomanu przypuszczalnie po niższy santon) i kredy piszącej miejscami marglistej (pradwopodobnie wyższy santon i kampan), często z wkładkami margli. We wszystkich tych typach skał powszechnie występuje laminacja i smugowanie, liczne są też krzemienie i czerty.

W mastrychcie początkowo dominują facje margli (w niższej części kredopodobne) również deponowane w otwartym zbiorniku morskim, a później pojawiają się utwory krzemionkowo-węglanowe (opoki) związane prawdopodobnie nie tylko z rozwojem gąbek, ale również ze zwiększoną dostawą krzemionki do basenu z otaczających lądów. Późnokredowy cykl sedymentacyjny kończy 20,5-metrowej miąższości seria paleocenu dolnego. Występują tu najprawdopodobniej margle i gezy piaszczyste (na podstawie porównania z niemal w całości rdzeniowanym profilem paleocenu dolnego otworu Tłuszcz IG 1).

Miąższości poszczególnych pięter kredy i ich porównanie z odpowiednimi miąższościami w otworze Tłuszcz IG 1 pokazuje tabela 14.

W rdzeniach z otworu Wyszków IG 1 dość licznie występuje fauna. Najliczniej reprezentowane są inoceramy. Pojawiają się także belemnity i fragmenty gąbek (tab. 15).

### Tabela 14

#### Porównanie miąższości [m] pięter kredy (i paleocenu dolnego) w otworach wiertniczych Wyszków IG 1 i Tłuszcz IG 1

Thickness [m] of Cretaceous (and Lower Palaeocene) deposits in the Wyszków IG 1 and Tłuszcz IG 1 boreholes

	Otwór v	viertniczy
Stratygrafia	Wyszków IG 1	Tłuszcz IG 1
Paleocen dolny	20,5	8,6
Mastrycht	196,0	167,4
Kampan	237,0	139,8
Santon	_	89,2
Koniak <sup>1</sup>	19,0	17,0
Turon <sup>2</sup>	88,5	74,8
Cenoman	27,5	28,2
Alb górny	2,0	1,5
Alb środkowy–barrem	5,0 <sup>3</sup>	9,5
Hoteryw	-	35,5
Walanżyn górny	_	3,5
Kreda	575,0	566,4

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> poziom Inoceramus involutus; Inoceramus involutus Zone

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> z poziomem *Inoceramus schloenbachi*; with the *Inoceramus schloenbachi* Zone

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> tylko alb środkowy; only middle Albian

# Fauna w profilu kredy górnej otworu wiertniczego Wyszków IG 1 (wg Błaszkiewicza, 1969)

# Cretaceous fauna in the Wyszków IG 1 borehole (after Błaszkiewicz, 1969)

Głębokość [m]	Fauna	Wiek
623,0	Inoceramus cf. lingua Goldfarb	kampan dolny– santon górny
654,7	Gonioteuthis sp.	santon-najniższy kampan
677,0	fragment inocerama	?
678,0	Inoceramus cardissoides Sowerby	
678,8	Inoceramus cf. cardissoides Sowerby	santon dolny
679,0	Gonioteuthis sp.	santon-najniższy kampan
702,3	fragmenty gruboskorupowych inoceramów	?
703,1	Inoceramus cf. involutus	
703,4	fragmenty gruboskorupowych inoceramów	•
703,5	fragmenty gruboskorupowych inoceramów Spongia indet.	koniak
704,0	Inoceramus sp.	
705,0	Inoceramus cf. involutus	
705,5	fragmenty gruboskorupowych inoceramów	?
734,0	Inoceramus inconstans Woods	
734,2	Inoceramus inconstans Woods	, <i>,</i>
761,0	Inoceramus aff. inconstans Woods	turon gorny
766,0	Inoceramus aff. inconstans Woods	
790,2	Inoceramus cf. lamarcki	turon dolny, część wyższa
815,4	Inoceramus sp.	?
817,5	Inoceramus cf. etheridgei Woods, Inoceramus cf. crippsi Mantell, Inoceramus sp.	
817,7	Inoceramus cf. etheridgei Woods, Inoceramus sp.	
817,9	Inoceramus sp.	cenoman
818,1	Inoceramus cf. crippsi Mantell	
818,3	fragmenty inoceramów	
820,0	Inoceramus cf. etheridgei Woods	

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

# STRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA OSADÓW KREDY

Z osadów górnokredowych otworu Wyszków IG 1 zbadano otwornice z 38 próbek rdzeniowych pobranych na głębokości 820,5–290,0 m. Wyróżniono w nich 99 gatunków przewodnich bądź charakterystycznych (tab. 16).

#### Cenoman

Próbki z głębokości 820,0-815,5 m zawierają nieliczne otwornice o przekrystalizowanych skorupkach. Towarzyszą im pojedyncze koprolity i włókna inoceramów oraz liczne radiolarie. Zespół otwornic jest charakterystyczny dla cenomanu. Z gatunków przewodnich dla omawianego piętra stwierdzono Gavelinella cenomanica (Brotzen), Textularia foeda Reuss i Cibicidoidea gorbenkoi Akimez. Do gatunków rozpoczynających zasięgi występowania już w osadach albu górnego, a zanikających u schyłku cenomanu należą: Gavelinella baltica Brotzen, Hedbergella planispira (Tappan), Orithostella formosa (Brotzen). Inna grupa w tym zespole są gatunki rozpoczynające zasięgi występowania już w albie górnym, ale sięgające do najniższych warstw turonu dolnego. Należą do nich Gavelinella kaptarenkae (Plotnikova) i Orithostella pazdroae (Gawor-Biedowa). Ostatnio wymieniony gatunek opisano pierwszy raz w 1972 r. z osadów cenomanu niecki szczecińskiej (Gawor-Biedowa, 1972). Prawidłowe rozpoznanie tego gatunku potwierdził Revets (2001) przeprowadzający rewizje tej grupy otwornic. Z gatunków długowiecznych stwierdzono w badanych osadach Spiroplectammina rosula (Ehrenberg), Gyroidinoides nitidus (Reuss) i Whiteinella baltica Douglas et Rankin. Otwornice cenomanu stanowią kontynuację rozwoju rozpoczętego w albie górnym. Przełom następuje u schyłku cenomanu, a w turonie dolnym pojawiają się liczne nowe taksony różnych szczebli.

Najkorzystniejsze warunki rozwojowe w basenie, w którym powstały osady z omawianymi otwornicami mieli przedstawiciele rodzaju *Gavelinella* Brotzen, czego odzwierciedleniem jest ilość gatunków tego rodzaju.

#### Turon

Zasadniczą zmianę zespołów otwornic zanotowano w próbkach z osadów z głębokości 794,5–733,0 m (tab. 16). Wydaje się, że próbka z głębokości 794,5 m może pochodzić z najniższych warstw turonu dolnego, gdyż stwierdzono w niej jeszcze dość licznych przedstawicieli *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova) towarzyszących już jednak gatunkom rozpoczynającym swój rozwój z początkiem turonu górnego, tj. *Stensioeina praeexsculpta* (Keller) i *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny).

W próbce z głębokości 788,5 m, podobnie jak w omówionej wyżej, nielicznym otwornicom o przekrystalizowanych skorupkach towarzyszą liczne radiolarie wskazujące na niekorzystne warunki dla rozwoju otwornic panujące w basenie, polegające na dużym stężeniu roztworu krzemionki. Na poprawę warunków ekologicznych wskazują zespoły otwornic w próbkach z głębokości 767,0–733,0 m. Stwierdzono w nich gatunek przewodni dla turonu *Gavelinella berthelini* (Keller) oraz dość licznych przedstawicieli otwornic planktonicznych zwłaszcza w próbce z głębokości 733,0 m. Wśród takich gatunków jak *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *M. marginata* (Reiss), *M. bulloides* (Vögler) rozpoczynających swoje zasięgi występowania z początkiem turonu górnego i trwających do końca okresu kredowego, należy wymienić *Marginotruncana coronata* (Bolli) ginącą z końcem santonu dolnego. *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny) pojawiający się podobnie jak wyżej wymienione gatunki z początkiem turonu górnego jest ważnym gatunkiem, gdyż ginie w kampanie górnym w poziomie z *Bolivinoides miliaris* (Gawor-Biedowa i in., 1984).

#### Koniak

Osady koniaku wyróżniamy na obszarze Niżu Polskiego na podstawie równoczesnego występowania Stensioeina praeexsculpta (Keller) i gatunków z grupy Stensioeina exsculpta (Reuss). Na początku koniaku pojawia się również Gavelinella thalmanni (Brotzen) ginąca u schyłku santonu dolnego. Z osadów koniaku pochodzą próbki z głębokości 707,5 i 702,5 m gdyż w pierwszej z nich zanotowano Gavelinella thalmanni (Brotzen), Stensioeina praeexsculpta (Keller), S. gracilis Brotzen oraz przechodzące z niższych warstw Marginotruncana marginata (Reuss), M. coronata (Bolli), Globorotalites micheliniana (d'Orbigny), Gyroidinoides nitidus (Reuss). Zespół ten został wzbogacony w planktoniczny gatunek Heterohelix pulchra (Brotzen) i bentoniczne długowieczne Osangularia cordieriana (d'Orbigny), Gavelinella vonbensis (Brotzen). Ich zasięgi występowania rozpoczynają się w turonie górnym, dwa pierwsze giną z końcem kredy, a ostatni wymieniony – z końcem kampanu (Gawor-Biedowa, 1992).

Bardzo trudno jest określić wiek próbek z głębokości 681,5-654,5 m. Stwierdzono w nich otwornice o szerokich zasięgach stratygraficznych. W próbkach tych licznie reprezentowany jest gatunek Stensioeina polonica Witwicka opisany po raz pierwszy z kredy lubelskiej. Występuje on w osadach turonu górnego-santonu dolnego. Liczny zespół otwornic stwierdzony w tych próbkach składa się jednak głównie z gatunków długowiecznych, tj. Heterohelix striata (Ehrenberg), Eponides concinna Brotzen, Valvulineria lenticula (Reuss). Wspólną ich cechą jest pojawienie się w turonie górnym i zanik z końcem kredy. Następne gatunki jak Cibicidoides eriksdalensis (Brotzen) i Gavelinella umbilicatula (Vassilenko et Mjatliuk) znane są od koniaku do mastrychtu włącznie. Można więc przypuszczać, że omawiane próbki mogą pochodzić z osadów koniaku lub osadów santonu dolnego. W próbce z głębokości 654,5 m ma miejsce ilościowa przewaga radiolarii nad otwornicami.

Stratygrafia i otwornice w profilu kredy górnej w otworze wiertniczym Wyszków IG 1

*Gavelinella umbilicatula* (Vassilenko et Miatliuk) Nazwa gatunku Pseudogavelinella clementiana (d'Orbigny) Hedbergella telatynensis Gawor-Biedowa 4rchaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny) Globorotalites micheliniana (d'Orbigny) Orithostella pazdroae (Gawor-Biedowa) rginotruncana bulloides (Vögler) rginotruncana linneiana (d'Orbigny) ostomella leopolitana Olszewski Gavelinella baltica Brotzen Gavelinella kaptarenkae (Plotnikova) Osangularia cordieriana (d'Orbigny) viensis Gawor-Biedowa Marginotruncana marginata (Reuss Cibicidoides eriksdalensis (Brotzen) Spiroplectamina rosula (Ehrenberg) Dorothia pupa (Reuss) Bolivinoides strigillatus (Chapman) manica (Brotzen) Stensioeina praeexsculpta (Keller) Marginotruncana coronata (Bolli) Praebulimina ventricosa (Brotzen Heterohelix moremani (Cushman bergella planispira (Tappan) Gavelinella vombensis (Brotzen) Heterohelix pulchra (Brotzen) Gavelinella thalmanni (Brotzen) Stensioeina pommerana Brotzen otruncana arca (Cushman) Orothostella formosa (Brotzen) Stensioeina polonica Witwicka Heterohelix striata (Ehrenberg) Globotruncana rugosa (Marie) Marie *Gavelinella pertusa* (Marsson) Gavellinella stelligera (Marie) Cibicidoides involutus (Reuss) Gavelinella berthelini (Keller) Praebulimina reussi (Morrow Stensioeina exsculpta (Reuss) **Syroidinoides nitidus (Reuss** Valvulineria lenticula (Reuss *Gavelinella costulata* (Marie) Stensioeina gracilis Brotzen Gaudryina laevigata Franke Cibicides gorbenkoi Akimez Pietro Eponides concinna Brotzen Rosita fornicata (Plummer) Textularia foeda Reuss **Bolivinoides** laevigatus Globigerinelloides sp. Whiteinella baltica Cenc Lenticulina sp. Sliteria varso głębokość [m] inella l HedbGloi 290,00 300,00 ×× × Stratigraphy and foraminifers in the Upper Carboniferous section in the Wyszków IG 1 borehole 310,00 × × 320,00 × 330,00 × × Mastrycht 340,00 × górny 360,00 × × 380,50 × 387,00 x × 410,00 × × × × × × 427,50 × × dln. 433,50 × ×× × × × 465,00 × × × × ×х × × × ×××× 480,00 × × × ×× × XXX × ××× × ×× × × × ×× ×× 486,00 × × × 510,00 × × ×× ×× × × × ×× ×× 532,50 × ×××× 538,50 Santon + kampan 560,00 × × ×  $\times \times \times \times$ × ×× 578,00 × × ×× ×××× × × ×× × ×× ×× 584,00 × × ×× ××× × 604,00 × ××× × ×х XXX ××× ××× × 621,50 × × × х×х ×  $\times \times \times \times \times$ X × 627,50 × ×х ××× хx 648,00 × × ×  $\mathbf{x} \mathbf{x} \mathbf{x} \mathbf{x}$ × 654,50 ×× × × × 675,50 × × XX  $\times \times \times \times \times \times$ 681,50 × × × × ×  $\times \times \times \times \times \times$ Koniak 702,50 × × ××× × 707,50 × × ××× 733,00 × × ××× × 740,00 ××× × × × ×× 760,00 × Turon 767,00 × × х×х 788,50 × ×× 794,50 X × ××× Ceno-man 815,50 x × ×× 820.50 ×

66

Tabela 16 cd.

Piętro		głębokość [m] Nazwa gatunku	Bolivinoides decoratus (Jones)	Rugoglobigerina rugosa (Plummer)	Eouvigerina serrata (Chapman)	Gavelinella monterelensis (Marie)	Cibicidoides bembix (Marsson)	Stensioeina beccariiformis (White)	Ataxonhraemium crassum (d'Orbienv)	Tritaxia duhia (Reuss)	Trochammina alohiaariniformis Cushman	Polovina inovacenta Danee	Pyramiaina pseudospinulosa (Brotzen)	Arenobulimina sphaerica Marie	Uroignyna ovata (Hagenov)	Pullenia cretacea Cushman	Pullenia jarvisi Cushman	Dorothia irregularis (Marsson)	Eponides frankei Brotzen	Orbienvna variabilis (d'Orbienv)	Genelinella complanata (Reuse)	Duverinenta comptanta (Actass) Psendonineerina cristata (Marscon)	1 Senucriser in Cristata (Maisson)	Arenoouumina puschi (Kcuss)	Loxostomotdes elevi (Cushman)	Spiropieciammina praeionga (Keuss)	Angulogavelinella gracilis (Marsson)	Plectina ruthenica (Rcuss)	Quadrimorphina allomorphinoides (Reuss)	Pyramidina minuta (Marsson)	Karreria fallax Rzehak	Spiroplectammina baudouiniana (d'Orbigny)	Bolivina decurrens (Ehrenberg)	Bolivinoides draco (Marsson)	Gavelinella danica (Brotzen)	Bolivinoides paleocenicus (Brotzen)	Spiroplectammina suturalis (Kalinin)	Gavelinella sahlstroemi (Brotzen)	Gavelinella acuta (Plummer)	Anomalinoides pinguis (Jannings)	Bolivinoides peterssoni Brotzen	Gavelinella mariae (Jones)	Tappanina selmensis (Cushman)	Gavelinella gankinoensis (Neckaja)	Praeglobobulimina imbricata (Reuss)	Orbignyna inflata (Reuss)	Paralahamina toulmini (Brotzen)	Osanoularia neracuta (Linnik)	Plecting lenis (Grzybowski)	Cihicidoides voltzianus (d'Orhienv)	Subboting triloculinoides (Plummer)	konrolity	radiolarie	małżoraczki	włókna inoceramów	zęby ryb
Mastrycht	. gómy	290,00 300,00 310,00 320,00 330,00 340,00 360,00 380,50 387,00 410,00 427,50					×××××××××××××××××××××××××××××××××××××××									×	×					×								× × × × × × × × × ×	×		×		×		×		× × × × × × ×	×××	×	×	×	×	×××		×									
Santon + kannan	p q	465,00 486,00 510,00 532,50 538,50 560,00 578,00 578,00 621,50 648,00 654,50 675,50 681,50		×																																																				
VoinoV	NUILIAN	702,50 707,50			_												_																																				×	: ×		
-01	III IIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII	733,00 740,00 760,00 767,00 788,50 794,50 815,50																																																		×		: × : ×		×

#### Santon + kampan

Z osadów santonu pochodzą próbki z głębokości 648,0 i 627,5 m. Można przypuszczać, że są to osady santonu górnego, gdyż obok przewodniego dla santonu *Bolivinoides strigillatus* (Chapman) występują *Gavelinella stelligera* (Marie) i *Stensioeina pommerana* Brotzen. Pierwszy znany jest również z koniaku i ginie u schyłku kampanu dolnego, drugi pojawia się w santonie górnym i ginie z końcem mastrychtu. Pozostałe gatunki stwierdzone w tych próbkach nie przeczą takiemu wnioskowi (tab. 16).

Bardzo liczne otwornice występują w próbkach z głębokości 621,5–480,0 m. Najliczniej jest reprezentowany przewodni dla kampanu i mastrychtu gatunek *Cybicidoides involutus* (Reuss).

Na obecność kampanu dolnego wskazuje równoczesne występowanie z wyżej wymienionymi gatunkami *Gavelinella stelligera* (Marie). Na tej podstawie można stwierdzić, że próbki z głębokości 621,5–532,5 m pochodzą z osadów ?santonu i dolnego kampanu.

Próbka z głębokości 486,0 m pochodzi już z warstw kampanu górnego, gdyż stwierdzono w niej Gavelinella monterelensis (Marie). Ze względu na brak w próbce z głębokości 510,0 m gatunków wskaźnikowych nie jest możliwe określenie jej wieku. Bardzo ważnymi gatunkami występującymi w próbkach z głębokości 486,0 i 480,0 m, potwierdzającymi ich górnokampański wiek, są Stensiceina beccariiformis (White) i Bolivina incrassata Reuss. Ważnym gatunkiem dla kampanu jest występujący w badanych próbkach Pseudovavelinella clementiana (d'Orbigny), gdyż wyznacza on górną granicę tego piętra. Pojawia się, jak wiele innych omówionych już gatunków, w santonie górnym. Należy również zwrócić uwagę na przedstawicieli rodzaju Bolivinoides, gdyż w kampanie rozpoczyna się gwałtowny jego rozwój ewolucyjny. W osadach santonu jest tylko jeden gatunek należący do tego rodzaju, podczas gdy w badanych próbkach kampańskich notujemy dwa następne, tj. Bolivinoides laevigatus Marie i B. decoratus (Jones). Skład zespołów otwornic z osadów omawianego otworu jest podobny do zespołów kampańskich z kredy lubelskiej lecz mniej liczny (Gawor-Biedowa, 1992).

## Mastrycht

We wszystkich próbkach mastrychtu stwierdzono bardzo bogaty zespół otwornic złożony z gatunków opisanych z kredy lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992).

Z warstw mastrychtu dolnego pochodzą próbki z głębokości 433,5 m (oraz ?próbki z głębokości 465,0 m), w których stwierdzono przewodnią dla mastrychtu *Pseudovigerina cristata* (Marsson) i *Dorothia irregularis* (Marsson) oraz przewodnie dla mastrychtu dolnego *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) i *Gavelinella complanata* (Reuss). Niezrozumiałe i trudne do wytłumaczenia jest występowanie obok wymienionych gatunków z jednej strony na głębokości 465,0 m *Pseudogavelinella clenentiana* (d'Orbigny) i *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny) ginących z końcem kampanu, z drugiej zaś obecność w próbce z głębokości 433,5 m *Kerreria fallax* Rzehak występującej w najwyższych warstwach mastrychtu i w danie. Mogą to być zanieczyszczenia. Trudno jednak wytłumaczyć jakimi czynnikami mogły być spowodowane.

Próbki z głębokości 427,5–290,0 m pochodzą z osadów mastrychtu górnego, na co wskazują następujące gatunki: *Gavelinella danica* (Brotzen), *G. sahlstroemi* (Brotzen), *G. acuta* (Plummer), *G. mariae* (Jones), *G. gankincensis* (Neckaja), *Osangularia peracuta* (Lipnik), *Anomalinoides pinguis* (Jennings), *Pyramidyna minuta* (Marsson), *Tappanina selmensis* (Suchman) i *Praebulimina imbricata* (Reuss).

Za najmłodsze warstwy omawianego piętra należy uznać te, z których pochodzą próbki z głębokości 387,0–290,0 m. Obok licznych górnomastrychckich gatunków zanotowano charakterystyczne dla najwyższych warstw mastrychtu, a występujące również w danie: *Karreria fallax* Rzehak i *Paralabamina toulmini* (Brotzen). Obecność w próbce z głębokości 310,0 m – *Subbotina triloculinoides* (Plummer) przewodniej dla danu może wskazywać, że pochodzi ona z nadległych warstw paleocenu.