

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

PALEOPROTEROZOIK – SKAŁY FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO

Anna DZIEDZIC, Elżbieta KRYSTKIEWICZ, **Wacław RYKA**

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

Litologia

W otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 skały prekambryjskie fundamentu krystalicznego nawiercono na głęb. 3509,3 m, a ich głębienie zakończono na głęb. 3520,0 m. Z odcinka o miąższości 10,7 m wydobyto rdzeń o długości 6,0 m, z którego pobrano 12 próbek do badań petrograficznych i geoche-

micznych. Spis próbek oraz informacje dotyczące rodzaju skał i wykonanych badań przedstawiono w [tabeli 2](#).

Skały nawiercone w podłożu krystalicznym są monotonne. W górnej części są reprezentowane przez granitoidy (migmatyty stromatytowe) przeobrażone hydrotermalnie, które w dolnej części nie zawierają już produktów przeobrażeń. Struktura i tekstura w części przeobrażonej hydrotermalnie nie zmienia się, jedynie zwięźłość skały jest mniejsza, a barwa jaśniejsza. Udział poszczególnych skał w profilu Darżlubie IG 1 ilustruje [tabela 3](#).

Rzeczywista grubość strefy przeobrażonej hydrotermalnie nie jest znana, jej dolna granica mieści się w odcinku nierdzewionym, na głęb. 3515,0–3517,4 m. Również strefa zmieniona hipergenicznie mogła w przeszłości być znacznie grubsza.

Pod względem megaskopowym są to skały ukierunkowane pod kątem 20–40°, co jest widoczne w ułożeniu biotyty i chlorytowych pseudomorfoz po amfibolu oraz lamin mikroklinu. Struktura skały jest heteroblastyczna, przeważnie drobnoblastyczna. Skała jest zabarwiona na ciemnozielono, a w miejscach nagromadzenia mikroklinu przybiera barwę od szaro- do ciemnoróżowej. Granitoidy nie są spękane ani użylone.

Tabela 2

Spis próbek i wykonanych badań podłoża krystalicznego

List of samples and analytical studies of crystalline rocks

Nr próbki	Głębokość [m]	Nazwa skały	Przeprowadzone analizy
1	3509,5	granitoid przeobrażony hydrotermalnie	P
2	3510,0	granitoid przeobrażony hydrotermalnie	P
3	3510,9	granitoid przeobrażony hydrotermalnie	P
4	3511,5	granitoid przeobrażony hydrotermalnie	P, G
5	3512,5	migmatyt stromatytowy	P, G
6	3513,5	migmatyt stromatytowy	P, G
7	3514,0	migmatyt stromatytowy	P, G, Ach
8	3517,45	migmatyt stromatytowy	P, G
9	3517,55	migmatyt stromatytowy	P, G
10	3519,4	migmatyt stromatytowy	P, G
11	3519,9	migmatyt stromatytowy	P, G, Ach
12	3529,0	migmatyt stromatytowy	P, G

Analizy: P – petrograficzna, G – geochemiczna, Ach – chemiczna

Analyses: P – petrographic, G – geochemical, Ach – chemical

Tabela 3

Udział zespołów skalnych w podłożu krystalicznym

Precambrian rocks

Nazwa skały	Miąższość pozorna [m]	Udział [% obj.]
Migmatyty stromatytowe	2,6	31,3
Granitoidy przeobrażone hydrotermalnie	3,2	30,1
Granitoidy przeobrażone hipergenicznie	2,5	38,6
Razem	8,3	100,0

Wyniki badań petrograficznych

Badania mikroskopowe wykazały, że tekstura skał jest słabo ukierunkowana poprzez zgodne ułożenie blaszek biotytu. W miejscach, gdzie biotyt występuje w bardzo małych ilościach lub w ogóle go nie stwierdzono, tekstura jest bezładna. Struktura skał jest heteroblastyczna. Największe średnice osiągają kwarc i mikroklin, a najmniejsze biotyt. Czasami struktura jest drobno- i średnioblastyczna, w miejscach pojawienia się mikroklinu, kwarcu bywa również porfiroblastyczna, a ze względu na obfitość wrostków w blastach mikroklinu jest także poikiloblastyczna. Partie skały słabiej zdyferencjowane odznaczają się zwykle strukturą homeoblastyczną. Skład mineralny skały wskazuje na strukturę granolepidoblastyczną.

Na podstawie wyników analiz planimetrycznych (tab. 4) stwierdzono, że głównymi składnikami granitoidów są: kwarc, skalenie i biotyt, a podrzędnymi i akcesorycznymi: minerały nieprzezroczyste, apatyt, cyrkon oraz produkty wtórnych przeobrażeń – chloryt i serycyt.

Na projekcji trójkątnej Winklera (1967) wszystkie analizowane próbki granitoidów grupują się w środkowej części pola felsów kwarcowo-plagioklazowych (fig. 5).

Kwarc jest ksenoblastyczny (fig. 6). Przeważnie tworzy słabo dynamicznie odkształcone blasty, smużycie wygaszające światło. Spękania często są wypełnione wodorotlenkami żelaza. Kwarc bywa zagęszczony wrostkami: biotytu, plagioklazu, minerałów nieprzezroczystych i apatytu.

Dominującym składnikiem granitoidów jest plagioklaz (fig. 6). Jest to minerał ksenoblastyczny, rzadziej obserwuje się formy o bardzo słabo zaznaczonym habitusie tabliczkowym. Plagioklaz jest czasami spękany. Spotyka się osobniki

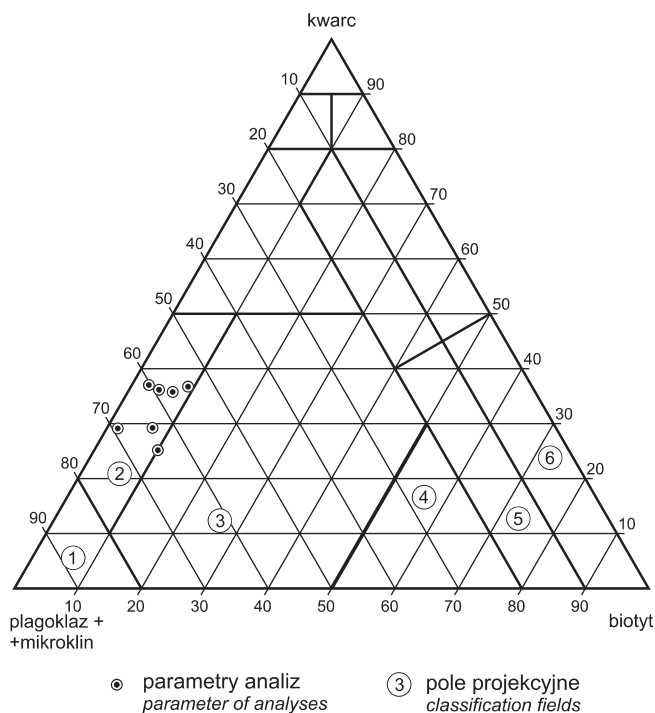


Fig. 5. Projekcja trójkątna kwarc-skalenie-minerały maficzne (wg Winklera, 1967) dla facji amfibolitowej z punktami projekcyjnymi analiz planimetrycznych granitoidów z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1

Pola projekcyjne: II – felsy skalenioowo-kwarcowe, III – gnejsy

Classification projection of metamorphic rocks (quartz-feldspar-mafic minerals) in amphibolite facies (after Winkler, 1967)

Classification fields: II – feldspar quartzite, III – mica quartzite

Tabela 4

Skład mineralny granitoidów podłoża krystalicznego

Mineral composition of granitoides

Minerał	Głębokość [m]							Zakres	Średnia
	3513,5	3514,0	3517,45	3517,55	3519,4	3519,9	3520,0		
Kwarc	34,0	28,6	28,5	21,6	35,2	35,6	28,3	35,6–21,6	30,3
Plagioklaz	38,7	50,6	37,0	49,7	34,0	26,5	28,8	50,6–26,5	37,9
Mikroklin	10,1	10,7	17,3	9,0	18,7	27,3	37,3	37,3–9,0	18,7
Mikropertyt	3,0	–	3,5	3,6	1,7	–	1,5	3,6–0,0	1,9
Myrmekit	2,3	0,2	7,9	2,4	0,3	1,1	0,2	7,9–0,2	2,0
Biotyt	3,9	4,4	2,3	8,5	6,1	4,9	0,3	8,5–0,3	4,3
Minerały nieprzezroczyste	1,0	2,4	2,4	3,4	2,7	0,2	2,0	3,4–0,2	2,0
Apatyt	<0,1	–	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5–0,0	<0,1
Cyrkon	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	–	<0,1	0,1–0,0	<0,1
Chloryt	0,4	2,4	0,4	1,7	1,1	4,2	1,4	4,2–0,4	1,7
Serycyt	6,6	0,6	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	6,6–0,1	1,2

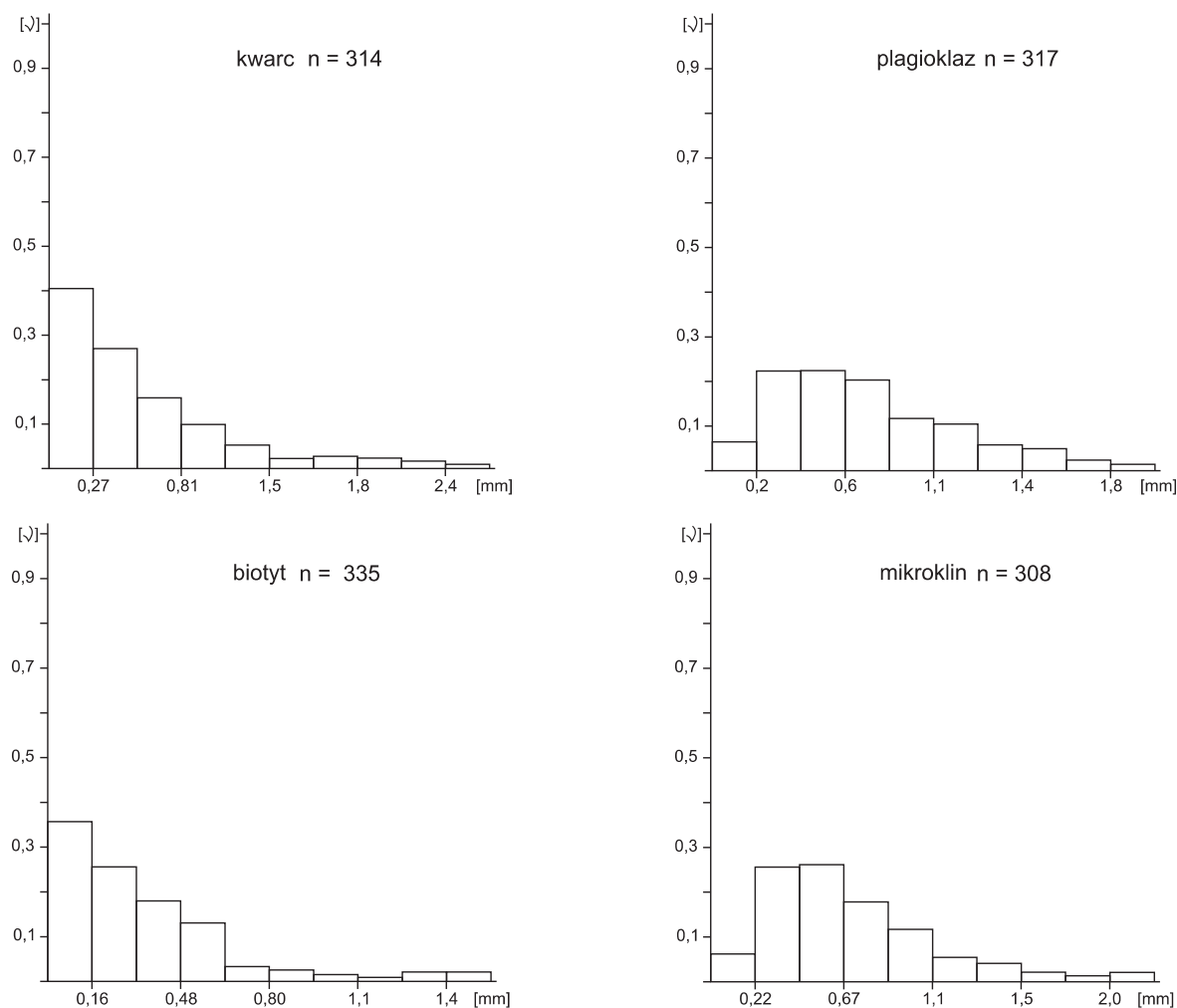


Fig. 6. Uziarnienie kwarcu, plagioklazu, biotytu i mikroklinu w gnejsach amfibolowych

Grain composition for quartz, plagioclase, microcline in amphibolite gneisses

o wyklinowujących się prążkach bliźniaczych. Oprócz pospolitych zbliźniaczeń albitowych i peryklinowych rzadziej występują bliźniaki Roc Tourné i albitowo-esterelskie. Pomiar optyczny składu plagioklazu ujawnił średnią zawartość cząsteczki anortytowej 28,9% (fig. 7), przy wahaniami 24–37% An. Plagioklaz zawiera wrostki: kwarcu, apatytu, biotytu i cyrkonu. Na brzegach blastów obserwuje się czasami struktury myrmekitowe o grubości ok. 0,1 mm.

W odmianie granitoidów zmienionych hydrotermalnie produktami wtórnych przeobrażeń plagioklazu są: serycyt, węglany, mikroklin i albit. Szczególnie liczny jest mikroklin, którego zawartość często przekracza 20% objętościowych skały. Jest to minerał ksenoblastyczny (fig. 6), czasami z wrostkami kwarcu, apatytu, biotytu, minerałów nieprzezroczystych i cyrkonu. Mikroklin na ogół cechuje się regularną kratką bliźniaczą, chociaż niektóre blasty tego minerału odznaczają się niespokojnym wygaszaniem światła. Obecne są w nim przerosty mikropertytowe o strukturze *stringlet*. Mikroklin miejscami uległ wtórnej albityzacji, podobnie jak plagioklaz. Albityzacja skaleni rozwinęła się dość słabo; zana-

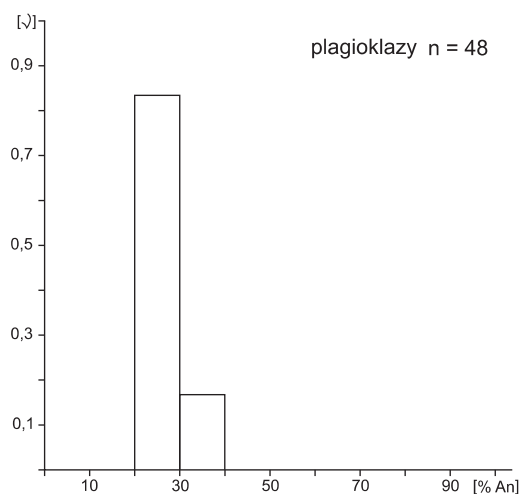


Fig. 7. Zawartości cząsteczki anortytowej w plagioklizie gnejsów amfibolowych

Content of anorthite molecule in plagioclase

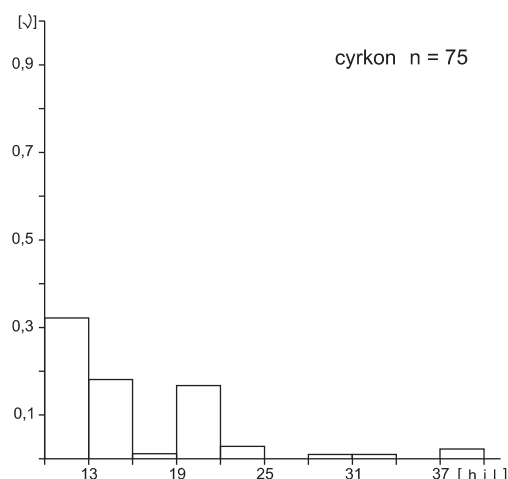


Fig. 8. Elongacja cyrkonu

Zircon elongation

czyła się obecnością albitu szachownicowego. W granitoidach powszechnie rozwinął się proces serycytizacji w początkowej fazie od brzegów blastów i wzdłuż spękań.

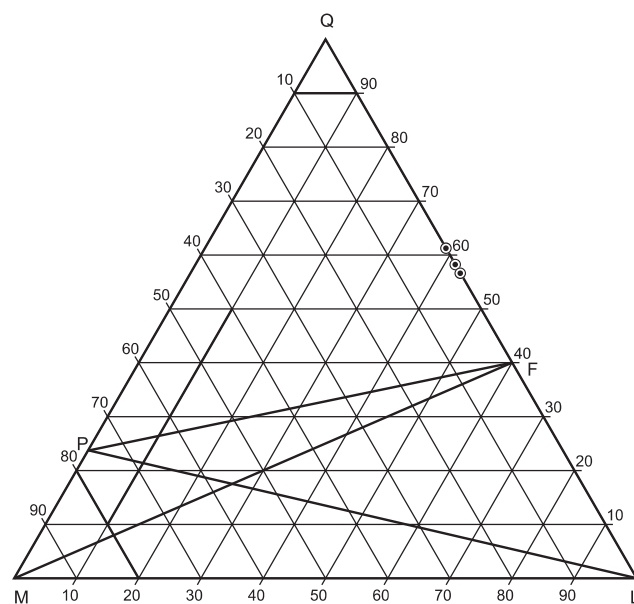
Biotyt najczęściej jest wykształcony w postaci ksenoblastycznych pojedynczych osobników, rzadziej w pakietach blaszek (fig. 6). Odnacza się słabym pokinematycznym odkształceniem, polegającym na spękanii i sporadycznie na powyginaniu blaszek. Wykazuje pleochroizm w odcieniach α – słomkowożółty, γ – ciemnobrunatnoczerwony. W biotycie obecne są wrostki minerałów nieprzezroczystych – apatytu i cyrkonu. Bardzo często biotyt bywa przeobrażony w chloryt o subnormalnych barwach interferencyjnych. Najczęściej chloryt zastępuje biotyt wzdłuż płaszczyzn /001/, rzadziej tworzy całkowite pseudomorfozy po mineralu pierwotnym. Procesom chlorytazacji zwykle towarzyszy wydzielanie minerałów nieprzezroczystych. Ksenoblastycznie wykształcone minerały nieprzezroczyste osiągają średnice do 1,25 mm. Rzadko obserwuje się poikiloblasty zagęszczone apatylem i cyrkonem.

Ksenoblasty apatytu występują najczęściej w biotycie, plagioklazie i kwarcu, większe natomiast współuczestniczą w składzie maficznych skupień glomeroblastycznych. Maksymalna średnica ksenoblastów apatytu wynosi 0,18 mm.

Cyrkon jest obecny w postaci ksenoblastów; sporadycznie ma kształt zbliżony do idioblastycznego. Jest zabarwiony na brunatno i często jest spękany. Rzadko spotyka się osobniki o budowie pasowej. Elongacja cyrkonu h:l wykazuje dużą zmienność – od 0,9 do 4,0, a przeciętnie wynosi 1,6 (fig. 8).

Wyniki badań chemicznych

Dla trzech próbek migmatytów (głęb. 3514,00; 3517,45 i 3519,90 m) przeprowadzono analizy chemiczne w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Warszawie. Wyniki badań w postaci tlenków wagowych poszczególnych składników oraz ich przeliczeniu na stosunki molekularne zamieszczono w tabeli 5, natomiast przeliczenia wykonane metodą Niggiego – w tabeli 6. Główną cechą zbadanych skał jest przesycenie



⊙ parametry analiz
parameter of analyses

Fig. 9. Projektcja trójkątna Q–L–M wg Niggiego z parametrami analiz chemicznych

Parametry: Q = q+Ru, L = Kp+Ne+cal, M = Cs+fo+fa+fs+ns, P – punkt piroksenowy, F – punkt skaleniowy

QLM projection for metamorphic rocks based upon normative composition after Niggli

Explanation for parameters Q = q+Ru (quartz, rutile), L = Kp+Ne+cal (kaliophilite, nepheline, calcium aluminate), M = Cs+fo+fa+fs+ns (calcium orthosilicate, forsterite, fayalite, iron silicate, sodium silicate), P – pyroxene point, F – feldspar point

krzemionką i brak minerałów maficznych. Na trójkącie projekcyjnym QLM (fig. 9) parametry analiz chemicznych grupują się prawie w jednym miejscu wzdłuż boku QL. Drugą cechą skał jest niewielka ilość wapnia, co przy zawyżonych oznaczeniach CO₂ powoduje brak minerału Cal. Nieznaczne różnice w składzie chemicznym wynikają także z prawie identycznego stosunku minerałów or:ab (fig. 10) oraz stałego nadmiaru glinu, uwidocznionego obecnością minerału C (korundu).

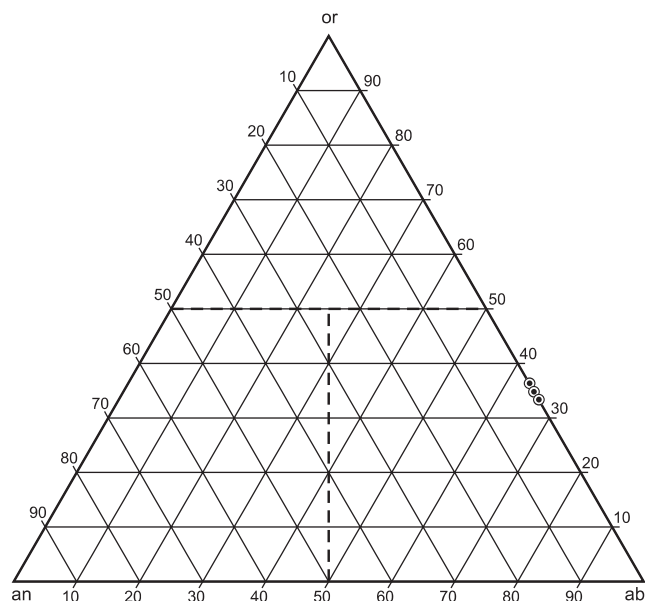
Wyniki przeliczeń metodą Bartha (tab. 7) wskazują na brak różnicy w zawartości poszczególnych jonów, w tym równowagę wapnia z magnezem i dwukrotną przewagę sodu nad potasem.

Wyniki badań geochemicznych

W skałach prekambryjskich z profilu Darżlubie IG 1, reprezentowanych przez przeobrażone w różnym stopniu granitoidy, zwane w przypadku dolnej partii rdzenia migmatytami, określono zawartości: niklu, kobaltu, wanadu, chromu, manganu, tytanu, skandu, baru, strontu, galu, molibdenu, ołowiu, cyny i żelaza. Celem badań było prześledzenie rozmieszczenia pierwiastków głównych i śladowych grupy żelaza oraz

**Fig. 10. Projekcja ortoklaz–anortyt–albit
sporządzona na podstawie przeliczeń wykonanych
sposobem Niggiego**

Triangular projection: or(ortoclase)–ab(albite)–an(anortite)
after Niggli method



⊙ parametry analiz
parameter of analyses

Tabela 5

Wyniki analiz chemicznych skał podłoża krystalicznego

Results of chemical analyses of crystalline rocks

Skład- niki	Numery analiz					
	1		2		3	
	[% wag.]	[s. mol.]	[% wag.]	[s. mol.]	[% wag.]	[s. mol.]
SiO ₂	68,63	1142	67,29	1120	67,41	1122
TiO ₂	0,72	9	0,67	8	0,63	8
Al ₂ O ₃	15,91	156	15,96	156	15,85	155
Fe ₂ O ₃	3,17	20	3,01	19	3,03	19
FeO	1,29	18	1,25	17	1,16	16
MnO	0,03	–	0,05	1	0,04	1
MgO	0,86	21	0,81	20	0,88	22
CaO	0,82	15	1,38	25	1,26	22
Na ₂ O	4,11	66	4,50	73	4,69	76
K ₂ O	3,41	36	3,66	39	3,59	38
P ₂ O ₅	0,14	1	0,24	2	0,22	1
H ₂ O ⁺	0,12	7	0,30	17	0,32	18
H ₂ O [–]	0,07	4	0,03	2	0,04	2
CO ₂	0,76	17	1,12	25	1,02	23
S	0,02	1	0,01	–	0,01	–
Razem	100,96		100,28		100,15	

Granitoid, głęb.: 1 – 3514,0 m, 2 – 3517,45 m, 3 – 3519,9 m

Granitoid, depth: 1 – 3514.0 m, 2 – 3517.45 m, 3 – 3519.9 m

Tabela 6

**Wyniki przeliczeń analiz chemicznych skał podłoża
krystalicznego metodą Niggiego**

Results of chemical analyses of crystalline rocks after Niggli method

Minerały	Numery analiz		
	1	2	3
Q	52,6	50,0	49,9
Kp	12,1	13,0	12,7
Ne	22,2	24,4	25,5
Sp	2,7	2,3	3,0
C	4,3	3,3	2,6
Fs	0,3	0,2	0,3
Mt	3,0	3,0	2,8
Ru	0,5	0,4	0,4
Cp	0,3	0,6	0,3
Pr	0,1	–	–
Cc	1,9	2,8	2,5
Q	60,5	57,2	56,6
L	39,2	42,6	43,0
M	0,3	0,2	0,4
or	35,3	34,8	33,3
ab	64,7	65,2	66,7
an	–	–	–

Granitoid, głęb.: 1 – 3514,0 m, 2 – 3517,45 m, 3 – 3519,9 m

Granitoid, depth: 1 – 3514.0 m, 2 – 3517.45 m, 3 – 3519.9 m

**Wyniki przeliczeń analiz chemicznych
metodą Bartha**

Results of chemical analyses
after Barth method

Jony	Numery analiz		
	1	2	3
Si	60,3	59,1	59,3
Ti	0,5	0,4	0,4
Al	16,5	16,5	16,4
Fe ³⁺	2,1	2,0	2,0
Fe ²⁺	0,9	0,9	0,8
Mn	–	–	–
Mg	1,1	1,0	1,2
Ca	0,8	1,3	1,2
Na	7,0	7,7	8,0
K	3,8	4,1	4,0
P	0,1	0,2	0,1
C	0,9	1,3	1,2
Razem	94,0	94,5	94,6

Granitoid, głęb.: 1 – 3514,0 m, 2 – 3517,45 m, 3 – 3519,9 m

Granitoid, depth: 1 – 3514.0 m, 2 – 3517.45 m, 3 – 3519.9 m

Tabela 7

określenie ich koncentracji. Przy oznaczeniach badanych pierwiastków posłużono się metodą spektralnej analizy emisyjnej, które umożliwiają niejednokrotnie jednoczesne oznaczanie kilku pierwiastków przy zadawalającej precyzji oznaczeń. Analizy wykonano na spektrografie PGS-2 firmy Zeiss w kilku tokach analitycznych. Szczegółowe warunki analizy poszczególnych pierwiastków opisano w pracy Dziedzic (1973). Dla profilu Darżlubie IG 1 zbadano pod względem geochemicznym próbki skał pobrane z głęb. od 3511,5 do 3520,0 m.

Stwierdzono nierównomierne rozmieszczenie badanych pierwiastków, przy czym ołów, cyna, gal i molibden występują w znikomych ilościach, często poniżej granicy oznaczalności, stąd też nie zostały uwzględnione w tabelach. Zestawienie zawartości oznaczonych pierwiastków zamieszczono w tabeli 8, a w tabeli 9 podano zakres zawartości i średnie, w porównaniu z klarkami tych pierwiastków w skałach kwaśnych. Z danych przedstawionych w tabeli 8 wynika, że:

Nikiel występuje jedynie w partii przeobrażonych granitoidów, a w zalegających poniżej migmatytach stromatytowych, od głęb. 3517,5 m brak tego pierwiastka.

Kobalt, podobnie jak i nikiel, występuje w niewielkich ilościach. Dyspersja zawartości tego pierwiastka waha się od 7 do 17 ppm.

Wanadu i chromu jest w badanych skałach bardzo mało. Średnia zawartość wanadu wynosi 45 ppm i jest bliska klarkowi tego pierwiastka podawanego przez Winogradowa (1962) dla skał kwaśnych.

Chrom oznaczono w ilości od 3 do 32 ppm (średnio 15 ppm). Zawartość chromu powyżej 20 ppm występuje w skale, w której obok kwarcu i plagioklazu pojawiają się w większych ilościach minerały maficzne lub pseudomorfozy po nich oraz większe nagromadzenia wodorotlenków żelaza.

Tabela 8

Zawartość pierwiastków w skałach metamorficznych (w ppm)

Content of elements in metamorphic rocks (in ppm)

Głęb. [m]	Ni	Co	V	Cr	Mn	Sc	Ti	Ba	Sr	Pb	Fe ²⁺	Fe ³⁺
3511,5	23	7	72	19	120	13	4400	240	150	10	0,47	2,04
3512,5	18	10	68	32	270	16	4000	330	38	5	n.o.	n.o.
3513,5	13	9	26	20	190	17	2900	870	130	8	n.o.	n.o.
3514,0	18	17	21	8	410	5	3500	840	130	2	n.o.	n.o.
3517,45	13	11	68	19	330	17	3200	1050	325	3	1,06	1,23
3517,55	–	10	58	22	360	12	3000	1350	580	–	n.o.	n.o.
3519,4	–	7	31	3	160	3	2800	1450	600	–	n.o.	n.o.
3519,9	–	8	31	7	190	5	2900	1350	640	śląd	n.o.	n.o.
3520,0	–	8	34	14	360	5	2800	1450	650	–	0,92	1,37

n.o. – nie oznaczono / not determined, „–” – nie stwierdzono / element absent

Podobny jest rozkład zawartości **manganu**. Występuje on w ilości od 120 do 360 ppm. Jego średnia zawartość wynosi w badanych skałach 266 ppm i jest znacznie niższa od klarku tego pierwiastka w skałach kwaśnych. W procesie serycytyzacji i chlorytyzacji obserwuje się wyraźne uruchomienie manganu. W produktach przeobrażeń jest go zdecydowanie mniej, niż w skałe o mniejszym stopniu przeobrażenia.

Skand występuje w ilości od 3 do 17 ppm. Jego największą zawartość stwierdzono w granitoidach ulegających przeobrażeniu, w których zaznacza się większy udział takich minerałów, jak biotyty lub produkty ich przeobrażeń. W migmatytach stromatytowych skand zarejestrowano zaledwie w ilości 3–5 ppm. Średnia zawartość skandu w skałach z profilu Darżlubie IG 1 przewyższa trzykrotnie wartość klarkową w skałach kwaśnych.

Tytan stwierdzono w ilości od 2800 do 4400 ppm (średnio 3300 ppm).

Największemu zróżnicowaniu w badanych skałach ulega zawartość **baru** i **strontu**. Bar występuje w szerokich granicach od 240 do 1450 ppm. Maksymalne zawartości tego pierwiastka są związane z migmatytami, a minimalnie – z granitoidami pochodzącymi z górnej partii rdzenia. W rozmieszczeniu strontu zaznacza się wiele analogii do baru. Najwyższe zawartości strontu stwierdzono w migmatytach stromatytowych, najmniejsze – w granitoidach, zwłaszcza przeobrażonych. Średnia zawartość strontu w badanych skałach wynosi 360 ppm i jest bliska średniej w skałach kwaśnych.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że:

- wyłaniają się dwie grupy skał, różniące się koncentracją niektórych pierwiastków, zwłaszcza niklu, chromu, baru i strontu;
- rozmieszczenie pierwiastków w profilu Darżlubie IG 1 jest ściśle związane z charakterem skały;

Tabela 9

Zakres i średnie zawartości pierwiastków śladowych w granitoidach w porównaniu z klarkami wg Winogradowa

Range and average content of trace elements in granitoids in compare Winogradov clarks

Pierwiastki	Zakres od-do	Średnia	Średnia wg Winogradowa
Ni	0–23	9	8
Co	7–17	10	5
V	21–72	45	40
Cr	3–32	15	25
Mn	120–360	266	600
Sc	3–17	10	3
Ti	2800–4400	3300	2300
Ba	240–1450	990	830
Sr	38–650	360	300

- w badanych skałach brak wyraźnej korelacji pierwiastków, szczególnie pierwiastków z grupy żelaza, widoczna jest natomiast korelacja strontu i baru;
- migmatyty stromatytowe charakteryzują się podwyższoną koncentracją strontu i baru, a wyraźnymubożeniem w pierwiastki grupy żelaza;
- przeobrażone granitoidy zawierają mniej baru i strontu, a są bogatsze w nikiel, wanad i tytan.

Elżbieta KRYSTKIEWICZ

UWAGI O GENEZIE SKAŁ FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO

Otwór wiertniczy Darżlubie IG 1 został usytuowany w obrębie kompleksu kaszubskiego, w południowo-wschodniej części osłony enderbitów Żarnowca. Nawiercone skały reprezentują migmatytowe otoczenie enderbitów. Są to skały ukie-runkowane pod kątem 20–40°, przy czym kierunkowość ta jest pierwotna, widoczna w ułożeniu lamin złożonych z amfibolu, często zmienionego w chloryt. Kierunek ten został podkreślony późniejszą blastezą biotyty i segregacją mikroklinu. Wyraźna jest laminacja składająca się z naprzemiennych jasnych smug o składzie mikroklino-kwarcowym oraz lamin zbudowanych z plagioklazu, biotyty i chlorytowych pseudomorfoz po amfibolu. Pod względem teksturalnym skały odpowiadają migmatytom typu stromatytowego.

Wysoki stopień przeobrażenia materiału macierzystego praktycznie wyklucza możliwości wnioskowania o jego pochodzeniu. Jedynie wyniki analizy elongacji cyrkonu wskazują na materiał osadowy, który mógł pochodzić z destrukcji

skał o różnej genezie, o czym świadczy szereg populacji o maksimach 1,2; 2,1; 3,1 i 3,9.

Najstarsze stadium przeobrażeń metamorficznych utrwaliło się w blastezie plagioklazu i amfibolu, w zespołach reprezentowanych zapewne przez amfibolity i gnejsy amfibolowe, a więc w warunkach mniej intensywnych przeobrażeń niż enderbity z profilu Żarnowiec IG 1 (Ryka, 1973). W skałach z profilu Żarnowiec IG 1 stwierdzono obecność hornblendy karyntynowej, a skały, w których występuje, wiążą się w jednej grupie facjalnej z enderbitami. Przeobrażone formy amfibolu z profilu Darżlubie IG 1 uniemożliwiają przeprowadzenie bezpośrednich porównań z enderbitami i towarzyszącymi im gnejsami amfibolowymi. Możliwe, że reprezentują one ogniwa utworzone w tym samym czasie i należą do reliktyw strukturalnych svekofenokarelskich (Kubicki i in., 1972).

W czasie powszechnej krystalizacji gotyjskiej w całym obrzeżeniu platformy wschodnioeuropejskiej zachodziły

na wielką skalę procesy metasomatozy krzemionkowej, potasowej oraz migmatyzacja. Wtedy to enderbity i gnejsy z profilu Żarnowiec IG 1 przekształciły się w czarnokity, a nadmiar kwarcu i skalenia potasowego został odprowadzony w postaci mobilizatu. Przeobrażenia te zachodziły w warunkach facji amfibolitowej, przypuszczalnie średniociśnieniowej serii facjalnej. Formy mobilizatu gromadziły się w obrzeżeniu eber-

bitów i doprowadziły do powstania migmatytów stromatytowych. Hornblenda przekształciła się w biotyt, a plagioklaz został podstawiony mikroklinem.

Wygasające wpływy metamorfozy regionalnej utrwały się w produktach hydrotermalnych, a przeobrażenia hipergeniczne są już rezultatem wydźwignięcia i odsłonięcia skał, które umożliwiły wpływ czynników wietrzenia.

Zbigniew CYMERMAN

BADANIA STRUKTURALNE PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO I WNIOSKI GENETYCZNE

Wstęp

Region Pomorza Wschodniego obejmuje najbardziej północno-zachodni fragment polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Skały podłoża krystalicznego występują w tym regionie na największych głębokościach z całej rozpoznanej wierceniami polskiej części tej platformy. Nawiercone podłoże krystaliczne znajduje się na ogół na głębokościach poniżej 3500 m, a miejscami nawet poniżej 5000 m (otwory wiertnicze Słupsk IG 1 i Kościerzyna IG 1). Ze względu na duże głębokości występowania podłoża krystalicznego, region ten jest rozpoznany tylko 8 otworami badawczymi: Żarnowiec IG 1, Łeba 8, Hel IG 1, Smołdzino 1, Darżlubie IG 1, Słupsk IG 1, Gdańsk IG 1 i Kościerzyna IG 1. W regionie Pomorza Wschodniego w skałach podłoża krystalicznego przewiercono łącznie zaledwie 240 m. Badania strukturalne i kinematyczne wykonano na całym zachowanym (łącznie ok. 150 m rdzeni) archiwalnym materiale wiertniczym (Cymerman, 2004a).

Skały krystaliczne z profilu Słupsk IG 1 uznawano za należące do przedkarelskiej strefy fałdowej w strefie granicznej między granitoidowymi masywami pomorskim i dobrzyńskim (Kubicki, Ryka, red., 1982). Ostatnio cały region Pomorza Wschodniego został zaliczony do terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004a), także określanego jako strefa (terran) zachodniolitewski (Skridlaite, Motuza, 2001). Kubicki i Ryka (red., 1982) w fałdowej strefie kaszubskiej wydzielali: enderbit z Kościerzyny, gnejs piroksenowy z Helu, czarnokit z Żarnowca, migmatyt piroksenowy z Jastarni, migmatyt hornblendowy z Polaszek i migmatyt biotytowy z Darżlubia.

Litologia

W otworze Darżlubie IG 1 krystaliczne podłoże prekambryjskie nawiercono na głęb. (według rdzenia) 3509,3 m (–3460,0 m p.p.m.). Po przewierceniu 10,7 m w skałach krystalicznych wiercenie zakończono na głęb. 3520,0 m. Z tego otworu zachowane jest tylko 6 skrzyń z rdzeniem wiertniczym ze skałami krystalicznymi, o łącznej miąższości ok. 3,5 m. W profilu Darżlubie IG 1 opisano gnejsy przechodzące w migmatyty amfibolowe. Są to brunatno-rdzawo-szare gnejsy biotytowe, na ogół wyraźnie laminowane, z cienkimi sillami granitoidów i pegmatytów różowych (fig. 11). Nieliczne są cienkie dajki pegmatytu różowego. Pod względem litologicznym gnejsy laminowane z profilu Darżlubie IG 1 najbardziej przypomi-

nają fragmenty gnejsów zmigmatyzowanych z sąsiedniego profilu Hel IG 1. Takie gnejsy laminowane mogą być także opisywane jako migmatyty stromatytowe (*lit-par-lit*). Skały metamorficzne z profilu Darżlubie IG 1 uznawano za należące do tzw. prekarelskiej strefy fałdowej (Kubicki, Ryka, red., 1982).

Badania strukturalne

Badania strukturalne z elementami kinematyki całego zachowanego materiału wiertniczego ze skałami krystalicznymi z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 wykonał Cymerman (2004a). W wyniku tych badań w skałach wydzielono struktury planarne (foliacja metamorficzna S_M , uskoki, spękania), struktury linijne (elongacyjna lineacja ziarna mineralnego L_M i rysy ślizgowe) oraz wskaźniki ścinania podatnego.

Foliacja metamorficzna S_M , typu złupkowania rekrytalizacyjnego, w laminowanych gnejsach wykazuje stałe kąty upadu rzędu 15–20°. Na powierzchniach foliacji metamorficznej S_M jest dość dobrze widoczna lineacja ziarna mineralnego L_M , głównie typu lineacji biotytowej. Orientacja lineacji ziarna mineralnego L_M jest mniej więcej równoległa do kierunku upadu foliacji metamorficznej S_M .

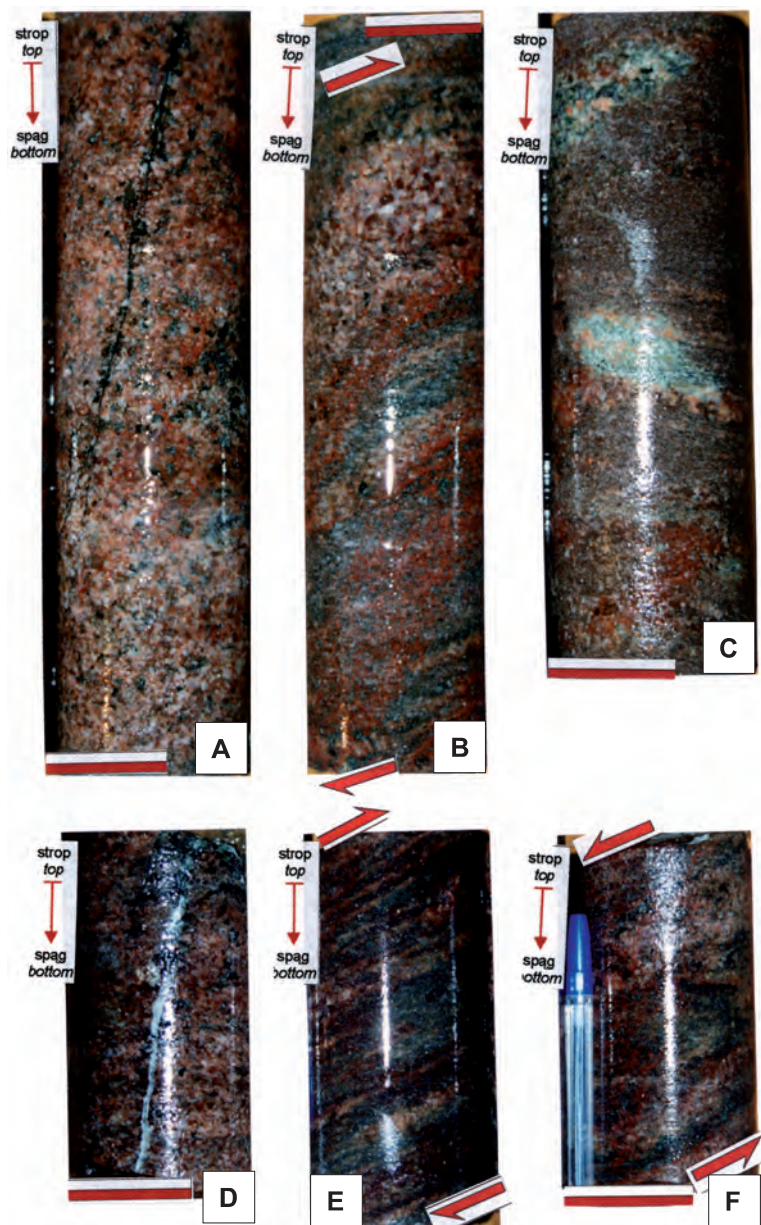
Lokalnie zachowane asymetryczne wskaźniki kinematyczne (asymetryczne porfiroklasty skaleniove typu σ oraz asymetryczne soczewy leukosomu) na ogół dobrze wyznaczają nasunięciowy charakter deformacji, np. na głęb. 3614,5 i 3515,5 m. Na głęb. 3518,6 m stwierdzono podobne asymetryczne wskaźniki kinematyczne, które jednak dokumentują ekstensyjny charakter deformacji podatnej.

W zachowanych fragmentach rdzenia nie rozpoznano uskoków, a spękania skalne są nieliczne. Na ogół zapadają one pod średnimi i stromymi kątami zarówno konsekwentnie, jak i obsekwentnie względem foliacji metamorficznej S_M .

Uwagi genetyczne i wnioski

Podatne strefy ścinania są trudne do rozpoznania w skałach krystalicznych wschodniej części Pomorza. Zasadniczy wpływ na to miała późniejsza silna rekrytalizacja związana z heterogeniczną migmatyzacją tych skał w warunkach górnej części facji amfibolitowej lub nawet granulitowej. Procesy migmatyzacji o różnej intensywności i charakterze rozwoju neosomów spowodowały trudności w odróżnianiu gnejsów od migmatytów. Procesy te prowadziły

Fig. 11. A. Przykład grubokrystalicznego sillu pegmatytowego. Zauważ cienką, ciemną żyłkę, podobną do pseudotachylitu (spękanie tensyjne). Skala białoczerwona = 5 cm; głęb. 3518,8 m. **B.** Migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z cienkimi sillami i dajkami granitoidów i pegmatytów różowych. Prawoskrętny zwrot ścinania podatnego. Przekrój prostopadły do foliacji S_M i prawie równoległy do lineacji L_M . Skala białoczerwona = 5 cm; głęb. 3518,4 m. **C.** Migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z nielicznymi, cienkimi sillami granitoidów i pegmatytów. Przekrój skośny do foliacji S_M i skośny do lineacji L_M . Skala białoczerwona = 5 cm; głęb. 3511,0 m. **D.** Grubokrystaliczny sill pegmatytowy z cienką, białą żyłką kalcytową (spękanie tensyjne). Skala białoczerwona = 5 cm; głęb. 3519,4 m. **E.** Migmatyt stromatytowy z ciemnym paleosomem (gnejs biotytowy) i czerwono-szarym neosomem. Nasunięciowy (prawoskrętny) zwrot podatnego ścinania. Przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M . Skala = 5 cm; głęb. 3515,0 m. **F.** Migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z cienkimi sillami granitoidów. Lewoskrętny zwrot ścinania podatnego. Przekrój prostopadły do foliacji S_M i prawie równoległy do lineacji L_M . Skala białoczerwona = 5 cm; głęb. 3518,6 m



A. An example of a coarse-grained pegmatite sill. Note, a thin, dark, pseudotachylite-like injection vein (tension fracture). White-red scale = 5 cm; depth 3518.8 m. **B.** Stromatitic migmatite (lit-par-lit) with thin sills and dikes of pink granitoids and pegmatites. Dextral sense of ductile shear. Section perpendicular to S_M foliation and almost parallel to L_M lineation. White-red scale = 5 cm; depth 3518.4 m. **C.** Stromatitic migmatite (lit-par-lit) with rare and thin sills of granitoids and pegmatites. Section oblique to S_M foliation and oblique to L_M lineation. White-red scale = 5 cm; depth 3511.0 m. **D.** A coarse-grained pegmatite sill with a thin, white calcite vein (tension fracture). White-red scale = 5 cm; depth 3519.4 m. **E.** Stromatitic migmatites with dark paleosome (biotite gneiss) and red-grey neosome. Overthrusting (dextral) sense of ductile shear. Section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation. White-red scale = 5 cm; depth 3515.0 m. **F.** Stromatitic migmatite (lit-par-lit) with thin sills of granitoids. Sinistral sense of ductile shear. Section perpendicular to S_M foliation and almost parallel to L_M lineation. White-red scale = 5 cm; depth 3518.6 m

także do zatarcia pierwotnego charakteru skały. W gnejsach z profilu Darżlubie IG 1 nie jest zachowana foliacja magmowa S_0 .

W gnejsach starsze paragenezy mineralne (kwarc–plagioklaz–biotyt) przekładają się wielokrotnie w formie laminacji z młodszymi paragenezami (kwarc–mikroklin). Laminacja gnejsów oraz cechy fizjograficzne starszej paragenezy mineralnej miałyby wskazywać na pierwotne osadowe pochodzenie skał macierzystych (Ryka, 1973b, c, 1982). Zakładano, że w wyniku mikroklinizacji i nieco późniejszej blastazy kwarcu powstały skały o cechach migmatytów stromatytowych z regularnie alternującymi laminami paleosomu gnejsów biotytowych. Wskazywano, że zarówno gnejsy biotytowe, jak i migmatyty są znacznie zdyferencjonowane metamorficznie, co miało sugerować ich głęboką strefę przeobrażeń metasomatycznych (Ryka, 1973b, c, 1982).

Przedstawiana geneza metasomatycznych przeobrażeń skał osadowych w gnejsy (paragnejsy) (np. Ryka, 1973b, c, 1982) jest jednak w sprzeczności z danymi strukturalnymi i mikrostrukturalnymi, także z profilu Darżlubie IG 1 (Cymerman, 2004a). Analiza ta dokumentuje rozwój podatnych stref ścinania prostego (deformacji rotacyjnej). Na podstawie zachowanych domen, w których doszło do słabego ścinania prostego, natura granitowa protolitu nie została znacznie zmodyfikowana. Upoważnia to do stwierdzenia, że pierwotnymi skałami były głównie granitoidy, a zatem powstały ortognejsy, a nie paragnejsy. W domenach o najintensywniejszym ścinaniu prostym, gnejsy wykazują zmienną teksturę od typów warstwowanych do cienkolaminowanych. W gnejsach o umiarkowanym stopniu ścinania prostego współlistnieją zarówno większe, jak i mniejsze strefy ścinania podatnego. Obserwując struktury od brzegów takiej strefy ścinania ku jej

środkowi, zauważa się charakterystyczne zmiany wyrażone: zmniejszaniem kąta pomiędzy powierzchniami S i C w strukturze mylonitycznej typu S–C; zmniejszaniem się wielkości ziaren kwarcu i skaleni; stopniowym wzrostem stosunku między długością a wysokością ziarna; wzrastającym udziałem neoblastów skalenionych pozbawionych przejawów odkształcenia, które na ogół są jednorodne w kształcie z poligonalnymi granicami ziarna, oraz progresywnym zastępowaniem biotyty przez muskowit.

W przypadku gnejsów zmigmatyzowanych nie jest pewne, czy zlokalizowane strefy ścinania powodujące rozwój cienkich laminowanych gnejsów mylonitycznych powstawały synchronicznie z procesami migmatyzacji, czy też były od nich wcześniejsze. Prawdopodobnie przedmigmatyzacyjne strefy ścinania w tych migmatytach mogły ulec intensywnej rekrystalizacji w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego.

Lokalizacja omawianego otworu wiertniczego, oddalonego od najbliższych otworów (Żarnowiec IG 1 i Hel IG 1) o około 25 km, stwarza jedynie pewną możliwość korelacji litologicznej, litostratygraficznej lub strukturalnej. W celu rozpoznania budowy i ewolucji krystalicznego podłoża obszaru Pomorza Wschodniego konieczne jest nawiązanie do najbliższych położonych wychodni skał prekambryjskich tarczy bałtyckiej znajdujących się na Bornholmie.

Wyniki analizy strukturalnej i kinematycznej z Bornholmu (Cymerman, 2004b) oraz danych geofizycznych z jej bliskiego sąsiedztwa (Abramowicz i in., 1997; BABEL Working Group, 1993) umożliwiają przedstawienie nowego modelu geotektonicznego prekambryjskiej ewolucji obszaru od Bornholmu po Mazury. Rozwój skorupy prekambryjskiej tej części pogranicza tarczy bałtyckiej i platformy wschodnioeuropejskiej był uwarunkowany dwoma głównymi procesami tektonicznymi: (1) reżimem kompresyjnej do transpresyjnej deformacji D_1 , przejawiającej się rozwojem zlokalizowanych, podatnych stref ścinania o charakterze nasuwczym z przemiesz-

zeniami skierowanymi ku południowi lub południowemu wschodowi oraz (2) prawdopodobnie nieco późniejszą deformacją ekstensyjną D_2 , również w warunkach podatnych. Z powodu braku wiarygodnych, nowych datowań radiometrycznych trudno ustalić dokładny czas tych deformacji, a nawet orogenezy (?swekofeńska i/lub ?gotyjska, czy może nawet ?swekonorweska). Obecnie można zakładać, że deformacje te (D_1 i D_2) miały miejsce w czasie orogenezy gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin – „orogeneza duńsko-polska” – który jest prawie synonimem orogenezy późnogotyjskiej.

Gorbatshev i Bogdanova (1993), omawiając problemy związane z ustaleniem proterozoicznego rozwoju tarczy bałtyckiej jako serii sukcesywnych cykli orogenicznych, sugerowali rozwój tej tarczy w wyniku pojedynczej, długotrwałej i prawie ciągłej aktywności orogenicznej i magmowej. Ta mezoproterozoiczna aktywność orogeniczna, trwająca od ok. 1,5 do 1,3 mld lat, spowodowała liczne intruzje magmowe w różnych częściach tarczy bałtyckiej. Długotrwały proces magmowy, trwający prawie 200 mln lat, wyznaczył ważny etap topienia skorupy, który następował w wyniku akrecji i stabilizacji młodej litosfery kontynentalnej w południowej części tarczy bałtyckiej.

W regionie Pomorza Wschodniego nie ustalono transportu tektonicznego domen strukturalnych. Można jedynie zakładać prawdopodobny transport tektoniczny o zwrocie „strop” ku południowi. Na Bornholmie doszło do przemieszczeń pakietów nasunięciowych generalnie ku południowi w warunkach podatnych (Cymerman, 2004b). Podobieństwo ewolucji strukturalnej Pomorza Wschodniego i Bornholmu może pośrednio wskazywać także na przejawy orogenezy gotyjskiej także na obszarze Pomorza Wschodniego. Na jednoznaczną odpowiedź dotyczącą wieku procesów tektonometamorficznych należy poczekać do wykonania nowych oznaczeń radiometrycznych, głównie na cyrkonach z rdzeni skał krystalicznych, także z profilu Darżlubie IG 1.

KAMBR I EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

UWAGI WSTĘPNE I ZASADY STRATYGRAFII KAMBRU

W profilu otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 osady kambru występują, według próbek rdzeniowych, w interwale głęb. 3011,5–3491,0 m, osiągając miąższość 480,0 m. Według pomiarów geofizycznych jest to interwał 3003,0–3490,0 m i miąższość 487,0 m. Różnica 8,0 m w określeniu głębokości stropu osadów kambru metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych wynika z przesunięcia ostatnich z wymienionych względem pomiarów geofizycznych.

Ze względu na ubóstwo wskaźników biostratygraficznych, szczególnie w utworach dolnego kambru, granice jednostek chronostratygraficznych, w tym granica między kambrami środkowym i dolnym, są przybliżone i wyznaczone mię-

dzy innymi na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworu Darżlubie IG 1 z odpowiednimi krzywymi reperowych i datowanych biostratygraficznie profili zachodniej części obniżenia bałtyckiego. Wśród tych otworów należy wymienić przede wszystkim profile Żarnowiec IG 1 (Lendzion, 1976b), Hel IG 1 (Lendzion, 1986a) oraz Gdańsk IG 1 (Lendzion, 1989).

Odcinek profilu odpowiadający utworom kambru był w bardzo dużym zakresie rdzeniowany. W utworach kambru górnego zakres rdzeniowania wynosił 100%, środkowego – 96,4%, a dolnego – 95,7%.

Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (2007) zatwierdziła nowy podział chronostratygraficzny systemu kam-

Tabela 10

Zestawienie korelacji tradycyjnych, aktualnie proponowanych i ratyfikowanych chronostratygraficznych wydzielen systemu kambryjskiego

Correlation of the traditional, currently proposed and standard stratigraphic units of the Cambrian System

System	Tradycyjne wydzielenia Lendzion (1983a, b); Mens i in. (1990); Geyer, Shergold (2000); Geyer (2005)	Gradstein i in. (2004)	Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (ISCS) Babcock i in. (2005); Peng i in. (2006); Babcock, Peng (2007) Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (ICS) (2010)	
	oddział	oddział	oddział	piętro
Kambr	kambr górny	furong	furong	piętro 10
				jiangshan
				paib
	kambr środkowy	kambr środkowy	oddział 3	gužang
				drum
				piętro 5
	kambr dolny	kambr dolny	oddział 2	piętro 4
				piętro 3
				piętro 2
			terenew	fortun

bryjskiego (tab. 10). Wyróżnione w nim cztery oddziały i dziesięć pięter nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Babcock, Peng, 2007). Nowe oddziały kambru, poza najniższym (terenew) i najwyższym (furong), nie zostały jeszcze nazwane (stan na październik, 2011 r.). W systemie kambryjskim wyróżniono dziesięć pięter, z których większość jest jeszcze nie nazwana.

Jedynie nazwę uzyskało najniższe piętro fortun oraz cztery z wyższych pięter drum, gužang, paib i jiangshan.

Ze względu na trudności w korelacji biostratygraficznej między polskimi profilami kambru a nowym, globalnym podziałem chronostratygraficznym tego systemu, w niniejszym tomie zastosowano tradycyjny trójdzielnny podział.

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA KAMBRU

Jolanta PACZEŚNA

Kambr dolny (terenew + (~) oddział 2)

Utwory kambru dolnego w profilu Darżlubie IG 1 według próbek rdzeniowych występują na głęb. 3278,4–3491,0 m (miąższość 212,6 m), a na podstawie pomiarów geofizycznych – na głęb. 3273,0–3490,0 m (miąższość 217,0 m).

Sukcesję dolnokambryjską budują w przewadze osady piaskowcowe, wśród których dominują jasnoszare piaskowce drobnoziarniste z licznym glaukonitem, nieregularnie przewarstwiane się z ciemnoszarymi mułowcami. W pakietach piaskowców drobnoziarnistych występują wkładki piaskowców o miąższości 2 cm z intraklastami mułowca fosforytowego. W piaskowcach drobnoziarnistych często spotyka się poziome lub lekko skośne laminy glaukonitu. Znacznie rzadziej występują szare piaskowce mułowcowe, nieregularnie przewarstwiane się z mułowcami z glaukonitem i jasnosza-

rymi piaskowcami drobnoziarnistymi. W spągu warstw piaskowców drobnoziarnistych sporadycznie występują zlepienie złożone z otoczków mułowca fosforytowego, szarego kwarcu oraz drobnych konglomeratów piritu. Osiągają one miąższość do 20 cm. W najwyższej części profilu kambru dolnego znaczny udział w spektrum litologicznym mają jasnoszare piaskowce różnoziarniste z dużym udziałem grubszych ziaren kwarcu w przyspągowych częściach warstw i z bardzo nielicznymi ziarnami glaukonitu. W wymienionych piaskowcach bardzo liczne są przewarstwienia iłowców ciemnoszarych i warstwy zlepieńców o miąższości 1 cm, zbudowane z dobrze obtoczonych klastów kwarcu. Najrzadziej występującą grupą litologiczną są piaskowce gruboziarniste z bardzo licznym glaukonitem i nieregularnymi, dużymi klastami mułowca szarozielonego oraz intraklastami mułowca fosforytowego.

Osady bardzo drobnoklastyczne są reprezentowane przez: ciemno- i jasnoszare oraz szarozielone iłowce z nielicznymi, cienkimi przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych z glaukonitem. Inną grupą litologiczną są

ciemnoszare iłowce z nieregularnymi, cienkimi przewarstwieniami jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego i różnoziarnistego z licznymi ziarnami glaukonitu. W stropie warstw występują drobne klasty mułowca fosforytowego. Często spotykane są szare mułowce z przewarstwieniami drobnoziarnistego piaskowca z ziarnami glaukonitu.

W przewarstwiających się iłowcach, mułowcach i piaskowcach stwierdzono bardzo liczną ichnofaunę (fig. 12). Są to głównie jamki żerowiskowo-mieszkalne: *Teichichnus rectus* Seilacher, *Teichichnus* isp., *Diplocraterion parallelum* Torell, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Trichophycus pedum* Seilacher, *Planolites montanus* Richter; ślady przemieszczania się organizmów *Gordia* isp., *Didymaulichnus* isp., *Monomorphichnus* isp., *Diplichnites* isp. i *Dimorphichnus* isp.; ślady spoczynku stawonogów *Rusophycus* isp. oraz bardzo rzadko występujące jamki mieszkalne filtratorów *Bergaueria* isp. i *Palaeophycus* isp. Fauna jest bardzo nieliczna. Są to skorupki brachiopodów *Lingulella* sp. i *Acrotreta* sp.

W dolnej części sukcesji dolnokambryjskiej ichnofauna jest bardzo liczna, ale cechuje ją niskie zróżnicowanie ichnotaksonomiczne i etologiczne w porównaniu do wyższej części sukcesji. Są to głównie jamki mieszkalne filtratorów *Monocraterion*, *Diplocraterion* i *Skolithos*. Jamki żerowiskowo-mieszkalne są mniej liczne. Należą do nich ichnorodzaje *Teichichnus* i *Planolites* (Paczeńska, 1996). Sporadycznie występują jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców *Teichichnus rectus* Seilacher, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin i *Treptichnus* cf. *bifurcus* Miller.

Sukcesja dolnokambryjska jest zaliczana do formacji sarbskiej, łębskiej i klukoskiej (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975).

Osady kambru dolnego w profilu Darżlubie IG 1 mają bardzo złą dokumentację biostratygraficzną. Jest to spowodowane przede wszystkim brakiem fauny trylobitowej. Na podstawie korelacji z profilami sąsiednich otworów wiertniczych o możliwości występowania nierozdzielonego poziomu *Protolenus* i *Holmia* wspomina Lendzion (1996). Nieliczne okazy *Mobergella holsti* (Moberg), *M. cf. radiolata* Bengston, *Mobergella* sp., mogą potwierdzać obecność wyróżnianego przez wspomnianą wyżej badaczkę poziomu *Mobergella* (Lendzion, 1983a, b). Wspomniany wyżej poziom odpowiada poziomowi *Schmidtellus mickwitzi* (Moczyłowska, 1991). W nowym schemacie wydzieleni chronostratygraficznych kambru osady dolnego kambru odpowiadają w przybliżeniu terenowowi i oddziałowi 2 (por. tab. 10).

W pozbawionych wskaźników biostratygraficznych utworach piaskowcowych kambru dolnego, jego przypuszczalna, dolna granica została poprowadzona na podstawie wyraźnych kryteriów litostratygraficznych na głęb. 3491,0 m (Jaworowski, 2011 – ten tom). Leżące poniżej tej granicy zlepieńcowe i gruboziarniste utwory piaskowcowe reprezentują formację smołdzińską (żarnowiecką). Brak wskaźników biostratygraficznych uniemożliwia rozdzielenie utworów ediakaru i kambru dolnego.

Jolanta PACZEŃSKA

Kambr środkowy (~oddział 3)

Utwory kambru środkowego w profilu Darżlubie IG 1 według próbek rdzeniowych występują na głęb. 3019,3–3278,4 m (miąższość 259,1 m), a według pomiarów geofizycznych – na głęb. 3011,0–3273,0 m (miąższość 262,0 m).

Spektrum litologiczne utworów kambru środkowego jest monotonne. Tworzą go utwory silikoklastyczne, reprezentowane głównie przez przewarstwiający się jasnoszare piaskowce drobnoziarniste z szarymi mułowcami i iłowcami. W najwyższej części sukcesji środkowokambryjskiej w piaskowcach występuje spoiwo węglanowe. Obecne są również cienkie przewarstwienia czarnego wapienia. W iłowcach częste są powierzchnie ślizgów oraz drobne kongregacje piritowe. W mułowcach licznie występują łuszczyki. W niższej części sukcesji środkowokambryjskiej stwierdzono osady o grubszej frakcji uziarnienia, reprezentowane przez piaskowce gruboziarniste i różnoziarniste z intraklastami mułowca fosforytowego i z glaukonitem. Obecne są również warstwy zlepieńca zbudowanego z klastów mułowca fosforytowego i z ziaren szarego kwarcu. Warstwy te osiągają miąższość do 10 cm.

W wyższej części profilu kambru środkowego, zaliczanej do poziomu *Paradoxides paradoxissimus*, ichnofauna jest nieliczna. Są to głównie kanały żerowiskowo-mieszkalne *Planolites montanus* Richter i *P. beverleyensis* (Billings) oraz nieliczne *Trichophycus pedum* (Seilacher). Rzadko są spotykane jamki mieszkalne filtratorów *Margaritichnus* isp., *Bergaueria major* Palij i *Bergaueria* isp. oraz *Arenicolites* isp. Na powierzchni przewarstwień mułowcowo-iłowcowych występuje charakterystyczna skamieniałość śladowa z ichnorodzaju *Arthraria* o nieokreślonym charakterze etologicznym.

Względnie liczna fauna trylobitów, w tym wskaźnikowy dla poziomu *Paradoxides paradoxissimus* trylobit *Paradoxides paradoxissimus* (Wahlenberg) oraz trylobity *Paradoxides* sp., *Hypagnostus* sp., potwierdzają obecność w profilu poziomu *Paradoxides paradoxissimus*. Poziom *Acadaparadoxides oelandicus* jest przypuszczalny. Na jego obecność mogą wskazywać trylobity *Acadaparadoxides* cf. *sjoegreni* (Linnarsson) oraz brachiopody z rodzaju *Acrotreta* i *Trematobolus* (Lendzion, 1983a, b, 1996). Osady kambru środkowego odpowiadają w przybliżeniu w nowym schemacie wydzieleni chronostratygraficznych kambru oddziałowi 3 (por. tab. 10).

Piaskowcowo-mułowcowe osady kambru środkowego reprezentują formacje: białogórska, osiecką, dębrowską i górną część formacji sarbskiej (Jaworowski, ten tom).

Bronisław SZYMAŃSKI

Kambr górny (~furong)

Osady kambru górnego w profilu Darżlubie IG 1 wyróżniono odpowiednio: według próbek rdzeniowych – od głęb. ok. 3011,5 do 3019,3 m (miąższość 7,8 m) i według po-

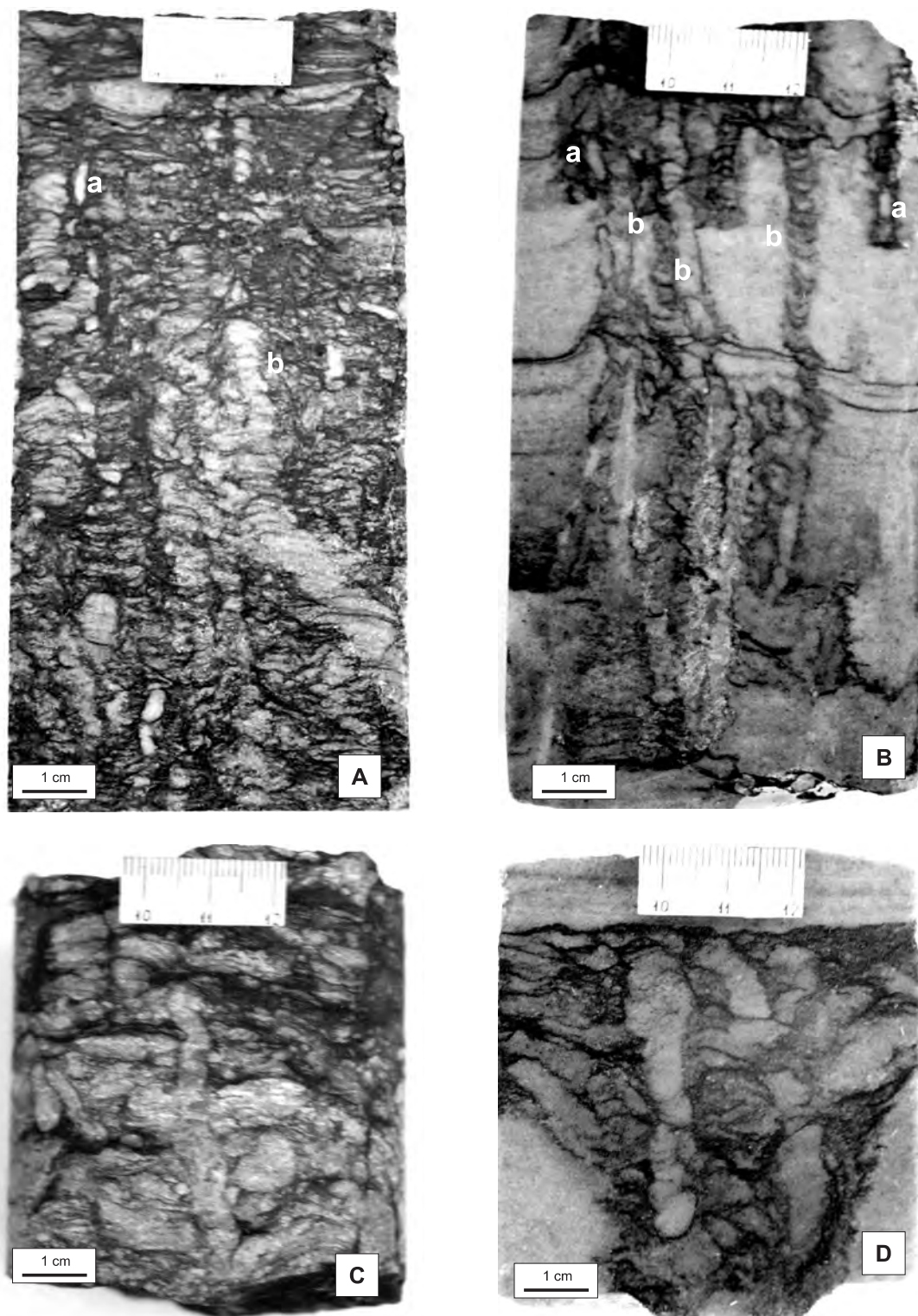


Fig. 12. Charakterystyczne skamieniałości śladowe w osadach kambru dolnego

A. a – *Monocraterion* isp., b – *Diplocraterion parallelum* Torell, głęb. 3476,0 m. **B.** a – *Monocraterion* isp., b – *Diplocraterion parallelum* Torell, głęb. 3454,0 m. **C.** *Diplocraterion parallelum* Torell w centralnej części próbki rdzeniowej, głęb. 3470,0 m. **D.** *Diplocraterion parallelum* Torell, głęb. 3476,5 m

Characteristic trace fossils in the Lower Cambrian deposits

A. a – *Monocraterion* isp., b – *Diplocraterion parallelum* Torell, depth 3476.0 m. **B.** a – *Monocraterion* isp., b – *Diplocraterion parallelum* Torell, depth 3454.0 m. **C.** *Diplocraterion parallelum* Torell in the central part of the core sample, depth 3470.0 m. **D.** *Diplocraterion parallelum* Torell, depth 3476.5 m

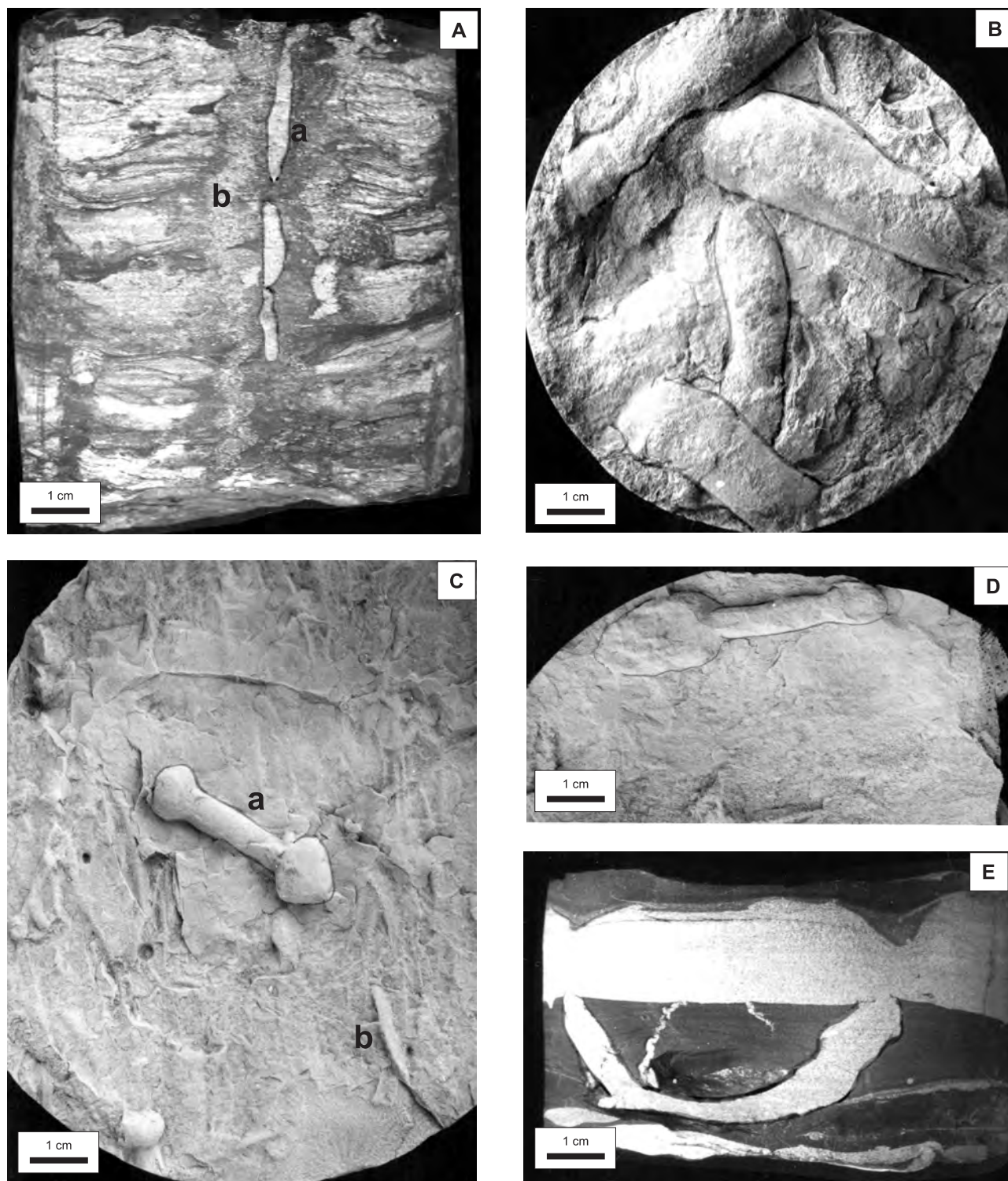


Fig. 13. Charakterystyczne skamieniałości śladowe w osadach kambru dolnego i środkowego

A. a – *Monocraterion* isp., b – *Diplocraterion parallelum* Torell; kambr dolny, poziom *Schmidtellus mickwitzi*, głęb. 3447,5 m. B. *Trichophycus pedum* (Seilacher); głęb. 3418,2 m. C. a – *Arthraria antiquata* Billings, b – *Planolites montanus* Richter; kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*, głęb. 3127,5 m. D. *Arthraria antiquata* Billings; kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*, głęb. 3154,7 m. E. *Arenicolites* isp.; kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*, głęb. 3134,0 m

Characteristic trace fossils in the Lower and Middle Cambrian deposits

A. a – *Monocraterion* isp., b – *Diplocraterion parallelum* Torell; Lower Cambrian, *Schmidtellus mickwitzi* Zone, depth 3447.5 m. B. *Trichophycus pedum* (Seilacher); depth 3418.2 m. C. a – *Arthraria antiquata* Billings, b – *Planolites montanus* Richter; Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone, depth 3127.5 m. D. *Arthraria antiquata* Billings; Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone, depth 3154.7 m. E. *Arenicolites* isp.; Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone, depth 3134.0 m

miarów geofizycznych na głęb. od 3003,0 do 3011,0 m (miąższość 8,0 m). Interwał ich występowania został przewiercony z ciągłym poborem próbek rdzeniowych i 100% zakresem rdzeniowania.

Głębokość występowania i miąższość osadów kambru górnego określono na podstawie pomiarów geofizycznych (PG, PNG) i próbek rdzeniowych. Ich wartości są wzajemnie przesunięte o około 8,0 m.

Spektrum litologiczne sekwencji górnokambryjskiej tworzą trzy wyraźnie skonstrastowane grupy skał osadowych o odmiennej genezie. Są to skały wapienne i kalcyklastyki (w tym: piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe) oraz iłowce i mułowce bitumiczne. Ilościowe (miąższościowe) relacje tych komponentów litologicznych kształtują się następująco: skały węglanowe – 32%, silikoklastyki – 68% (w tym: piaskowce kwarcowe, kwarcowo-glaukonitowe i mułowce – 22%) oraz iłowce i mułowce bitumiczne – 46% miąższości sekwencji.

Zespół skał kambru górnego jest ułożony niezgodnie sedymentacyjnie na nierównej, rozmytej powierzchni stropowej iłowców i mułowców kambru środkowego (poziom ?*Paradoxides paradoxissimus*) i przykryty w stropie transgresyjnymi zlepieńcami bazalnymi flo (arenigu dolnego) (poziom *Tetragraptus phyllograptoides*). Profil rozpoczyna transgresywna warstwa drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego i kwarcowo-glaukonitowego o miąższości 1,3 m (głęb. 3018,0–3019,3 m) z nieregularnymi, cienkimi przerostami mułowców, przechodząca ku górze w pakiet czarnych iłowców bitumicznych o miąższości ok. 3,3 m (głęb. 3014,7–3018,0 m) z soczewkami i cienkimi przerostami wapieni. Ze szczątków fauny występują tu: w piaskowcach – nieoznaczalne fragmenty ramienionogów, natomiast w górnej części pakietu iłowców – okazy *Agnostus pisiformis* (Linnaeus) taksonu wskaźnikowego dla najstarszego poziomu skałi skandynawskiej. Wyższą część profilu budują szare i ciemnoszare wapienie o miąższości ok. 1,7 m (głęb. 3013,0–3014,7 m) ze szczątkami trylobitów *Olenus* sp. w dolnym odcinku pakietu i licznymi skorupkami *Orusia lenticularis* (Wahlenberg) w górnym odcinku. Zapis litologiczny sekwencji wieńczy pakiet laminowanych iłowców bitumicznych o miąższości ok. 0,4 m (głęb. 3012,6–3013,0 m) oraz pakiet ciemnoszarych skał węglanowych o miąższości ok. 1,1 m (głęb. 3011,5–3012,6 m), wykształconych jako wapienie organodetrytyczne z licznymi szczątkami trylobitów oraz wapienie krystaliczne typu sparytów i mikrosparytów, zawierające miejscami nieregularne wtrącenia i przerosty czarnych iłowców bitumicznych (Lendzion, 1974, 1983a, b; Szymański, 2008).

Zapis stratygraficzny sekwencji kambru górnego tworzą: w części dolnej i środkowej profilu (głęb. 3013,0–3019,3 m) – datowane paleontologicznie osady trzech poziomów trylobitowych skałi skandynawskiej *Agnostus pisiformis*, *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus* i *Parabolina spinulosa*; w części górnej (głęb. 3011,5–3013,0 m) – nierozdzielone osady poziomu *Peltura* z podpoziomami *Peltura minor* i *Peltura scarabaeoides* oraz przypuszczalnie część dolna poziomu *Acerocare*. Czasowe ekwiwalenty dwóch poziomów, tj. poziomu *Leptoplastus* i części dolnej poziomu *Peltura*

(podpoziom *Peltura praecursor*) – nie zostały w profilu Darżlubie IG 1 dotychczas potwierdzone materiałem paleontologicznym (Lendzion, 1983a, b). Ich brak, stwierdzany powszechnie także w innych profilach regionu, jest różnie interpretowany. Zdaniem Lendzion (1974, 1983a, b) i Bednarczyka (1984) wiąże się z przerwą w sedymentacji (brak depozycji, śródgórnokambryjska erozja), natomiast według Jaworowskiego i Sikorskiej (2003b), przyjmujących ciągłość sedymentacyjną profilu, może wynikać z niedostatecznego dotychczas stopnia rozpoznania materiału paleontologicznego.

Identyfikacja osadów poziomów *Agnostus pisiformis* i *Parabolina spinulosa* opiera się na datowaniach paleontologicznych odpowiednio: pierwszego poziomu – przez formy *Agnostus pisiformis* (Linnaeus), będącego taksonem wskaźnikowym (nominalnym) dla najstarszego poziomu skałi skandynawskiej, drugiego – przez liczne okazy *Orusia lenticularis* (Wahlenberg) o statusie taksonu charakterystycznego dla poziomu *Parabolina spinulosa*. Zdefiniowanie tych dwóch poziomów umożliwia pośrednio wyróżnienie zawartych między nimi osadów poziomu *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*. Czasowe ekwiwalenty poziomu *Peltura* z podpoziomami *Peltura minor* i *Peltura scarabaeoides* oraz poziomu *Acerocare* nie dostarczyły kryteriów faunistycznych. Ich arbitralne wyróżnienie oparto jedynie na przesłankach pośrednich, tj. korelacji z równowiekowymi osadami górnokambryjskimi profili sąsiednich otworów wiertniczych (Żarnowiec IG 1 i Białogóra 1).

Bronisław SZYMAŃSKI

Kambr górny (~furong) – uwagi paleogeograficzne

Zespół silikoklastyków i skał węglanowych w profilu Darżlubie IG 1 można, najogólniej biorąc, przyporządkować dwóm elementom paleogeograficznym perykratonicznego basenu bałtyckiego: piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe – środowiskom strefy przybrzeżnej, natomiast iłowce i skały węglanowe – środowiskom dysaerobowym/anaerobowym części medialnej szelfu silikoklastycznego. Za akumulację materiału detrytycznego silikoklastyków były odpowiedzialne procesy dwojakiego rodzaju: piaskowców kwarcowych i kwarcowo-glaukonitowych – wielokrotnie powtarzające się zdarzenia depozycyjno-erozyjne przebiegające w warunkach wysokiej energii wód i związane z epizodem krótkotrwałej, gwałtownej transgresji z początków kambru górnego; iłowców i mułowców bitumicznych – powolna depozycja materiału z rozcieńczonych prądów zawieszinowych poniżej normalnej podstawy falowania. Ziarnowe skały węglanowe można natomiast interpretować jako rezultat redepozycji – w następstwie krótkotrwałych, wysokoenergetycznych epizodów katastroficznych (sztormowych) – okruczego materiału biogenicznego i węglanowego z marginalnomorskich partii basenu i towarzyszących im w strefie bliskiego przybrzeża terenów śródmorskich płycizn (Jaworowski, 1999; Jaworowski, Sikorska, 2003; Szymański, 2008).

Iłowce i mułowce bitumiczne kambru górnego z profilu Darżlubie IG 1 i pozostałych profili polskiego fragmentu ob-

niżenia bałtyckiego są facjalnym odpowiednikiem łupków ałunowych Skandynawii (Regnell, 1960; Anderson i in., 1985; Lendzion, 1983a, b; Szymański, 2008), bogatych w materię organiczną i odznaczających się podwyższonymi w skali regionalnej zawartościami uranu (Siggerud, 1958; Morawski, 1973; Anderson i in., 1985). Są one zarazem najbogatszym w materię organiczną, obok iłowców bitumicznych ordowiku (tremadok) i syluru (landower), macierzystą skałą dolno-paleozoicznego basenu bałtyckiego (Buchardt, Nielsen, 1984; Buchardt, Lewan, 1990; Vejbaek i in., 1994). Ich zasięg powierzchniowy rozciąga się od obszaru Zatoki Gdańskiej na wschodzie, przez południową Skandynawię (Skania) i Półwysep Jutlandzki, po region Oslo na zachodzie.

Zespół górnokambryjskich skał silikoklastycznych i węglanowych można łącznie sklasyfikować jako osady odrębnego cyklu sedimentacyjnego o charakterze transgresywno-regresywnym (T–R) *sensu* Johnson i in. (1985) lub sekwencji T–R w rozumieniu Embry'ego (1995), których granice w spągu i stropie są wyznaczone przez regionalne powierzchnie niezgodności erozyjnych o genezie subaeralnej. Są one zapisem kopalnym dwóch różnowiekowych zdarzeń transgre-

sywnych o zasięgu ponadregionalnym: starszego – z początków kambru górnego i młodszego – z przełomu kambr górnego/tremadok. W kategoriach stratygrafii sekwencji górnokambryjski cykl sedimentacyjny wraz z osadami najwyższego kambru środkowego (poziom *Paradoxides forchhammeri*) i ordowiku (tremadok) jest interpretowany jako druga sekwencja depozycyjna w pokrywie staropaleozoicznej polskiej części obniżenia bałtyckiego (Jaworowski, Sikorska, 2003).

Interwał górnokambryjski profilu Darżlubie IG 1 charakteryzuje się ekstremalnie niskimi wartościami względnego tempa sedimentacji. Są one przy tym wyraźnie zróżnicowane w czasie: relatywnie wysokie w członie transgresywnych piaskowców kwarcowych i kwarcowo-glaukonitowych (poz. *Agnostus pisiformis*) i zdecydowanie niższe w pozostałej części sekwencji (poz. *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus* – *Acerocare*). Ich szacunkowa wielkość w pierwszym z odcinków wynosiła ok. 1,5 m/mln lat; w drugim – nie przekraczała ok. 0,5 m/mln lat. Zaznaczone drastyczne spowolnienie względnego tempa sedimentacji z początkiem doby *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus* może być tłumaczone stadiem postępującego kurczenia się lateralnego zasięgu basenu.

Bronisława JENDRYKA-FUGLEWICZ

FAUNA RAMIENIONOGÓW Z UTWORÓW KAMBRU I JEJ ZNACZENIE STRATYGRAFICZNE

Wstęp

W profilu Darżlubie IG 1 są reprezentowane wszystkie oddziały kambru. Do celów obecnego opracowania przyjęto podział stratygraficzny Lendzion z roku 1983 (Lendzion, 1983a, b), oparty na trylobitach, który uzupełniono o dane Moczydłowskiej (1991) z badań akritarchów.

Ramienionogi występujące w badanym profilu zdecydowanie preferowały warunki spokojnego środowiska. Ich występowanie jest związane z partiami osadów o bardziej jednolitym charakterze, podczas gdy faunę trylobitową stwierdzano również w zaburzonych odcinkach osadu. W zdecydowanej przewadze występują ramienionogi bezzawiasowe. Okazy zachowały się z reguły jako odlewy oddzielnie występujących skorupiek brzusznych i grzbietowych z fragmentami pierwotnej muszli, ośrodku powleczone węglistą wyściółką organiczną i odciski. Ich wymiary wynoszą od 2–10 mm. Na ich powierzchniach dają się zaobserwować przeważnie tylko cechy zewnętrzne budowy skorupiek, takie jak charakter linii przyrostowych, ślady ornamentacji, wykształcenie pseudo-areoli, natomiast rzadko można było zbadać charakter struktur wewnętrznych. Metoda preparowania chemicznego, obecnie powszechnie stosowana dla próbek pobranych z facji węglanowych, pozwala otrzymać doskonale wypreparowane skorupki, z możliwością zbadania budowy wewnętrznej, a mikroskop elektronowy umożliwia analizę szczegółów anatomii. Zastosowanie tych metod pozwoliło na wydzielenie większej liczby kambryjskich rodzajów i gatunków, a także niejednokrotnie zupełnie zmieniło rozumienie „starych” rodzajów, np. rodzaju *Acrotreta*. Z tych przyczyn w opracowaniu ma zastoso-

wanie szeroki koncept rodzaju *Acrotreta* dla gatunków o konikalnej budowie skorupki brzusznej, co autorka zaznaczyła sposobem zapisu w cudzysłowie, '*Acrotreta*', stosowanym w literaturze. Gatunki charakteryzujące się masywniejszymi skorupkami, o wielowarstwowej budowie, np. *Westonia nathorsti* (Linnarsson) i *Acrothele granulata* Linnarsson, były bardziej odporne na zniszczenie, jednak i te okazy były w różnym stopniu uszkodzone, a powierzchnie skorupiek złuszczone i spękane. Wydobywanie ich metodą preparowania chemicznego do obserwacji budowy wewnętrznej nie było możliwe, gdyż pozbawione matriksu skały rozsypywały się. Dla tak zachowanego materiału można było stosować tylko preparowanie mechaniczne igłą preparacyjną. Niekiedy dawało się prześledzić elementy budowy wewnętrznej skorupki bądź na ośrodku, odciski w miękkim osadzie łańcuchowo-mułowcowym, takie jak: długość i przebieg septum środkowego, układ głównych kanałów płaszcza, niezbyt często zarys jamy wisceralnej i odciski mięśni. Do opracowania w ten sposób zachowanej fauny przydatna była monografia kambryjskich ramienionogów Walcott'a (1912). Pierwszorzędne znaczenie miała znajomość kolekcji skandynawskich. Zdecydowaną większość gatunków stwierdzonych w osadach kambru z profilu Darżlubie IG 1 opisano po raz pierwszy z obszaru Skandynawii.

Badania ramienionogów na platformie prekambryjskiej zapoczątkowała Lendzion (1972). Kolekcję okazów z wyniesienia Leby zebrał i zilustrował Bednarczyk (1972, 1984), a z Podlasia – Orłowski (1973). Cytowania ramienionogów z kambru górnego wschodniej części syneklizy bałtyckiej zawiera praca Szymańskiego (1977).

Ramienionogi w profilu kambru

Profil osadów kambru z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 był analizowany przez autorkę w sposób ciągły, warstwa po warstwie, a zebrana fauna jest pełnym zapisem rozwoju ramienionogów w kambrze. Uzyskane dane, wzbogacone o wyniki badań osadów z wielu innych profili otworów wiertniczych na platformie prekambryjskiej, pozwoliły na wykonanie kompleksowej charakterystyki ramienionogów kambru i opracowanie na ich podstawie biostratygrafii kambru (Jendryka-Fuglewicz, 1999). Do obecnego opracowania ponownie przejrano profil Darżlubie IG 1 i zrewidowano wcześniejsze dane. Rozwój ramienionogów w czasie geologicznym, skład gatunkowy i zasięgi stratygraficzne poszczególnych gatunków przedstawiono na figurze 14 i w tabeli 11, a fotograficznie na figurach 15–19.

Najstarsze znaleziska fauny w profilu Darżlubie IG 1 pochodzą z głęb. 3422,1 i 3421,9 m. Są to skorupki *Mobergella*, związane z facją *Mobergella* najstarszego trylobitowego poziomu stratygraficznego *Schmidtellus mickwitzi*. Ramienionogów w tym poziomie w profilu Darżlubie IG 1 nie stwierdzono.

Pierwsze ramienionogi stwierdzono na głęb. 3325,5 m, w górnej części osadów poziomu *Holmia kjerulfi*. Osady tego poziomu są wykształcone jako heterolit mułowcowo-piaszczowcowo-iłowcowy, a na nierównych powierzchniach przewarstwień występują różnorodne struktury deformacyjne pochodzenia mechanicznego i biogenicznego. Występowanie ramienionogów jest związane z mułowcami i iłowcami z niezaburzonych i słabo zaburzonych odcinków profilu. Prawie równocześnie, na głęb. 3325,5 i 3324,8 m, pojawiają się pierwsze lingulidy z rodziny *Obolidae* King i *Botsfordiidae* Schindewolf, reprezentowane przez kilka gatunków z rodzaju *Westonia* Walcott i przez gatunek *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott). Od tego miejsca obserwuje się ciągłą obecność ramienionogów w osadzie, aż do stropu poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* kambru środkowego. Próbką z głęb. 3325,5 m zawiera dość dobrze zachowane ośrodkie obolidów z gatunku *Westonia wimani* (Walcott), występujące w ciemnoszarym iłowcu. Niemal równocześnie z *W. wimani* pojawiają się odciski drobnych skorupek *W. aalandensis* (Walcott). Występujące tu obolidy są takie same, jak opisane przez Wimana (1903) z narzutiaków piaszczowców w Billuden w Szwecji i z wyspy Åland w Finlandii. Wiman przypisywał im wiek dolnokambryjski. Z pleksusu skorupek obolidów, opisanych przez Wimana pod kolejnymi numerami rodzaju *Lingulella* Salter, Walcott (1912), po zrewidowaniu tego materiału, wyodrębnił formy, którym nadał nazwy gatunkowe i które wiekowo raczej wiązał z kambrem środkowym. W profilu Darżlubie IG 1 gatunki te występują w utworach kambru dolnego (fig. 14, tab. 10). Najstarszym obolidom towarzyszy (głęb. 3324,6–3324,8 m) *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott). Niejednokrotnie skorupki tego gatunku stanowią najstarsze ramienionogi w profilach polskiego kambru platformowego. We wszystkich badanych przez autorkę profilach syneklizy bałtyckiej występowanie *B. bellapunctata* ograniczało się do poziomu *Holmia kjerulfi*. Holotyp gatunku pochodzi z górnej części osadów poziomu *Holmia* w Norwegii.

Gatunek wyróżnia się ornamentem w formie siatki o skośnie przebiegających oczkach. Skorupki te zostały zaliczone przez Walcotta (1912) do rodzaju *Acrothele*. W świetle obecnych poglądów (Treatise..., 2000) występowanie skorupki o cechach typowych dla rodzaju *Acrothele* jest w kambrze dolnym niepewne i ma miejsce dopiero w kambrze środkowym. W 1945 r. Kautsky przedstawił obszerne opracowanie nowego gatunku – *Botsfordia thorslundi* Kautsky – z poziomu *Protolenus* w Lapplandii, Szwecja. W opisie Kautsky'ego skulpturę stanowią skośnie przebiegające, krzyżujące się systemy guzków, podczas gdy we wcześniejszym opisie Walcotta (1912, s. 636) są to skośnie przebiegające, krzyżujące się systemy dołków. Jest prawdopodobne, że różnice mogą wynikać z faktu obserwowania pozytywu bądź negatywu muszli. Problem ten wymaga rewizji i jest ważny dla ustalenia rangi stratygraficznej gatunku *B. bellapunctata* (Walcott). Na głęb. 3319,7 i 3324,2 m w ciemnoszarym mułowcu ilastym poziomowi *Holmia kjerulfi* znaleziono skorupki kolejnego gatunku obolidów, *Westonia nathorsti* (Linnarsson). Wyróżniają się one wielkością i wielowarstwową strukturą ścianki muszli. Holotyp pochodzi z poziomu *Holmia kjerulfi* w Szwecji, a występowanie tego gatunku jest znane tylko z osadów tego wieku. W partii przystropowej poziomu *Holmia kjerulfi* razem z obolidami występują pierwsze akrotretidy. Są one jeszcze nieliczne, reprezentowane przez jeden gatunek, *'Acrotreta' uplandica* Wiman. W próbce z głęb. 3316,5 m stwierdzono odcisk drobnej skorupki brzusznej o budowie podobnej do *Acrothele* Linnarsson i taki sam odcisk w spagu poziomu *Protolenus*. Zbadanie detali budowy części umbonalnej w celu jednoznacznego określenia przynależności do rodzaju nie było możliwe. W osadach poziomu *Protolenus*, wykształconych w postaci mułowców, a w partii stropowej w postaci piaszczowców różnoziarnistych, występowanie *'Acrotreta' uplandica* Wiman jest częściej rejestrowane. Ośrodkie i odciski tego gatunku znajdują się w całym profilu osadów mułowcowych, z pominięciem piaszczowców różnoziarnistych części stropowej. Nieliczne znaleziska tych skorupki są związane ze spągami osadów poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* kambru środkowego. Gatunkowi *'A.' uplandica* Wiman w poziomie *Protolenus* towarzyszą nieliczne skorupki gatunku *'A.' gemmula* Matthew, które występują częściej w dolnych warstwach poziomu *Acadoparadoxides oelandicus*. Gatunki z rodzaju *Westonia* w osadach poziomu *Protolenus* profilu Darżlubie IG 1 są słabiej reprezentowane, aniżeli w starszym poziomie *Holmia kjerulfi*. Są to w większości okazy drobne, mniejsze od typowych, źle zachowane i mniej liczne. W innych profilach syneklizy bałtyckiej opracowanych przez autorkę, położonych nieco bardziej ku wschodowi na obszarze występowania facji mułowcowo-piaszczowcowej (profile Prabuty IG 1, Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2), charakterystycznym gatunkiem osadów poziomu *Protolenus* jest *Westonia botnica* (Wiman). Te duże, smukłe, subtrójkątne i nieco asymetryczne skorupki o wielowarstwowej budowie muszli występują obficie w osadach protolenusowych profilu Kaplonosy IG 1. Znane są także z facji piaszczowcowej poziomu *Protolenus* w Górach Świętokrzyskich, jako jeden z nielicznych gatunków wspólnych z platformą prekambryjską.

cie w profilu prawie od samego spągu osadów kambru środkowego, wyraźnie określając jego dolną granicę (tab. 11). Trzon zespołu ramienionogów stanowią skorupki *Acrothele granulata* Linnarsson i akrotrety, które występują najczęściej i są zróżnicowane gatunkowo. Ich największy rozwój przypadł na dolną połowę poziomu *Acadoparadoxides oelandicus*. Niekiedy na powierzchniach sedymentacyjnych obserwuje się nagromadzenia okazów, najczęściej zachowanych w postaci ośródek i odcisków z fragmentami pierwotnej skorupki. Typowymi gatunkami kambru środkowego są *Acrothele granulata* Linnarsson i *'Acrotreta' socialis* Seebach, a z rodziny Obolidae charakterystycznym gatunkiem jest *Lingulella ferruginea* Salter. Skorupki *Acrothele granulata* pojawiają się najpierw w postaci pojedynczych fragmentów muszli, a potem obficie, występując prawie nieprzerwanie do głęb. 3174,4 m, czyli mniej więcej do połowy miąższości osadów poziomu *Acadoparadoxides oelandicus*. Na odcinku ok. 90 m

cały profil zawiera liczne okazy tego gatunku. Występują one zazwyczaj w asocjacji z acrotretami i fauną trylobitową w warunkach facji ilastej. W tym zakresie stratygraficznym stwierdzono także występowanie ?*'A'. polonica* sp. n., gatunku o cechach pośrednich morfologii skorupki w stosunku do rodzajów *'Acrotreta'* i *Acrothele*. Pozyskanie większej liczby okazów może stać się podstawą kreowania nowego rodzaju. Zanik występowania *Acrothele granulata* w wyższej części osadów poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* zapewne był spowodowany spływaniem się zbiornika morskiego, o czym świadczy wzrastający udział przewarstwień piaszczystych. Zanotowano natomiast nieliczne *Acrothele coriacea* Linnarsson. Pojedyncze fragmenty tych skorupki stwierdzono także w spągu piaskowców poziomu *Paradoxides forchhammeri*. Występowanie stratygraficzne tego gatunku w syneklizie bałtyckiej jest takie same, jak w Szwecji, skąd pochodzi holotyp gatunku.

Tabela 11

Zasięgi stratygraficzne ramienionogów w osadach kambru otworu wiertniczego Darżlubie IG 1

Stratigraphical ranges of brachiopods in the Cambrian deposits of Darżlubie IG 1 borehole

Gatunek	Stratygrafia						kambr górny
	kambr dolny			kambr środkowy			
	<i>Schmidtellus mickwitzi</i>	<i>Holmia kjerulfi</i>	<i>Protolenus</i>	<i>Acadopara- doxides oelandicus</i>	<i>Paradoxides paradoxissimus</i>	<i>Paradoxides forchhammeri</i>	
<i>?Botsfordia bellapunctata</i> (Walcott)		+					
<i>Westonia nathorsti</i> (Linnarsson)		+					
<i>Westonia aalandensis</i> (Walcott)		+	+				
<i>Westonia wimani</i> (Walcott)		+	+				
<i>Westonia baltica</i> (Walcott)		+	+				
<i>?Acrothele</i> sp.		+	+				
<i>'Acrotreta' uplandica</i> Wiman		+	+	+			
<i>'Acrotreta' gemmula</i> Matthew			+	+			
<i>Acrothele granulata</i> Linnarsson				+			
<i>'Acrotreta' cf. eggegrundensis</i> Wiman				+			
<i>Acrothele prima</i> Matthew				+			
<i>? 'Acrotreta' polonica</i> sp. n.				+			
<i>'Acrotreta' socialis</i> Seebach				+	+		
<i>Lingulella ferruginea</i> Salter				+	+		
<i>'Acrotreta' schmalenseei</i> Walcott				+	+	+	
<i>Acrothele coriacea</i> Linnarsson				+		+	
<i>Billingsella exporrecta</i> (Linnarsson)						+	
<i>'Acrotreta' cf. conula</i> Walcott							+
<i>Lingulella</i> sp.							+
<i>Orusia lenticularis</i> (Wahlenberg)							+

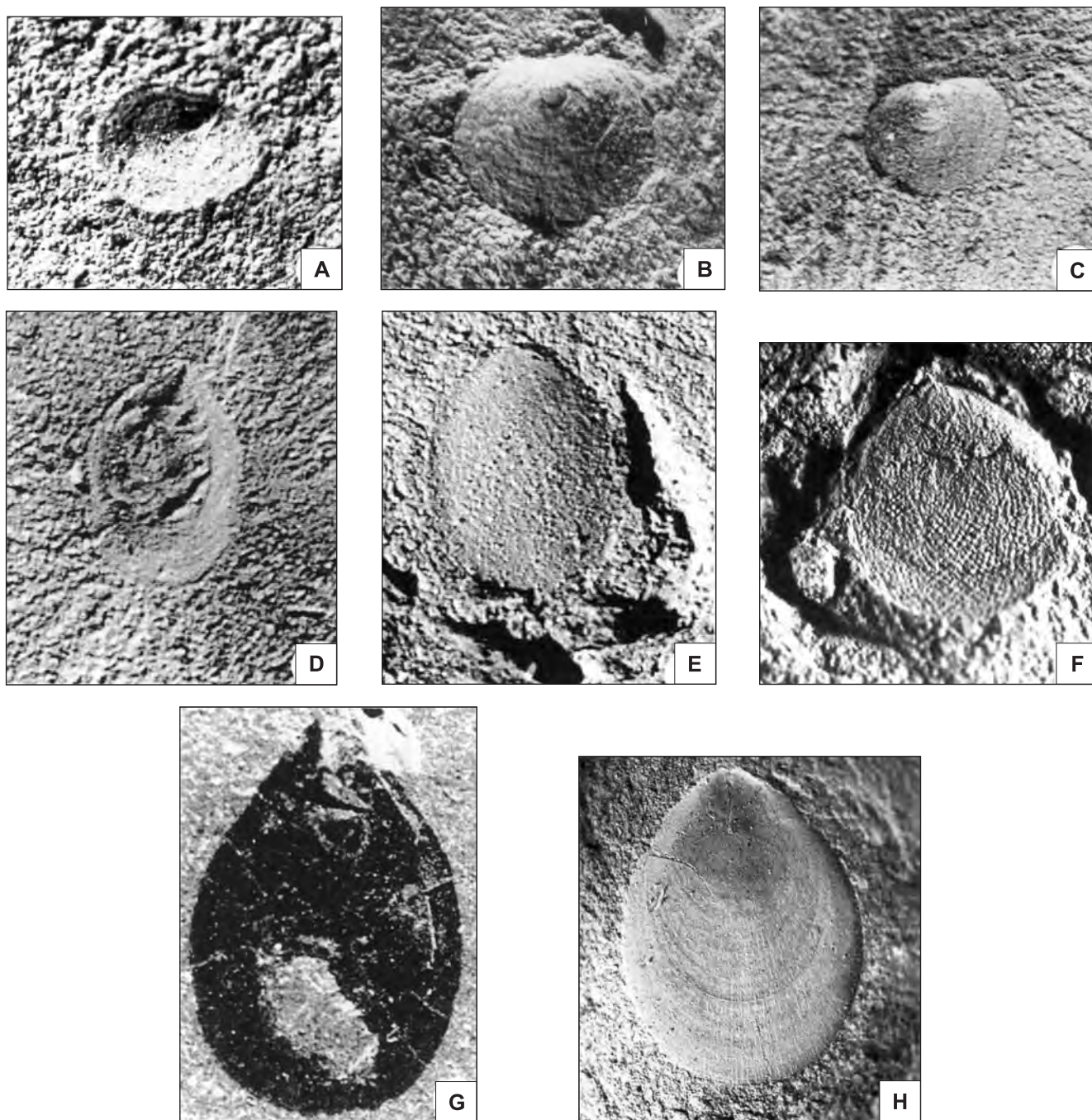


Fig. 15. **A.** *Acrotreta uplandica* Wiman, odcisk skorupki brzusznej, $\times 9$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3316,5 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **B.** *Acrotreta uplandica* Wiman, skorupka brzuszna, $\times 8,5$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3302,0 m, kambr dolny, poziom *Protolenus*. **C.** *Acrotreta uplandica* Wiman, skorupka brzuszna, $\times 8,5$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3303,1 m, kambr dolny, poziom *Protolenus*. **D.** *Westonia aalandensis* (Walcott), skorupka brzuszna, $\times 10$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3325,1 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **E.** *Westonia aalandensis* (Walcott), skorupka grzbietowa, $\times 10$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3325,1 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **F.** *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott), ośrodką skorupki grzbietowej, $\times 10$; otwór wiert. Prabuty IG 1, głęb. 3668,3 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **G.** *Westonia wimani* (Walcott), skorupka brzuszna, $\times 8$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3324,6 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **H.** *Westonia wimani* (Walcott), skorupka grzbietowa, $\times 10$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3325,5 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*

A. *Acrotreta uplandica* Wiman, ventral interior imprint, $\times 9$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3316.5 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **B.** *Acrotreta uplandica* Wiman, ventral exterior, $\times 8.5$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3302.0 m, Lower Cambrian, *Protolenus* Zone. **C.** *Acrotreta uplandica* Wiman, ventral exterior, $\times 8.5$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3303.1 m, Lower Cambrian, *Protolenus* Zone. **D.** *Westonia aalandensis* (Walcott), ventral exterior, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3325.1 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **E.** *Westonia aalandensis* (Walcott), dorsal valve, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3325.1 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **F.** *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott), ventral mould, $\times 10$; Prabuty IG 1 borehole, depth 3668.3 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **G.** *Westonia wimani* (Walcott), ventral exterior, $\times 8$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3324.6 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **H.** *Westonia wimani* (Walcott), dorsal valve, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3325.5 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone

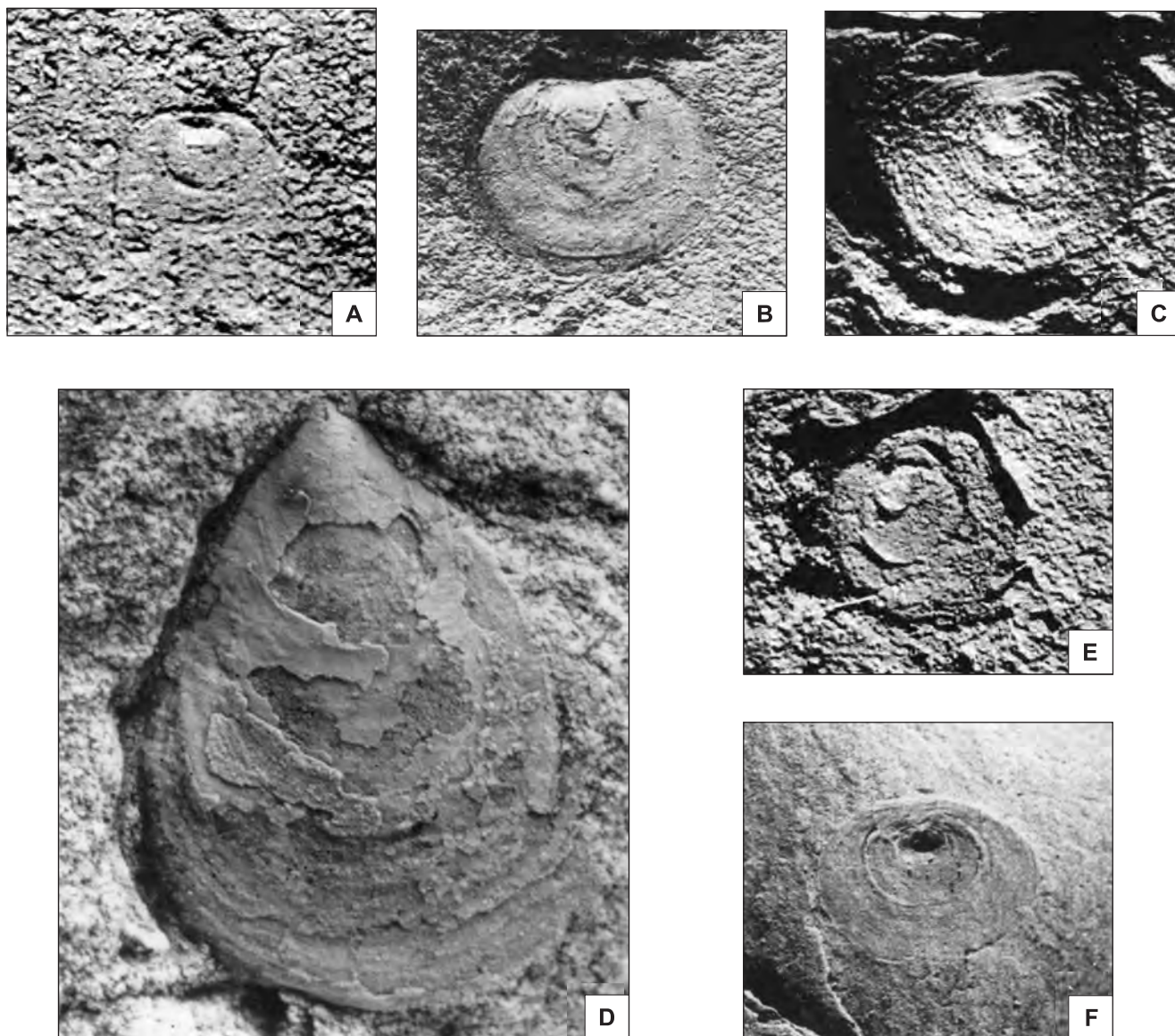


Fig. 16. **A.** *?Eothele* sp., ośródka skorupki brzusznej, $\times 10$; otw. wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3316,5 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **B.** *Acrotreta gemmula* Matthew, skorupka grzbietowa, $\times 10$; otw. wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3275,8 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. **C.** *Acrotreta gemmula* Matthew, skorupka brzuszna, $\times 10$; otw. wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3277,0 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. **D.** *Westonia nathorsti* (Linnarsson), skorupka brzuszna, $\times 7,5$; otw. wiert. Kętrzyn IG 2, głęb. 1787,6 m, kambr dolny, poziom *Holmia kjerulfi*. **E.** *Acrothele prima* Matthew, ośródka skorupki brzusznej, $\times 10$; otw. wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3269,9 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. **F.** *Acrothele prima* Matthew, skorupka brzuszna, $\times 10$; otw. wiert. Słupsk IG 1, głęb. 4609,7 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*

A. *?Eothele* sp., ventral mould, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3316.5 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **B.** *Acrotreta gemmula* Matthew, dorsal valve, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3275.8 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. **C.** *Acrotreta gemmula* Matthew, ventral exterior, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3277.0 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. **D.** *Westonia nathorsti* (Linnarsson), ventral exterior, $\times 7.5$; Kętrzyn IG 2 borehole, depth 1787.6 m, Lower Cambrian, *Holmia kjerulfi* Zone. **E.** *Acrothele prima* Matthew, ventral mould, $\times 10$; Darżlubie IG 1 borehole, depth 3269.9 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. **F.** *Acrothele prima* Matthew, ventral exterior, $\times 10$; Słupsk IG 1 borehole, depth 4609.7 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone

Z obolidów typowym i pospolicie występującym gatunkiem kambru środkowego jest *Lingulella ferruginea* Salter. W odcinku spągowym poziomu *A. oelandicus* skorupki te nie są jeszcze zbyt liczne i ilościowo zdecydowanie ustępują formom z rodzajów *Acrothele* i '*Acrotreta*'. Jednak powyżej głęb. 3239,6 m występują one obficie na przestrzeni ponad 70 m. Okazy przedstawiają naturalne odlewy typowo wy-

kształconych skorupiek. Niekiedy występują nagromadzenia skorupiek na powierzchniach warstwowania. Na tle licznych, drobniejszych okazów występują większe, wyodrębnione osobniki. Zasięg pionowy *L. ferruginea* utrzymuje się najdłużej spośród ramienionogów kambru środkowego, bo prawie do końca profilu. Okazy z części stropowej są drobne i gorzej zachowane.

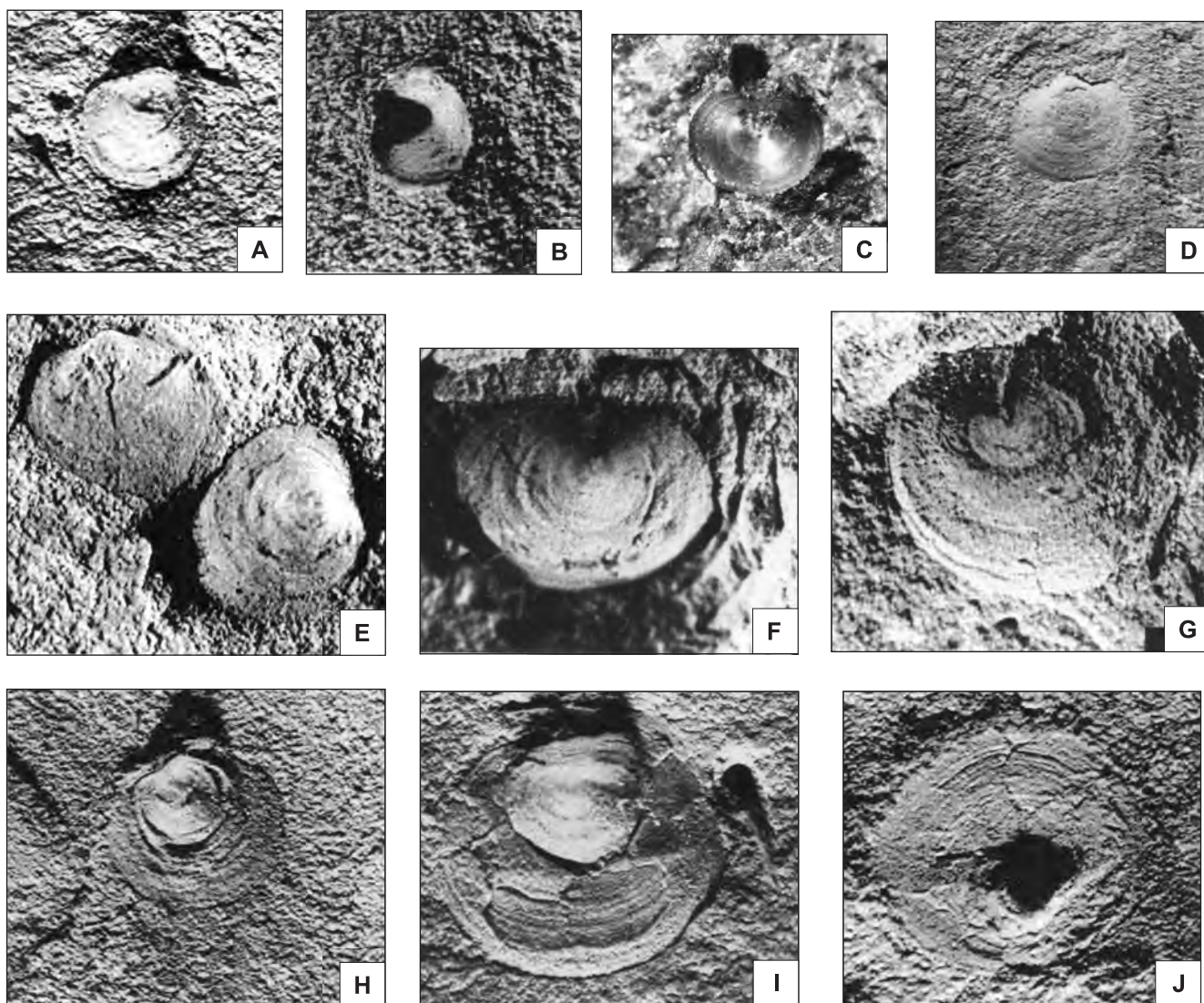


Fig. 17. A. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, skorupka brzuszna, pow. $\times 10$, głęb. 3271,7 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. B. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, odcisk skorupki brzusznej, pow. $\times 10$, głęb. 3271,7 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. C. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, skorupka brzuszna – odlew pirytowy, pow. $\times 10$, głęb. 3271,7 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. D. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, skorupka grzbietowa, pow. $\times 10$, głęb. 3274,6 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. E. *'Acrotreta' socialis* Seebach, skorupka brzuszna i grzbietowa, pow. $\times 8$, głęb. 3267,1 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. F–G. *'Acrotreta' socialis* Seebach, ośrodką skorupki brzusznej, pow. $\times 8$, głęb. 3274,6 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. H. *'Acrotreta' polonica* sp. n., skorupka brzuszna, pow. $\times 10$, głęb. 3272,6 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. I. *'Acrotreta' polonica* sp. n., skorupka brzuszna, pow. $\times 10$, holotyp, głęb. 3273,3 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. J. *'Acrotreta' polonica* sp. n., skorupka brzuszna, pow. $\times 10$, głęb. 3220,3 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*

A. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, ventral exterior, $\times 10$, depth 3271.7 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. B. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, ventral interior imprint, $\times 10$, depth 3271.7 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. C. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, pyrite cast ventral exterior, $\times 10$, depth 3271.7 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. D. *'Acrotreta' schmalensei* Walcott, dorsal valve, $\times 10$, depth 3274.6 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. E. *'Acrotreta' socialis* Seebach, ventral exterior and dorsal valve, $\times 8$, depth 3267.1 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. F–G. *'Acrotreta' socialis* Seebach, ventral mould, $\times 8$, depth 3274.6 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. H. *'Acrotreta' polonica* sp. n., ventral exterior, $\times 10$, depth 3272.6 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. I. *'Acrotreta' polonica* sp. n., ventral exterior, $\times 10$, depth 3273.3 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. J. *'Acrotreta' polonica* sp. n., ventral exterior, $\times 10$, depth 3220.3 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone

W poziomie *Paradoxides paradoxissimus* następuje zmiana warunków sedimentacyjnych. Głównym typem osadu są piaskowce drobnoziarniste o nieregularnych powierzchniach przełamów, powleczone czarnym materiałem ilastym.

Obserwuje się ponownie przejawy niespokojnej sedimentacji, występowanie pograżów, a wyżej w profilu występowanie przekładań skał piaszczysto-ilastych, powstałego w wyniku szybko następujących zmian w procesie sedimentacji

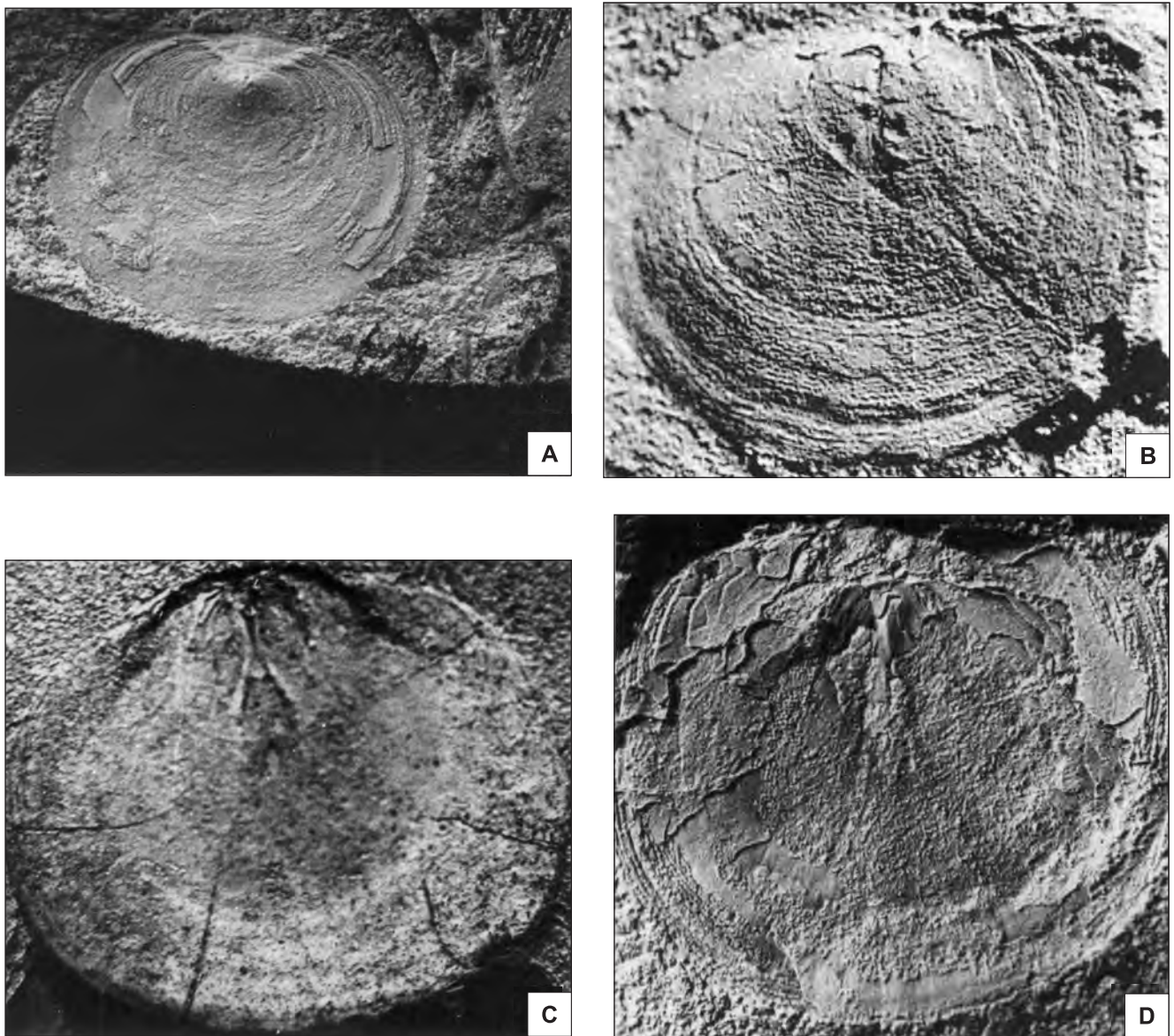


Fig. 18. **A.** *Acrothele granulata* Linnarsson, skorupka brzuszna, pow. $\times 10,5$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3222,1 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. **B.** *Acrothele granulata* Linnarsson, skorupka grzbietowa, pow. $\times 10$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3187,3 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. **C.** *Acrothele granulata* Linnarsson, skorupka brzuszna, pow. $\times 8$; otwór wiert. Żarnowiec IG 1, głęb. 2917,6 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. **D.** *Acrothele granulata* Linnarsson, skorupka grzbietowa, pow. $\times 8$; otwór wiert. Darżlubie IG 1, głęb. 3198,2 m, kambr środkowy, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*

A. *Acrothele granulata* Linnarsson, ventral exterior, $\times 10,5$; Darżlubie IG 1borehole, depth 3222.1 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. **B.** *Acrothele granulata* Linnarsson, dorsal valve, $\times 10$; Darżlubie IG 1borehole, depth 3187.3 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. **C.** *Acrothele granulata* Linnarsson, ventral exterior, $\times 8$; Żarnowiec IG 1borehole, depth 2917.6 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone. **D.** *Acrothele granulata* Linnarsson, dorsal valve, $\times 8$; Darżlubie IG 1borehole, depth 3198.2 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone

osadów. Z fauny stwierdzono skąpe szczątki trylobitów oraz drobne, mało zróżnicowane skamieniałości śladowe. Dopiero w części stropowej profilu poziomu *P. paradoxissimus* ponownie występują liczne okazy *L. ferruginea*, pojedyncze okazy '*Acrotreta*' *socialis* Seebach i '*A.*' *schmalenseei* Walcott i liczne szczątki trylobitów, co jest związane z powrotem warunków facji ilastej. Profil kambru środkowego kończą osady poziomu *Paradoxides forchhammeri*. Mają one zredukowaną miąższość (2,0 m) i leżą z luką sedimentacyjną na

wyżej omówionych osadach poziomu *P. paradoxissimus* (Lendzion, 1983a, b; Bednarczyk, 1984). Są to głównie piaszczyste drobnoziarniste z licznym glaukonitem, reagujące z kwasem solnym. Stwierdzono w nich detrytus skorupki i pojedyncze większe fragmenty *Acrothele coriacea* Linnarsson. Próbką z głęb. 3019,3 m zawiera ośrodkę '*Acrotreta*' *schmalenseei* Walcott. Lendzion (1974, 1983a, b) wskazuje również na występowanie *Billingsella exporrecta* (Linnarsson).

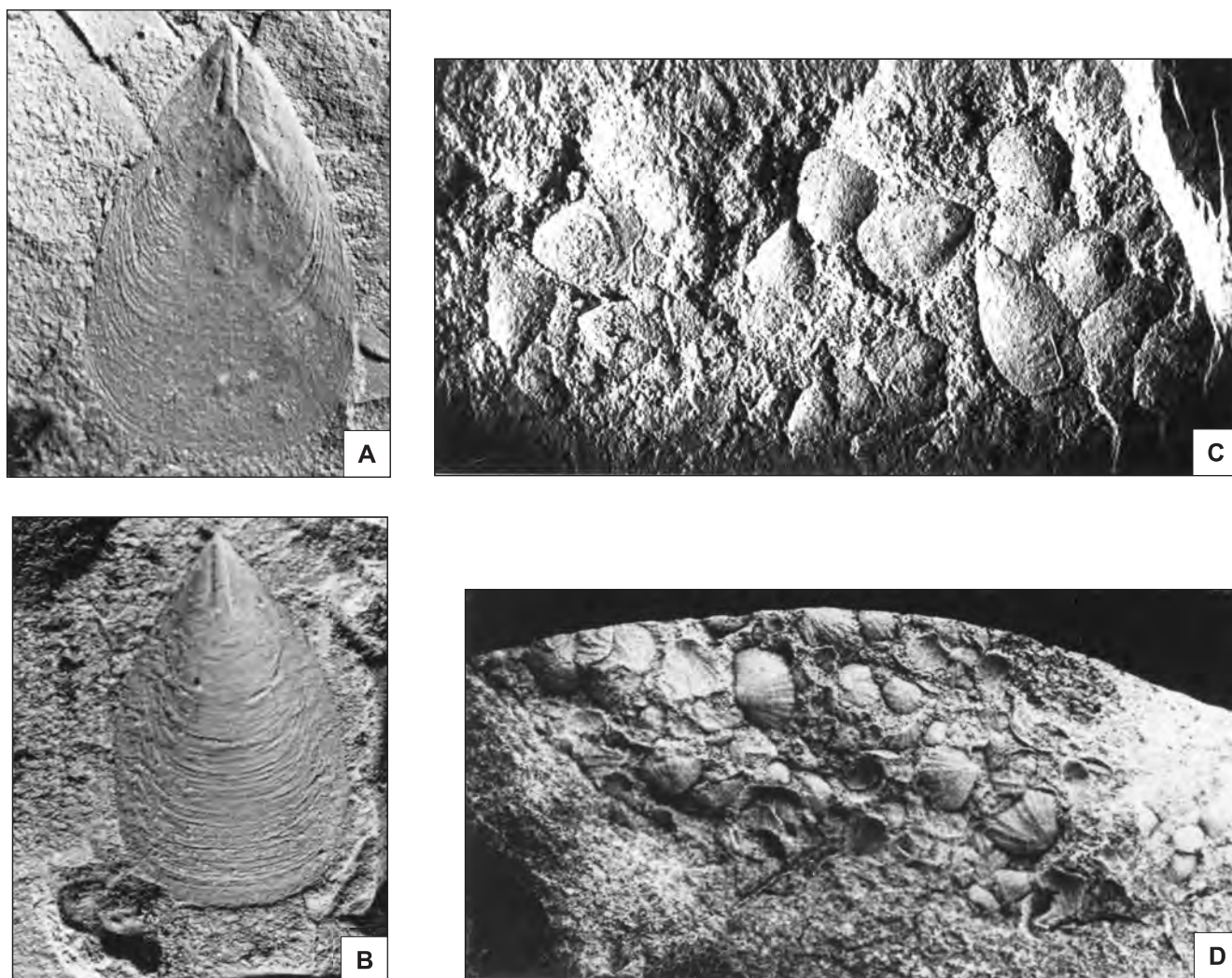


Fig. 19. A. *Lingulella ferruginea* Salter, ośródka skorupki brzusznej, pow. $\times 10$; głęb. 3030,0 m, kambr środkowy, nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*. B. *Lingulella ferruginea* Salter, ośródka skorupki brzusznej, pow. $\times 10$; głęb. 3026,5 m, kambr środkowy, nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*. C. *Lingulella ferruginea* Salter, nagromadzenie skorupki na powierzchni przełamu mułowca ilastego, pow. $\times 4$; głęb. 3026,5–3026,6 m, kambr środkowy, nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*. D. *Orusia lenticularis* (Wahlenberg), nagromadzenie skorupki na powierzchni przełamu wapienia krystalicznego, pow. $\times 2$; głęb. 3013,8 m, kambr górny, poziom *Parabolina spinulosa*

A. *Lingulella ferruginea* Salter, ventral mould, $\times 10$; depth 3030.0 m, Middle Cambrian, *Paradoxides paradoxissimus* Zone. B. *Lingulella ferruginea* Salter, ventral mould, $\times 10$; depth 3026.5 m, Middle Cambrian, *Paradoxides paradoxissimus* Zone. C. *Lingulella ferruginea* Salter, accumulation of shells on the break loamy siltstone surface, $\times 4$; depth 3026.5–3026.6 m, Middle Cambrian, *Paradoxides paradoxissimus* Zone. D. *Orusia lenticularis* (Wahlenberg), accumulation of shells on the break crystalline limestone surface, $\times 2$; depth 3013.8 m, Lower Cambrian, *Parabolina spinulosa* Zone

Osady poziomu *P. forchhammeri* przechodzą w sposób ciągły w osady kambru górnego. Cechują się one wybitnie zredukowaną miąższością (7,0 m). Dolną część profilu stanowią czarne ilowce o zapachu bitumicznym, zawierające piryt i wykwyty ałunu. Znalezione tu tylko pojedyncze, bliżej nieoznaczalne ośródki '*Acrotreta*' sp. (głęb. 3015,1 i 3015,4 m) i pojedyncze fragmenty *Lingulella* sp. Środowisko redukcyjne nie było korzystne do rozwoju ramienionogów. W sąsiednich profilach z wyniesienia Łeby (otwory wiertnicze Dębki 2 i Piaśnica 2) Bednarczyk (1972, 1984) znalazł jeszcze *L. ferruginea* Salter.

Górną część osadów kambru górnego tworzą w przeważającej mierze wapienie krystaliczne, barwy ciemnoszarej do czarnej, silnie zaangażowane tektonicznie, z żyłkami kalcytu. Występują one w postaci nieregularnych przerostów i soczewek w czarnym ilowcu bitumicznym i zawierają dość liczne trylobity. Miejscami wapienie są złożone z przekrystalizowanych skorupki ramienionogów zawiasowych *Orusia lenticularis* (Wahlenberg). Próbkę z głęb. 3014,5–3013,7 oraz 3011,5 m przedstawiają jednorodny zlepek muszlowy, powstały w wyniku nagromadzenia skorupki tego gatunku. W południowej Szwecji *O. lenticularis* występuje wspólnie z przewodnim

trylobitem *Parabolina spinulosa*. W syneklizie bałtyckiej stwierdzono tylko fragmenty *Parabolina* sp. i wyznacznikiem poziomu stratygraficznego *P. spinulosa* praktycznie jest *O. lenticularis*. Lendzion (1983b) określa miąższość tego poziomu na 2,0 m. W profilu Darżlubie IG 1 *O. lenticularis* znaleziono również w próbce z głęb. 3011,5 m, czyli poza poziomem, w którym występuje, w osadach poziomu leżącego wyżej. Sytuacja taka jest znana i z innych profili otworów wiertniczych syneklizy bałtyckiej. Zagadnienie rozszerzonego zasięgu *O. lenticularis* w osadach kambru górnego syneklizy bałtyckiej uzasadnia Bednarczyk (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975; Bednarczyk, 1984). Skorupki te nie występują *in situ* z przewodnim trylobitem wyższego poziomu w tej samej próbce skalnej, lecz występują na wtórnym złożu, w porwakach poziomu *Parabolina spinulosa*. Z innych gatunków znaleziono jedynie pojedynczą, zniekształconą skorupkę *Lingulella* sp. i niekompletną skorupkę grzbietową osobnika z rodziny *Acrotretidae*. Z kambru górnego wschodniej części obniżenia bałtyckiego obok rodzaju *Lingulella*, Szymański (1977) wymienia jeszcze rodzaje *Obolus* i *?Broeggeria*.

Podsumowanie

Analiza ramienionogów przeprowadzona sukcesywnie dla całego profilu kambru pozwoliła na wyróżnienie 20 gatunków. Jeden z nich – *?Acrotreta polonica* jest nowym gatunkiem (fig. 14, tab. 11). Wyróżnione gatunki przynależą do 7 rodzajów, w obrębie 6 rodzin, 3 rzędów i 2 gromad. Tylko dwa taksony – *Orusia lenticularis* (Wahlenberg) i *Billingsella exporrecta* (Linnarsson) – reprezentują ramienionogi zawiąsowe (*Articulata*) o skorupkach węglanowych, pozostałe gatunki należą do ramienionogów bezzawiąsowych (*Inarticulata*), gdzie budulcem skorupki jest ciemny materiał organiczny podobny do chityny i szary fosforan wapnia. Oznaczone gatunki przedstawiono na figurach 15–19.

Pierwsze pojawienie się ramienionogów w profilu otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 odnotowano w górnej części poziomu *Holmia kjerulfi* (w pobliskim profilu Prabuty IG 1 pierwsze skorupki stwierdzono w starszych osadach, w poziomie *Schmidtellus mickwitzi*). Jak przedstawiają to figura 14 i tabela 11, największy rozwój ramienionogów miał miejsce w wyższej części kambru dolnego i dolnej części środkowego. Rozwój ten jest związany z osadami ilasto-mułowcowymi. Ustalono stratygraficzne następstwo trzech zespołów ramienionogów, charakteryzujących odpowiednio kambr dolny, środkowy i górny (tab. 11). Zespół pochodzący z kambru dolnego składa się z następujących gatunków: *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott), *Westonia nathorsti* (Linnarsson), *W. aalandensis* (Walcott), *W. wimani* (Walcott), *W. baltica* (Walcott), *'Acrotreta' uplandica* Wiman oraz *'A.' gemmula* Matthew. Stwierdzono również nieliczne osobniki, odniesione wątpliwie do *?Acrothele* sp. Jak widać z powyższego zestawienia, wiodącą grupą ramienionogów kambru dolnego są obolidy rodzaju *Westonia*. Taksonami o dużej wartości

stratygraficznej są *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott) i *Westonia nathorsti* (Linnarsson), stwierdzone we wszystkich badanych przez autorkę profilach kambru syneklizy bałtyckiej jedynie w poziomie *Holmia kjerulfi*. Z osadami poziomu *Protolenus* jest związane częste występowanie *Westonia wimani* (Walcott).

Z początkiem kambru środkowego nastąpiła wyraźna zmiana jakościowa składu zespołu i trzon fauny tworzą gatunki z rodziny *Acrothelidae* i *Acrotretidae*. Na zespół z kambru środkowego składają się gatunki stwierdzone tylko w kambrze środkowym: *Acrothele granulata* Linnarsson, *A. prima* Matthew, *A. coriacea* Linnarsson, *'Acrotreta' socialis* Seebach, *'A.' schmalenseeii* Walcott, *? 'A.' polonica* sp. n. oraz gatunki znane już z kambru dolnego, takie jak *'A.' uplandica* Wiman i *'A.' gemmula* Matthew, które w profilu Darżlubie IG 1 przekraczają granicę z kambrzem środkowym. *Acrothele granulata* Linnarsson i *'Acrotreta' socialis* Seebach są typowymi gatunkami kambru środkowego; *Lingulella ferruginea* Salter jest charakterystycznym i często występującym gatunkiem kambru środkowego z grupy obolidów. Wyznacznikiem stratygraficznym najwyższego poziomu kambru środkowego, *Paradoxides forchhammeri*, jest *Billingsella exporrecta* (Linnarsson). Z *acrothelidów* jest obecna *Acrothele coriacea* Linnarsson, podczas gdy zasięg stratygraficzny obficie występującego w dolnej części kambru środkowego gatunku *A. granulata* Linnarsson już się zakończył.

Zespół ramienionogów z kambru górnego jest ubogi, mało zróżnicowany i składa się tylko z trzech gatunków: *Orusia lenticularis* (Wahlenberg), *Lingulella* sp. i *'Acrotreta'* sp. Bardzo skoncentrowana miąższość osadów kambru górnego i specyficzny charakter facji stanowiły czynniki niesprzyjające rozwojowi ramienionogów. Gatunkiem indeksowym kambru górnego, poziomu *Parabolina spinulosa*, jest *O. lenticularis* (Wahlenberg).

Wszystkie omówione gatunki, z wyjątkiem formy nowej (*? 'Acrotreta' polonica*), są znane z obszaru Skandynawii i dokumentują ściśle powiązanie syneklizy bałtyckiej ze Szwecją, utrzymujące się przez cały kambr.

Decydujący wpływ na rozwój i rozmieszczenie określonych populacji ramienionogów mają warunki facjalno-środowiskowe (Jendryka-Fuglewicz, 2000, 2004). Chociaż ewolucja ramienionogów w kambrze przebiegała wolniej, aniżeli ewolucja trylobitów, są one bardziej czułe na zmiany w basenie sedymentacyjnym. Litologiczne wykształcenie osadu, strefy głębokościowe morza, przebieg procesu sedymentacji oraz stopień natlenienia wód i osadów przydennych wywierają bezpośredni wpływ na rozwój i zasięgi gatunków. Uzaależnienie występowania ramienionogów od facji zmniejsza ich wartość stratygraficzną, jednocześnie czyni z nich grupę fauny bardzo przydatną do charakterystyki rozwoju basenu sedymentacyjnego w czasie i w przestrzeni oraz do określenia związków paleogeograficznych i zasięgów określonych paleośrodowisk w obrębie prowincji faunistycznych.

Krzysztof JAWOROWSKI**CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA OSADÓW EDIAKARU I KAMBRU****Wstęp**

Osady ediakaru i kambru rozpoznane w profilu otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 obejmują pierwszą i częściowo drugą sekwencję depozycyjną ediakarsko-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego w północnej Polsce (por. Jaworowski, 1999b, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003a). W profilu tego otworu, na skutek erozji przedarenidzkiej, brak górnych odcinków sekwencji drugiej.

Zakres rdzeniowania był bardzo znaczny (ogółem 93%). W obrębie sukcesji ediakarsko-kambryjskiej stwierdzono następujące elementy (fig. 20): (1) pierwsza sekwencja depozycyjna (ediakar–dolna część kambru środkowego) – ciąg systemów depozycyjnych niskiego stanu poziomu morza (*low-stand system tract* – LST), transgresywny ciąg systemów depozycyjnych (*transgressive system tract* – TST), ciąg systemów depozycyjnych wysokiego stanu poziomu morza (*high-stand system tract* – HST); (2) druga sekwencja depozycyjna (górna część kambru środkowego–kambr górny bez części najwyższej) – transgresywny ciąg systemów depozycyjnych (TST) oraz częściowo (dolny fragment) ciąg systemów depozycyjnych wysokiego stanu poziomu morza (HST). „Poziom morza” oznacza tu względny poziom morza.

Przedstawioną dalej charakterystykę sedimentologiczną, w tym konstrukcję graficznego profilu ediakarsko-kambryjskich sekwencji depozycyjnych, oparto na makroskopowych badaniach rdzeni wiertniczych. W trakcie badań tego rodzaju, rozdzielenie drobnych frakcji materiału piaszczystego jest bardzo trudne. W związku z tym uproszczono standardową skalę wielkości ziarna osadu (por. Gradziński i in., 1986) i wyróżniano (fig. 20, 21): piaskowce drobnoziarniste (widoczne okiem nieuzbrojonym ziarna piasku do 0,25 mm), piaskowce średnioziarniste (ziarna 0,25–1,0 mm) oraz piaskowce gruboziarniste (ziarna 1,0–2,0 mm). Za zlepienie uznawano skały zawierające co najmniej 50% ziaren frakcji żwirowej (tj. większych od 2,0 mm). Wśród bardzo drobnoziarnistych skał terygenicznych wydzielano mułowce i iłowce. Te pierwsze są mieszaniną frakcji ilastej oraz pylastej i/lub drobnopiaszczystej i odznaczają się szorstką powierzchnią przełamu. iłowce złożone są prawie wyłącznie z frakcji ilastej, a ich przełam jest gładki.

Osobny typ skał, widoczny na załączonym profilu przeglądowym (fig. 20) oraz na profilach szczegółowych (fig. 21), stanowią heterolity. Są to występujące na przemian kilkucentymetrowe, a często cieńsze, warstwy mułowca (lub iłowca) oraz piaskowca. W heterolitach piaskowcowych warstwy piaskowca stanowią łącznie od 50 do 70% miąższości rozpatrywanego odcinka profilu. Heterolity mułowcowe zawierają poniżej 50% piaskowców.

Uwaga: W podanym w niniejszym tomie opisie profilu litologiczno-stratygraficznego otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 (opartym na pierwotnym materiale dokumentacyjnym) heterolity określano m.in. jako: iłowce z bardzo licznymi nie-

regularnymi wkładkami lub przewarstwieniami piaskowca, iłowce z nieregularnymi skupieniami materiału piaszczystego, piaskowce z licznymi cienkimi, nieregularnymi przewarstwieniami oraz soczewkowatymi skupieniami iłowca, piaskowce z licznymi różnej grubości przewarstwieniami iłowca mułowcowego itp.

Konstruując graficzny profil sekwencji ediakarsko-kambryjskich wielkość dominującego ziarna osadu wyrażono szerokością słupka litologicznego. Na profilu uwidoczniłoby się obecność niektórych specyficznych składników skał, a mianowicie skałeni (szczególnie obfite nagromadzenia) oraz fosforytów (zarówno konkretów, jak i fosfoklasty). Cienkie przewarstwienia, o których mowa w objaśnieniach profilu, to warstwy, których miąższość jest zbyt mała, by można ją było przedstawić przy przyjętej skali pionowej. Obecność cienkich przewarstwień zaznaczano odcinkami poziomymi, których długość równa jest szerokości słupka litologicznego, odpowiadającej poszczególnym rodzajom skał.

Uwagi stratygraficzne

Jak wynika z opracowania archiwalnego otworu wiertniczego Darżlubie IG 1, Lendzion (1974) ustaliła granicę między kambrem dolnym a środkowym według pomiarów rdzenia na głęb. 3281,2 m. Głębokość ta wymaga korekty. Aprobując bez zastrzeżeń określony przez Lendzion (1974) przebieg omawianej granicy w materiale rdzeniowym, należy zauważyć, że znajduje się ona 4,9 m poniżej górnej granicy marszu 3273,5–3282,5 m, tj. na głęb. 3278,4 m. Taką głębokość przyjęto w niniejszym opracowaniu (fig. 20).

Omawiane niżej wydzielienia litostratygraficzne pozostają w bezpośrednim związku z badaniami sedimentologicznymi wykonanymi metodą analizy facjalnej. Facja rozumiana jest tutaj zgodnie z jej obiektywną koncepcją i oznacza konkretny odcinek rozpatrywanego profilu odznaczający się zespołem charakterystycznych cech litologicznych oraz charakterystycznym zespołem struktur sedimentacyjnych (w tym biogenicznych).

W profilu Darżlubie IG 1, jednostki litostratygraficzne w obrębie ediakarsko-kambryjskich sekwencji depozycyjnych wydzielono zgodnie z Tabelą stratygraficzną Polski (Wagner, red., 2008 – kolumna „Obszar nadbałtycki i Bałtyk W”). Wspomniane wydzielienia są oparte na pracach Lendzion (1970), Bednarczyka i Turnau-Morawskiej (1975) oraz Mens i in. (1990). Nazwy wyróżnionych formacji odpowiadają nazwom wprowadzonym przez Bednarczyka i Turnau-Morawską (1975). Jedynie formację smółdzińską tych autorów nazywa się niżej żarnowiecką, zgodnie z nazwą nadaną wcześniej przez Lendzion (1970). Granice formacji żarnowieckiej w profilu Darżlubie IG 1 przyjęto zgodnie z wcześniejszą interpretacją Jaworowskiego i Sikorskiej (2003b). Granice pozostałych formacji w omawianym profilu zostały zidentyfikowane w trakcie przygotowywania niniejszego

opracowania. Nastęczało to jednak wiele trudności, gdyż formacje wprowadzone przez Bednarczyka i Turnau-Morawską (1975), zaakceptowane na forum międzynarodowym (Mens i in., 1990), trudno wydzielić poza profilami stratotypowymi. Dzieje się tak dlatego, ponieważ podane w oryginalnym opisie diagnostyczne cechy formacji (w tym sedimentologiczne) nie zawsze są jednoznaczne. Problem ten został szerzej omówiony w charakterystyce sedimentologicznej ediakaru i kambru w profilu Słupsk IG 1 (Jaworowski, Sikorska, 2007).

Rozwój sedimentacji

PIERWSZA SEKWENCJA DEPOZYCYJNA

Ediakar–kambr dolny: osady kontynentalne

Formacja żarnowiecka w profilu Darżlubie IG 1 występuje na głęb. 3509,3–3491,0 m (fig. 20, 21A). Zaobserwowano tu wiele typowych cech tej formacji (por. Jaworowski, 1979, 1982, 1997; Jaworowski, Sikorska, 2003b), a mianowicie:

- obecność osadów o barwie czerwonej świadczącej o znacznym stopniu ich utlenienia;
- powszechną obecność piaskowców z domieszkami frakcji żwirowej (do 4 mm, a maksymalnie powyżej 30 mm);
- przewarstwienia zlepieńców (nieliczne);
- zupełnie podrzędny udział osadów drobnoziarnistych (mułowce);
- brak jakichkolwiek szczątków organicznych;
- struktury sedimentacyjne charakterystyczne dla wód płynących o dużej energii;
- obecność (podrzedna) osadów kohezyjnych spływów materiału okruskowego.

Ogólnie rzecz biorąc, formacja żarnowiecka powstała w warunkach lądowych, w klimacie półsuchym z okresowymi ulewami, w środowisku stożków aluwialnych oraz piaszczystej i piaszczysto-żwirowej równi aluwialnej. W omawianym profilu, w obrębie formacji żarnowieckiej spotyka się następujące facje (por. Jaworowski, Sikorska, 2003b; symbole literowe facji pochodzą od nazw angielskich użytych w cytowanej publikacji):

Facja Cm. Zlepieniec masywny złożony głównie z klastów kwarcu i skaleni o różnym stopniu obtoczenia. Szkielet ziarnowy zwarty lub rozproszony. Masa wypełniająca mułowcowo-piaszczysta. Osady tej facji są związane głównie ze stożkami aluwialnymi. Rozproszony szkielet ziarnowy powstał w rezultacie kohezyjnych spływów materiału. Zwarty szkielet ziarnowy także może się wiązać ze spływami kohezyjnymi. W tym jednak przypadku bardziej prawdopodobne jest jego powstanie na skutek działalności wód płynących o bardzo dużej energii. Osady te powstawały w żwirowych strumieniach lub rzekach roztokowych jako łachy śródkorytowe lub bruk korytowy. Osady facji Cm występują podrzędnie, reprezentowane przez warstwę w spągu omawianego profilu (fig. 21A).

Facja Chc. Zlepieniec o zwartym szkielecie ziarnowym odznaczający się niewyraźnym warstwowaniem poziomym lub przekątnym dużej skali. Reprezentuje łachy śródkorytowe

i wypełnienia niewielkich koryt żwirowych strumieni lub rzek roztokowych. Osady facji Chc występują podrzędnie; są reprezentowane przez warstwę w obrębie górnej części formacji (fig. 21A).

Facja Sh. Piaskowce różnoziarniste warstwowane poziomo. Warstwowanie to, szczególnie w piaskowcach o grubszym ziarnie, jest zwykle słabo widoczne. W piaskowcach drobnoziarnistych zaznacza się wyraźniej, występując niekiedy w postaci drobnej laminacji. Piaskowce facji Sh powstały w rezultacie depozycji z przepływów o dużej energii w górnoreżimowej fazie płaskiego dna. Osady te wiążą się z zalewami warstwowymi na stożkach i piaszczystych równiach aluwialnych, a także z korytami piaszczystych strumieni i rzek roztokowych. Drobna laminacja pozioma mogła powstać w warunkach powolniejszych przepływów, w dolnoreżimowej fazie płaskiego dna. W obrębie facji Sh wydzielono dwie subfacje: ShS – piaskowce warstwowane poziomo oraz: ShP – piaskowce żwirowe warstwowane poziomo.

Facja Sc. Piaskowce różnoziarniste warstwowane przekątnie w dużej skali. Piaskowce facji Sc powstały w warunkach dolnego reżimu przepływu. Reprezentują one łachy śródkorytowe (poprzeczne i językowe) piaszczystych strumieni i rzek roztokowych. Fację Sc podzielono na dwie subfacje: ScS – piaskowce warstwowane przekątnie w dużej skali, oraz ScP – piaskowce żwirowe warstwowane przekątnie w dużej skali.

W formacji żarnowieckiej rozpoznanej otworem Darżlubie IG 1 niemal wyłącznie występują piaskowce średnioziarniste (fig. 21A) należące do facji Sh i Sc, tj. warstwowane poziomo i przekątnie w dużej skali. Mniejszościowo przeważają subfacje ShS i ScS, natomiast subfacje ShP i ScP są mniej częste. Jak z tego wynika, opisywane osady reprezentują asocjację facjalną III i częściowo II (*sensu* Jaworowski, Sikorska, 2003b). Subfacje ShS i ScS wskazują ogólnie na asocjację facjalną III powstałą w warunkach piaszczystej równi aluwialnej roztokowej i zalewowo-warstwowej (*sandy braid and sheetflood plain*). Subfacje ShP i ScP należą do asocjacji II. Piaskowce żwirowe tych subfacji są interpretowane jako osady dystalnych części stożków aluwialnych.

Ogólnie rzecz biorąc, w profilu Darżlubie IG 1 w obrębie formacji żarnowieckiej stwierdzono występowanie osadów piaszczystej równi aluwialnej (przeważające), które miejscami zazębiają się z osadami dystalnych części stożków aluwialnych. W obu tych systemach depozycyjnych, poddawanych okresowym, gwałtownym napływom wód, decydujące znaczenie miała depozycja z odznaczających się dużą energią strumieni i rzek roztokowych oraz zalewów warstwowanych (*sheetfloods*).

Formacja żarnowiecka przechodzi w leżącą wyżej formację klukoską bardzo stopniowo, co sprawia, że niezwykle trudno je rozdzielić. W niniejszym opracowaniu, podobnie jak w pracach poprzednich (por. Jaworowski, Sikorska 2003b), przyjęto, że do formacji żarnowieckiej należą wyłącznie osady kontynentalne. Z tego powodu jej granicę górną poprowadzono bezpośrednio poniżej osadów z niewątpliwymi wpływami środowiska morskiego wyrażonymi obecnością bioturbacji (fig. 20, 21A).

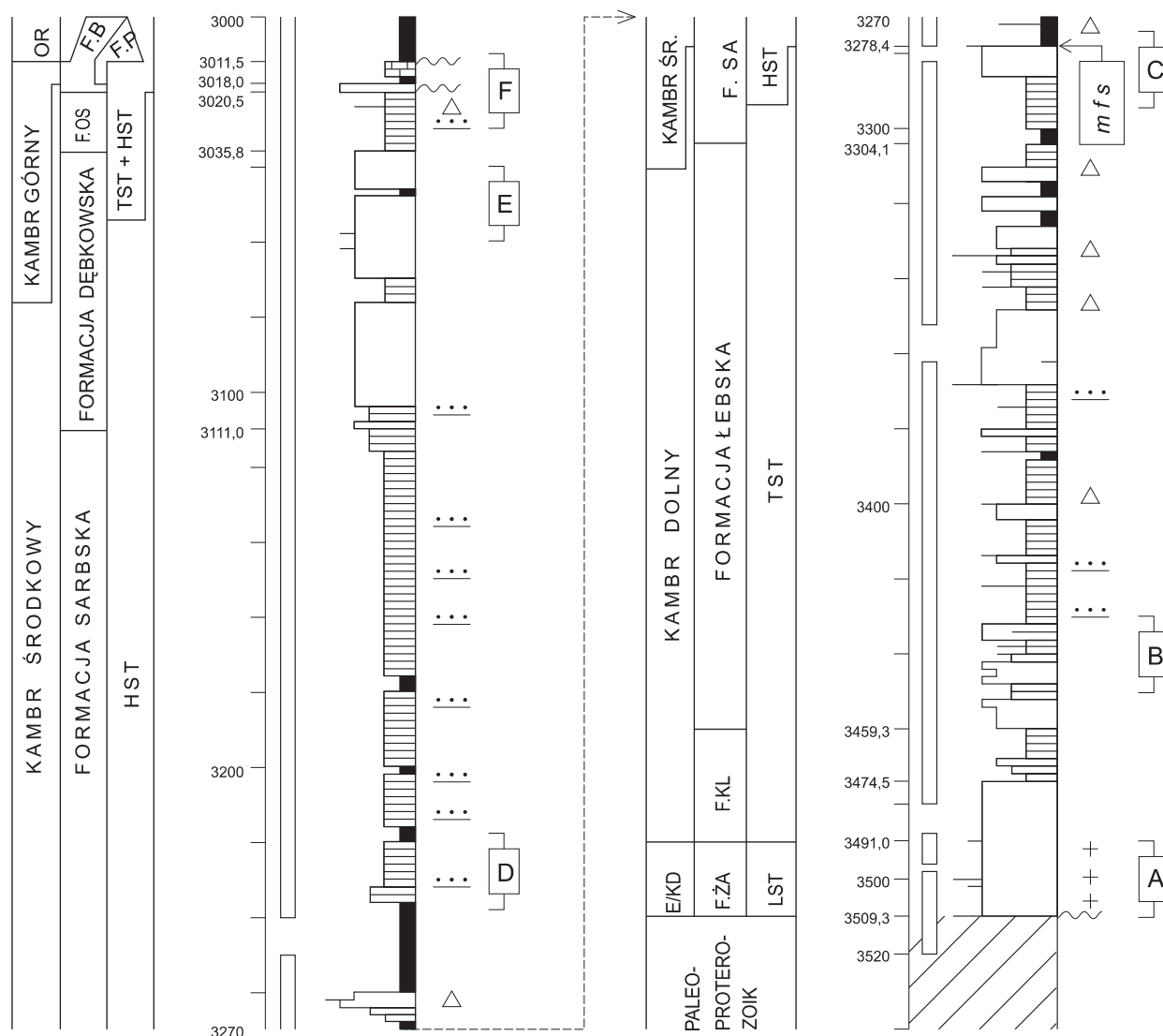


Fig. 20. Przeglądowy profil sedimentologiczny osadów ediakarsko-kambryjskich z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1

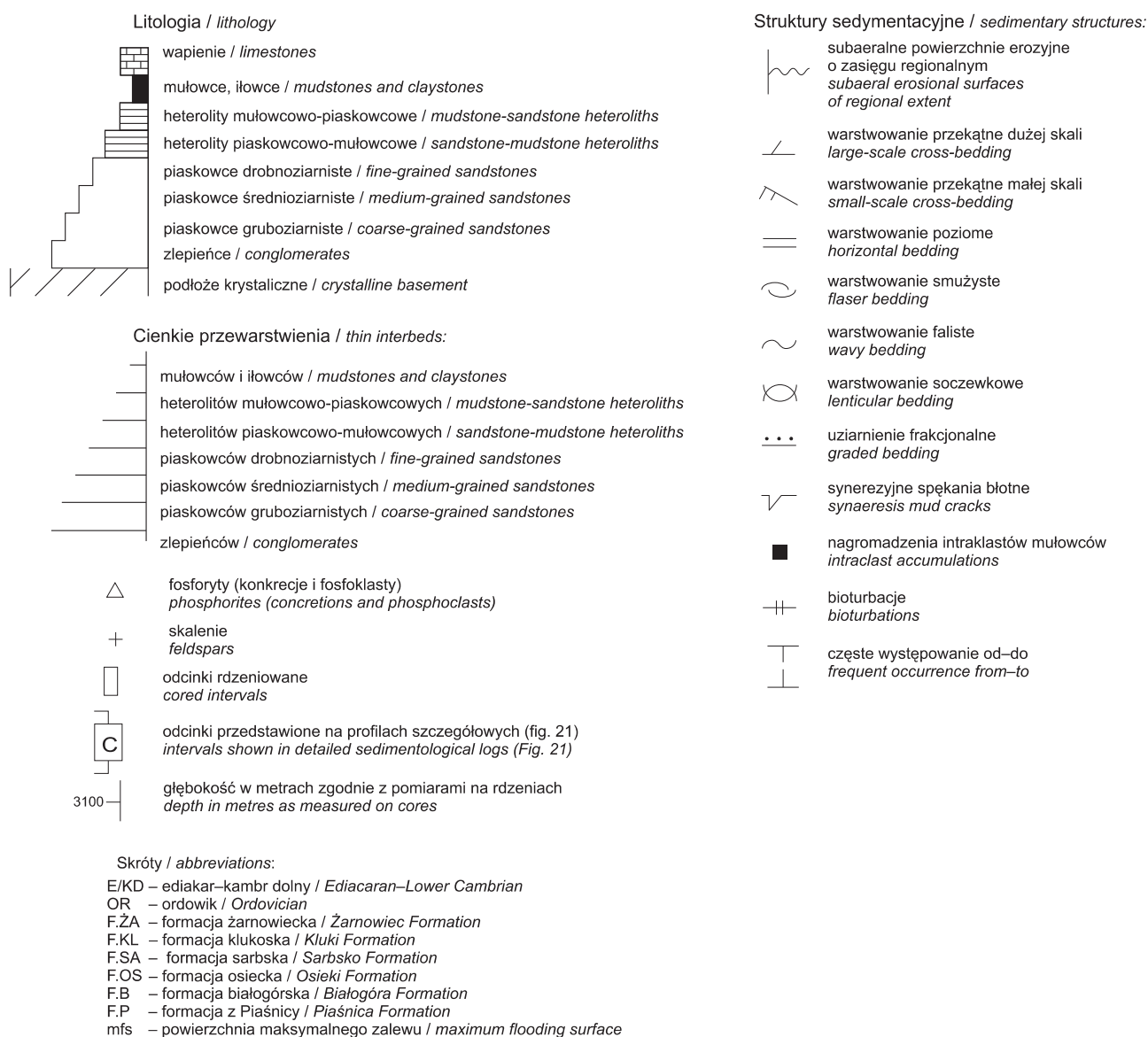
Generalized sedimentological log of the Ediacaran–Cambrian deposits from the Darżlubie IG 1 borehole

Kambr dolny: osady przejściowe kontynentalno-morskie

Formacja klukoska – część dolna. Formacja klukoska jest dwudzielna. Bednarczyk i Turnau-Morawska (1975) wydzielili w niej dwa odrębne ogniwa. W profilu Darżlubie IG 1 dolną części formacji klukoskiej reprezentuje odcinek na głęb. 3474,5–3491,0 m (fig. 20). W spągu formacji występuje półmetrowa warstwa piaskowca gruboziarnistego z licznymi strukturami bioturbacyjnymi. Osady dolnej części formacji klukoskiej są bardzo podobne do utworów formacji żarnowieckiej, od których różnią się przede wszystkim obecnością struktur bioturbacyjnych w postaci jamek mieszkalnych związanych z bardzo wysokoenergetycznym środowiskiem morskim strefy międzyżyłowej (Pacześna, 1996). Są to piaskowce średnioziarniste z nielicznymi przewarstwieniami drobnoziarnistych. Barwa osadów jest szara i ciemnoszara. W omawianym profilu, w dolnej części formacji klukoskiej

rozpoznano niektóre facje i subfacje znane z formacji żarnowieckiej, a mianowicie: ShS, ScS (por. wyżej) oraz Sm. Facja Sm reprezentowana jest przez piaskowce różnoziarniste, masywne. Piaskowce te powstały w wyniku depozycji z gwałtownie zwalnających przepływów o dużej energii. Przepływami tego rodzaju były zalewy warstwowe związane z okresowymi, nawałnicowymi ulewami. W niektórych piaskowcach facji Sm obserwuje się bardzo niewyraźne, zaczątkowe warstwowanie poziome. Zespół wspomnianych facji sprawia, że dolna część formacji klukoskiej przypomina osady równi roztokowej i zalewowo-warstwowej. Niewątpliwie wpływy morskie świadczą, że stanowi ona kompleks przejściowy od ediakarsko-dolnokambryjskich osadów kontynentalnych do dolnokambryjskich osadów morskich. W czasie początkowej fazy dolnokambryjskiej transgresji morza, miejsce lokalizacji otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 było objęte deltą gruboziarnistą (*coarse-grained delta*), a ściślej:

Objaśnienia do figur 20 i 21 Explanations for Figures 20 and 21



deltą roztokową (*braid delta*) sensu McPherson i in. (1987). W omawianym profilu, osady dolnej części formacji klukoskiej są bazalnym elementem TST pierwszej, dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej, a zarazem pierwszego cyklu transgresywno-regresywnego (T-R).

Kambr dolny i dolna część kambru środkowego: osady morskie

Wprowadzenie. Na dolnej części formacji klukoskiej (tj. powyżej głęb. 3474,5 m), w ciągłości sedimentacyjnej leżą morskie osady kambru rozpoczynające się górną częścią tejże formacji, nad którą występują pozostałe formacje kambru (fig. 20). Wspólne cechy tych osadów są następujące (por. Jaworowski, 1979, 1982, 1997; Sikorska, 1988; Jaworowski, Sikorska, 2007):

- bardzo duża dojrzałość mineralogiczna i teksturalna piaskowców;
- obecność inwersji teksturalnych świadczących o wysokoenergetycznych wydarzeniach depozycyjnych;
- występowanie minerałów autigenicznych, m.in. glaukonitu i fosforanów;
- nagromadzenia lub rozproszone szczątki fauny morza otwartego;
- szelfowa fauna bentoniczna;
- częste bioturbacje: powszechnie występujące jamki żerowiskowe i mieszkalne.

Cechy te prowadzą do wniosku, że osady kambru w profilu Darżlubie IG 1, tak jak w całym obniżeniu bałtyckim, powstały w płytkomorskich, sublitoralnych warunkach sedimentacji. Omawiane osady zinterpretowano jako zdeponowane w morzu poddanym działaniu pływów i sztormów.

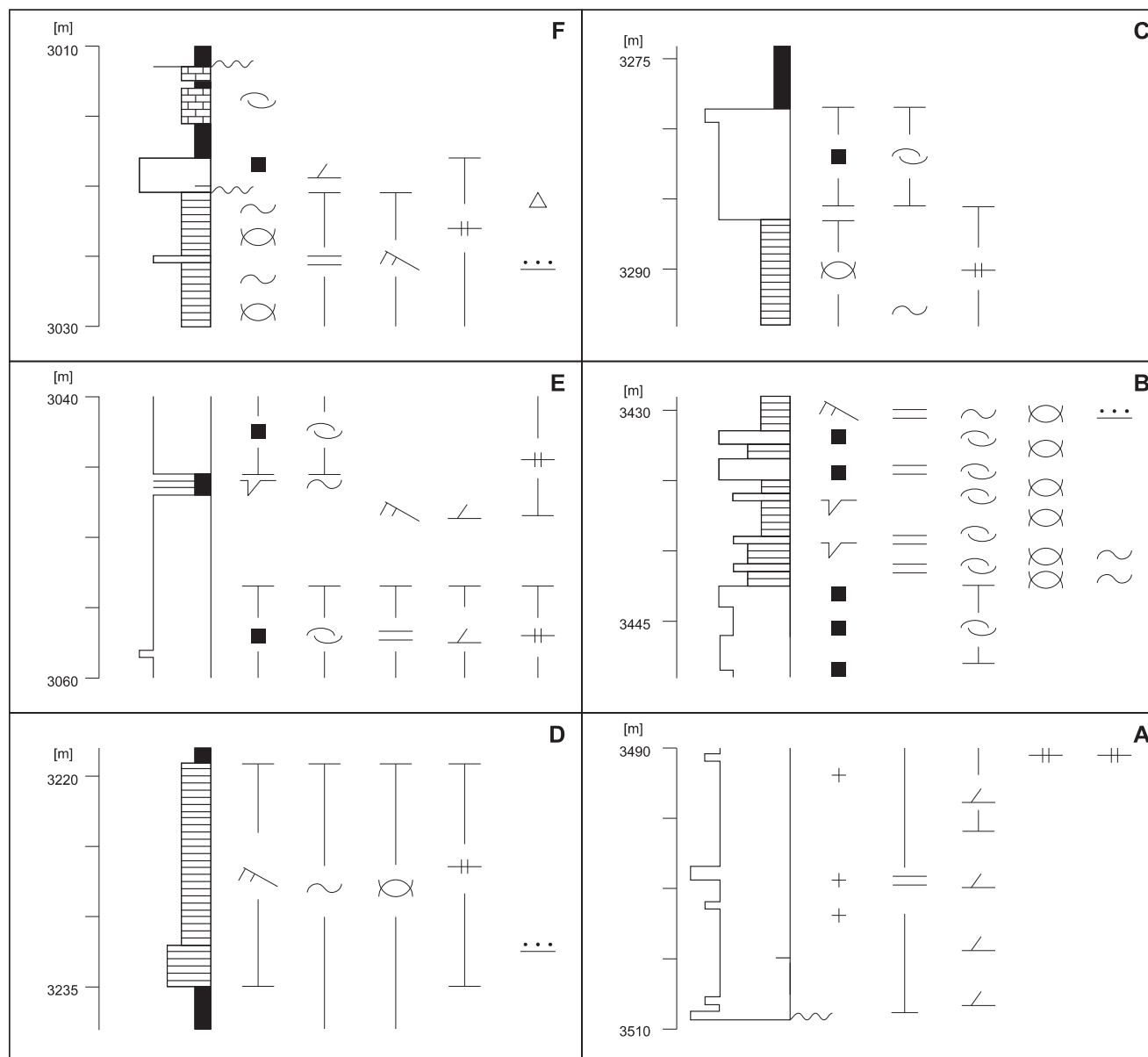


Fig. 21. Szczegółowe profile sedimentologiczne osadów ediakarsko-kambryjskich

Objaśnienia na stronie 71

Detailed sedimentological logs of the Ediacaran–Cambrian deposits

For explanations see page 71

Najbardziej zbliżonym współczesnym odpowiednikiem ich środowiska sedimentacji jest południowo-wschodnia część Morza Północnego. Występujące tam piaski brzeżne tworzą piaszczyste równie pływowe (*sandy tidal flats*), przechodzące – w stronę morza otwartego – w jezory (płycizny) piaszczyste (*sand tongues [shoals]*) poprzedzielane kanałami pływowymi, a następnie – w muły szelfu ze sztormowymi warstwami piaszczystymi (Reineck, Singh, 1980). Oprócz pływowych piasków brzeżnych (*coastal tidal sands*) występują pływowe piaski szelfowe (*shelf tidal sands*) w formie piaszczystych fal pływowych i/lub grzbietów pływowych (*tidal sand waves*

and/or ridges). Składają się one na rozległe ciała piaszczyste tkwiące w mułach szelfu.

W morskich osadach kambru, w profilu Darżlubie IG 1, rozpoznano następujące facje (symbole literowe facji pochodzą z publikacji: Jaworowski, 1997, 2000; Jaworowski, Sikorska, 2007):

Facja A. Mułowce szare i ciemnoszare, iłowce ciemne, prawie czarne. Struktury sedimentacyjne: nieliczne warstwowanie soczewkowe lub pojedyncze laminy piaszczyste. Facja A reprezentuje muły szelfu.

Facja B. Heterolity mułowcowe. Struktury sedimentacyjne: warstwowanie soczewkowe i faliste, w piaskowcach laminacja pozioma, warstwowanie przekątne małej skali, czasem uziarnienie frakcjonalne, bioturbacje, synerezyjne spękania błotne, sedimentacyjne struktury deformacyjne. Są to muły szelfu z dystalnymi piaszczystymi warstwami sztormowymi.

Facja C. Piaskowce różnoziarniste, zawierające smugi i intraklasty mułowców, przewarstwiewające się z heterolitami, w których tworzą niekiedy kompleksy piaszczyste o miąższości dochodzącej nawet do kilku metrów. Struktury sedimentacyjne: warstwowanie przekątne dużej i małej skali, laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, bioturbacje, cienkie nagromadzenia intraklastów mułowców. Interpretowane jako wypełnienia kanałów sztormowych (niekiedy amalgamowane).

Facja D. Heterolity piaskowcowe. Struktury sedimentacyjne: warstwowanie faliste i soczewkowe, w piaskowcach warstwowanie przekątne małej skali, laminacja pozioma, bioturbacje, synerezyjne spękania błotne. Reprezentują muły szelfu z proksymalnymi piaszczystymi warstwami sztormowymi.

Facja E. Piaskowce drobnoziarniste ze smugami i intraklastami mułowców. Struktury sedimentacyjne: warstwowanie przekątne małej skali, laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, warstwowanie przekątne dużej skali, bioturbacje, cienkie nagromadzenia intraklastów mułowców. Osady facji E w profilu Darżlubie IG 1 to szelfowe piaszki pływowe lub pływowe piaszki brzeżne ze strefy niżepływowej pod podstawą falowania.

Facja F. Piaskowce średnioziarniste ze smugami i intraklastami mułowców. Struktury sedimentacyjne: warstwowanie przekątne dużej skali, laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, warstwowanie przekątne małej skali, bioturbacje, cienkie nagromadzenia intraklastów mułowców. Facja F w opisywanym profilu jest interpretowana jako szelfowe piaszki pływowe lub pływowe piaszki brzeżne ze strefy niżepływowej pod i/lub nad podstawą falowania.

Środowiskowa identyfikacja facji morskich osadów kambru w profilu wiertniczym jest trudna. Właściwa interpretacja wymaga nawiązania także do innych, dobrze rdzeniowanych profili i uwzględnienia regionalnych cech zbiornika sedimentacji.

Formacja klukoska – część górna. Obejmuje odcinek profilu na głęb. 3459,3–3474,5 m (fig. 20). Występują tu głównie heterolity mułowcowe z pojedynczymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych oraz heterolitów piaskowcowych. Osady te należą do facji B, D i E, reprezentując strefę przejściową od mułów szelfu do piaszków pływowych. Są to przede wszystkim muły szelfu z dystalnymi warstwami sztormowymi. Zupełnie podrzędnie występują muły szelfu z proksymalnymi warstwami sztormowymi i pływowe piaszki brzeżne. Górna część formacji klukoskiej stanowi zapis rozwijającej się transgresji morza rozpoczętej w dolnej części formacji. Przewaga mułów szelfu z dystalnymi warstwami sztormowymi, w utworach leżących na osadach delt gruboziarnistych z dolnej części tej formacji, oznacza znaczne tempo transgresji w czasie powstawania dolnej części TST.

Formacja lebska. Występuje na głęb. 3304,1–3459,3 m (fig. 20). W dolnej i górnej części formacji przeważają piaskowce średnioziarniste, a w części środkowej heterolity mułowcowe z przewarstwieniami piaskowców drobno- i średnioziarnistych. Rzadko spotyka się mułowce i iłowce. Barwa osadów szara i ciemnoszara. Miejscami pojawiają się nagromadzenia konkrecji fosforytowych oraz fosfoklastów tworzących w górnej części formacji kilkucentymetrowe zlepnie. Piaskowce należą do facji E, F i C. Znaczną część formacji lebskiej stanowią facje B i D. Facja A występuje podrzędnie. Opisywana formacja reprezentuje: piaszki pływowe (głównie szelfowe, rzadziej brzeżne), osady ze strefy przejściowej od piaszków do mułów szelfu i muły szelfu. Są to osady piaszczystych grzbietów i fal pływowych, a rzadziej dystalne krańce jeziorów płycizn piaszczystych ze strefy niżepływowej. Piaszki pływowe (szelfowe i brzeżne) przewarstwiewają się z mułami szelfu zawierającymi piaszczyste warstwy sztormowe (stąd uziarnienie frakcjonalne w piaskowcach heterolitów) (fig. 20, 21B). Wspomniane wyżej nagromadzenia fosforytów (konkrecji i fosfoklastów), świadczące o zwolnieniu tempa sedimentacji, to przejawy transgresywno-regresywnych pulsacji w obrębie TST, do którego w całości należy formacja lebska. W jej górnej i dolnej części obserwuje się głównie retrogradacyjne następstwo osadów piaszczysto-mułowcowo-ilastych, a w części środkowej następstwo zbliżone do agradacyjnego.

Formacja sarbska, rozpoznana w interwale głęb. 3304,1–3111,0 m (fig. 20), jest wykształcona głównie w postaci ciemnych heterolitów mułowcowych i iłowców reprezentujących facje B i A. Towarzyszą im nieliczne przewarstwienia piaskowców drobno-, średnio- i gruboziarnistych należących do facji C oraz heterolitów piaskowcowych charakterystycznych dla facji D. Osady formacji sarbskiej odpowiadają mułom szelfu z proksymalnymi i dystalnymi piaszczystymi warstwami sztormowymi oraz mułom szelfu. W osadach tych tkwią pojedyncze wypełnienia kanałów sztormowych (piaskowce, facja C).

Występującą na głęb. 3278,4 m (fig. 20, 21C) granicę między warstwą piaskowca gruboziarnistego (facja C) a leżącymi wyżej iłowcami mułowcowymi (facja A) zinterpretowano jako powierzchnię maksymalnego zalewu (mfs – *maximum flooding surface*) pierwszej dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej. W występujących bezpośrednio wyżej ciemnych iłowcach mułowcowych, na powierzchniach oddzielności, obserwuje się masowe nagromadzenia skorupki drobnych brachiopodów. Ich obecność stanowi dowód znacznego spowolnienia sedimentacji w środowisku o niskiej energii wód. W takich bowiem warunkach mogło dojść do masowego skolonizowania dna przez drobnoskorupkową, sesylną epifaunę. Spadek tempa sedimentacji osadów to efekt znacznego zmniejszenia dostawy materiału terygenicznego, co z kolei świadczy o oddaleniu linii brzegowej zbiornika i obszarów źródłowych tego materiału. Wszystko to związane było z maksimum transgresji morza. Osady dolnej części formacji sarbskiej, występujące poniżej powierzchni maksymalnego zalewu, należą do TST. Osady górnej części rozpoznanej

w otworze Darżlubie IG 1 formacji sarbskiej, występujące nad tą powierzchnią, należą do HST. Zarówno w dolnej, jak i w górnej części formacji sarbskiej w omawianym profilu obserwuje się progradacyjne następstwo osadów.

Należy podkreślić, że powierzchnia maksymalnego zalewu, pierwszej dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej, w profilu Darżlubie IG 1 występuje w obrębie formacji sarbskiej. Zgodnie z biostratygraficznymi danymi Lendzion (1974) powierzchnia ta odpowiada granicy między kambrem środkowym i górnym. Oznacza to, że w profilu Darżlubie IG 1 formacja sarbska sięga poniżej granicy kambr środkowy–kambr dolny. W miejscu lokalizacji tego otworu wiertniczego, podobnie jak w przypadku otworu Słupsk IG 1 (Jaworowski, Sikorska, 2007), osady formacji sarbskiej rozwinęły się wcześniej i pełniej niż w innych profilach kambru w polskiej części basenu bałtyckiego.

Formacja dębowska, wyróżniona w interwale 3035,8–3111,0 m (fig. 20, 21E) jest wykształcona jako piaskowce drobnoziarniste z nielicznymi przewarstwieniami średnioziarnistych, a ponadto z podrzędnymi przewarstwieniami heterolitów mułowcowych i piaskowcowych oraz mułowców. Osady te należą do facji: E, B, D i A. Utwory formacji sarbskiej odpowiadają piaskom pływowym (facja E): szelfowym i/lub brzeżnym. Są to amalgamowane grzbiety oraz fale piaszczyste i/lub jęzory (płycizny) piaszczyste, którym towarzyszą wypełnienia kanałów sztormowych bądź pływowych. Pozostałe, znikome miąższościowo osady formacji reprezentują muły szelfu z warstwami sztormowymi (facje B, D) oraz muły szelfu (facja A). Formacja dębowska stanowi kolejny element HST pierwszej dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej. W ciągłości sedymentacyjnej z leżącą niżej formacją sarbską, formacja dębowska tworzy typowo progradacyjne następstwo osadów.

Formacja osiecka występuje na głęb. 3020,5–3035,8 m (fig. 20, 21F). Składa się z heterolitów mułowcowych należących do facji B. Reprezentują one muły szelfu z cienkimi warstwami piasków sztormowych. Formacja osiecka stanowi najwyższy element HST pierwszej dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej. Jak wynika z obserwacji regionalnych (m.in. ciągłe rdzenie wiertnicze z otworów wykonanych na obszarze Bałtyku) formacja ta od leżących wyżej osadów kambru jest oddzielona subaeralną powierzchnią erozyjną o zasięgu regionalnym (fig. 21F).

DRUGA SEKWENCJA DEPOZYCYJNA

Górna część kambru środkowego – dolna część kambru górnego: osady morskie

Formacja białogórska, stwierdzona na głęb. 3018,0–3020,5 m (fig. 20, 21F), jest wykształcona w postaci piaskowców średnioziarnistych o warstwowaniu przekątnym dużej skali. Zawiera liczne intraklasty. Zwraca uwagę częsta obecność glaukonitu. W dolnej części obserwuje się cienkie przewarstwienie mułowca. Formacja białogórska leży na wspomnianej wyżej powierzchni regionalnej niezgodności

erozyjnej. Osady tej formacji powstały w przybrzeżnej strefie płytkiego morza i tworzą podstawowy element TST drugiej sekwencji depozycyjnej (a także drugiego cyklu T–R) w ediakarsko-dolnopaleozoicznej pokrywie osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego północnej Polski.

Formacja piaśnicka stanowi kolejny element wspomnianej wyżej drugiej sekwencji depozycyjnej. W profilu Darżlubie IG 1 została wyróżniona na głęb. 3011,5–3018,0 m, reprezentując najwyższą część sukcesji kambryjskiej rozpoznanej tym otworem wiertniczym (fig. 20, 21F). Formację piaśnicką tworzą tu czarne, zwięzłe iłowce bitumiczne oraz (szczególnie w górnej części) ciemne wapienie, często biodestrytyczne. W iłowcach występuje piryty. Czarne iłowce bitumiczne opisywanej formacji odpowiadają mułom szelfu osadzonym w zbiorniku euksynicznym. Stanowią one facjalny odpowiednik łupków alunowych Skandynawii. Wapienie można interpretować jako utwory dystalnej części głębokowodnej rampy węglanowej. W stropie formacji piaśnickiej zaznacza się kolejna subaeralna powierzchnia erozyjna o zasięgu regionalnym. Dzieli ona drugą sekwencję depozycyjną w ediakarsko-dolnopaleozoicznej pokrywie osadowej rozpoznanej otworem Darżlubie IG 1 od sekwencji trzeciej. Ta ostatnia zaczyna się utworami flo (arenigu).

PODSUMOWANIE

Na wstępie należy zauważyć, że omawiane wyżej morskie osady pierwszej i drugiej sekwencji depozycyjnej (tj. osady występujące powyżej kontynentalnej formacji żarnowieckiej) reprezentują odpowiednio: pierwszy i drugi cykl T–R w dolnopaleozoicznej pokrywie osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego północnej Polski (por. Jaworowski, 1999a, b, 2000, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003a).

Pierwsza sekwencja depozycyjna

LST. Formacja żarnowiecka (fig. 20). Osady kontynentalne: piaskowce różnoziarniste utworzone w środowisku równi aluwialnej i dystalnych części stożków aluwialnych. Formacja żarnowiecka, jak wynika z ogólnych spostrzeżeń paleogeograficznych (Jaworowski, Sikorska, 2003a, b), powstawała w półrowie tektonicznym, stanowiącym część systemu ryftowego związanego z rozpadem prekambryjskiego superkontinentu Rodinii. Główny uskok ograniczający półrow tektoniczny (*main boundary fault*), w którym gromadziły się osady tej formacji, był położony na południowy zachód od linii Teisseyre’a-Tornquista, tj. poza dzisiejszym kratonem wschodnioeuropejskim. Znajdował się tu zachodni obszar źródłowy materiału okrucowego formacji żarnowieckiej. Wschodnim obszarem źródłowym klastyków tej formacji była brzeżna część kratonu wschodnioeuropejskiego. Właśnie z obszaru wschodniego pochodził materiał okrucowy formacji obserwowany w profilu Darżlubie IG 1. Ten otwór wiertniczy był zlokalizowany na obszarze równi aluwialnej dzielącej wyróżniane w formacji żarnowieckiej stożki aluwialne: bałtycki i gdański (Jaworowski, Sikorska, 2010).

Uwaga: Należy podkreślić, że formacja żarnowiecka powstawała w warunkach silnego wpływu tektoniki, charakterystycznego dla basenów ryftowych. Osady powstałe w takich warunkach odnosi się do tektonicznych ciągów systemów depozycyjnych (*tectonic system tracts*) sensu Prosser (1993). Zgodnie z takim ujęciem, osady formacji żarnowieckiej należy zaliczyć do wczesnopostryftowego (*immediate post-rift*) ciągu systemów depozycyjnych. Dolną część formacji klukskiej, tj. kompleks kontynentalno-morski, należałoby wówczas uznać za późnopostryftowy (*late post-rift*) ciąg tych systemów.

TST + HST. Formacje: klukska (fig. 20), łebska (fig. 20, 21B), sarbska (fig. 20, 21C, D), dębowska (fig. 20, 21E) i osiecka (fig. 20). Są to osady morskie w postaci szelfowych i brzeżnych piasków pływowych oraz piaskowcowo-mułowcowe heterolity i muły szelfu zawierające piaszczyste warstwy sztormowe oraz amalgamowane wypełnienia kanałów sztormowych i/lub pływowych. Powierzchnia maksymalnego zalewu oddzielająca ciąg systemów depozycyjnych TST od HST w profilu kambru z otworu Darżlubie IG 1 znajduje się w obrębie formacji sarbskiej (fig. 20, 21C). Maksimum transgresji jest zapisane przejawami wyraźnie zwolnionej depozycji. Tak jak w innych profilach kambru północnej Polski, powierzchnia maksymalnego zalewu pierwszej sekwencji depozycyjnej w profilu Darżlubie IG 1 przypada na pogranicze kambru dolnego i środkowego (por. Lendzion, 1974). Zgodnie z od dawna głoszonymi poglądami (Jaworowski, 1979, 1997, 2000; Sikorska, 2000) klastyczny materiał morskich osadów kambru północnej Polski pochodził ze źródeł kratonicznych. Materiał piaszczysty osadów TST i HST w profilu Darżlubie IG 1 był dostarczany głównie przez wsteczne prądy sztormowe.

Magdalena SIKORSKA

PETROGRAFIA OSADÓW EDIAKARU I KAMBRU

Formacja żarnowiecka (smoldzińska)

Formację żarnowiecką tworzą skały klastyczne leżące na zwietrzałym podłożu krystalicznym. Reprezentowane są przez piaskowce od grubo- do drobnodziarnistych, odznaczające się bardzo złym wysortowaniem materiału okrucowego. Widoczne są w nich także ziarna frakcji psefitowej. Osady te mają charakterystyczne pstre barwy: szarozielone, różowoszare, beżowe, brunatne – często plamiste rozłożone.

Na podstawie cech sedymentologicznych osadu K. Jaworowski wyznaczył granice formacji żarnowieckiej w profilu Darżlubie IG 1 na głęb. 3491,0–3509,8 m (Jaworowski, Sikorska, 2003a). Wiek formacji określany jest na ediakar górny–kambr dolny.

Badania petrograficzne utworów z pogranicza neoproterozoiku i kambru dolnego w obniżeniu perybaltyckim prowadzili Juskowiakowa (1976), Łydko i in. (1980), Sikorska (1998, 2000, 2001) oraz Jaworowski i Sikorska (2003a).

Druga sekwencja depozycyjna

LST. Brak.

TST. Formacja białogórska (fig. 20, 21F). Piaskowce tej formacji, będące osadem przybrzeżnym płytkiego morza, stanowią rezultat gwałtownej, rozległej transgresji.

HST. Formacja piaśnicka (fig. 20, 21F). Są to ciemne mułowce, iłowce i wapienie powstałe w zbiorniku euksynicznym podczas powolnej regresji morza. Formacja ta na innych obszarach północnej Polski obejmuje nie tylko dolną część kambru górnego, jak to jest w opisywanym tu profilu, ale cały kambr górny oraz dolną część tremadoku. W miejscu lokalizacji otworu wiertniczego Darżlubie IG 1, w rezultacie przedordowickiej erozji, uległa redukcji część osadów najwyższego kambru oraz tremadoku. Na zredukowanych erozyjnie osadach formacji piaśnickiej leżą bezpośrednio utwory flo (arenigu).

Na podkreślenie zasługuje ogromna dysproporcja w miąższościach osadów pierwszej i drugiej sekwencji depozycyjnej ediakarsko-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego w północnej Polsce. W profilu Darżlubie IG 1 osady sekwencji pierwszej są ponad 50 (!) razy grubsze od sekwencji drugiej. Duże zróżnicowanie pojemności akomodacyjnych w trakcie formowania wspomnianych sekwencji wynika z tego, że stanowią one odbicie różnych geotektonicznych faz rozwoju zbiornika sedymentacji w marginalnej części dzisiejszego kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, 1999a, b, 2002). Pierwsza sekwencja powstała w czasie intensywnej subsydencji, która towarzyszyła ekstensji powodującej rozpad prekambryjskiego superkontynentu Rodinii. Uderzająco mniejsza miąższość drugiej sekwencji stanowi odbicie znacznie zwolnionej subsydencji typowej dla stadium osiadania termalnego w rozwoju basenu sedymentacji.

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972), skały formacji żarnowieckiej zaliczono do wak i arenitów, w których wyróżniono odmiany kwarcowe i subarkozowe (tab. 12). Ich uziarnienie określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego i najczęstszego ziarna kwarcu. Wzajemny stosunek obu wielkości świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego.

Piaskowce są niedojrzałe teksturalnie: zawierają znaczną ilość ilastego matriksu, a ziarna detrytusowe są słabo obtoczone i źle wysortowane. Skały te wykazują zróżnicowany stopień dojrzałości mineralogicznej, przejawiający się w zmiennej ilości skaleni.

W materiale detrytycznym dominującym składnikiem jest kwarc w postaci ostrokrawędzistych i słabo obtoczonych ziaren (fig. 22A). Nie obserwuje się na nich regeneracyjnych obwódek kwarcowych. W zbadanych próbkach zawartość kwarcu waha się od 49,5 do 94,3% obj. (średnio 76,9% obj.).

Tabela 12

Uziarnienie i skład mineralny skal kambru [% obj.]

Grain size and mineral composition of Cambrian rocks [% vol.]

Numer próbki	Głębokość [m]	Stratygrafia	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu [mm]	Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Minerały akcesoryczne	Glaukonit	Minerały ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Fosforany	Substancja organiczna	Okrechy skał
3	2	1	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1b	3015,0	kambry górny	węgl. arenit kwarcowy dr.	0,62	0,21	74,5	0,0	0,0	4,8	0,3	0,0	0,3	19,5	0,6	+	0,0
1	3019,5	kambry środkowy	węgl. arenit kwarcowy dr.	0,57	0,21	69,2	0,0	0,0	0,0	5,3	0,0	0,0	25,5	+	0,0	0,0
2	3022,1		pyłowiec ilasty	0,17	0,04	69,6	0,3	2,2	4,2	0,6	21,7	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0
3	3024,9		pyłowiec kwarcowy	0,11	0,02	79,6	0,0	8,0	4,8	0,8	4,3	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0
5	3031,0		węgl. arenit kwarcowy b. dr.	0,71	0,12	64,0	0,0	+	2,6	0,0	0,0	0,0	32,0	1,4	0,0	+
6	3034,3		waka kwarcowa dr.	0,42	0,18	74,8	0,0	0,3	2,2	+	22,2	0,0	0,5	0,0	0,0	+
8	3039,9		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,65	0,15	97,1	0,0	0,0	2,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	+
9	3042,8		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,53	0,18	99,2	+	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	3045,6		waka kwarcowa b. dr.	0,35	0,10	82,8	0,0	0,2	0,2	0,0	14,9	0,0	1,9	0,0	0,0	+
11	3048,0		arenit kwarcowy b. dr. (ortokw.)	0,40	0,12	98,2	0,0	+	0,6	0,0	0,3	0,0	0,9	0,0	0,0	+
12	3050,8		arenit kwarcowy b. dr. (ortokw.)	0,35	0,11	98,5	0,0	0,0	0,6	0,0	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
13	3053,3	kambry górny	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,43	0,14	99,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	+
14	3056,0		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,38	0,15	99,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0
15	3058,8		arenit kwarcowy b. dr. (ortokw.)	0,47	0,11	97,8	0,0	+	0,8	0,0	0,6	0,0	0,8	0,0	0,0	+
16	3061,6		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,38	0,17	99,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	+
17	3064,2		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,46	0,14	98,0	0,0	+	0,3	0,0	0,9	0,0	0,8	0,0	0,0	+
18	3066,8		arenit kwarcowy b. dr. (ortokw.)	0,42	0,11	99,7	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	0,3	0,0	0,0	+
19	3069,5		arenit kwarcowy b. dr.	0,29	0,11	92,4	0,0	0,3	0,6	0,0	0,6	0,0	6,1	0,0	0,0	+
20	3072,5		waka kwarcowa b. dr.	0,56	0,10	82,8	0,0	0,6	0,6	0,0	15,4	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
21	3075,6		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,33	0,15	99,4	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	0,6	0,0	0,0	+

Tabela 12 cd.

3	2	1	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
22	3078,0	kambr środkowy	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,49	0,18	99,2	0,0	+	+	0,0	0,8	0,0	+	0,0	0,0	0,0
23	3080,4		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,42	0,15	99,0	0,0	0,0	+	0,0	1,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0
24	3083,2		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,62	0,21	96,3	0,0	0,0	0,3	0,0	2,3	0,0	1,1	0,0	0,0	+
25	3085,8		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,61	0,15	99,1	0,0	0,0	+	0,0	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
26	3088,3		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,46	0,17	99,7	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
27	3091,0		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,40	0,14	99,0	0,0	0,0	+	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	+
28	3093,7		arenit kwarcowy b. dr. (ortokw.)	0,35	0,12	99,0	0,0	0,0	+	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	3096,0		arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,60	0,19	98,8	0,0	0,0	+	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	3098,5		arenit kwarcowy b. dr. (ortokw.)	0,29	0,08	98,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,3	+	0,0	0,0	0,0	0,0
31	3101,1		waka kwarcowa b. dr.	0,18	0,06	68,9	0,0	2,0	1,4	0,0	34,9	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0
32	3104,0		arenit kwarcowy b. dr.	0,29	0,08	84,9	0,0	0,8	0,3	0,0	7,5	0,0	6,5	0,0	0,0	+
33	3106,4		arenit kwarcowy b. dr.	0,24	0,10	93,5	0,0	0,3	1,0	0,0	2,9	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0
34	3108,7		arenit kwarcowy b. dr.	0,21	0,07	91,4	0,0	+	1,1	0,0	0,9	0,0	6,6	0,0	0,0	0,0
35	3110,9		arenit kwarcowy b. dr.	0,17	0,07	90,1	0,0	0,3	0,6	0,0	6,2	+	2,8	0,0	0,0	+
36	3111,9		pyłowiec ilasty	0,14	0,05	65,1	+	2,6	1,4	0,0	26,6	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0
37	3116,0		pyłowiec ilasty	0,11	0,04	62,0	0,0	1,7	2,3	0,0	26,3	+	7,3	0,0	0,3	0,0
39	3125,5		węgl. arenit kwarcowy b. dr.	0,17	0,06	80,0	0,0	0,3	2,7	0,0	4,8	+	12,2	0,0	0,0	+
42	3139,2		pyłowiec kwarcowy	0,15	0,05	85,0	0,3	0,7	2,0	0,0	5,7	0,0	6,3	+	0,0	+
43	3143,5		pyłowiec ilasty	0,27	0,02	43,9	1,0	2,4	2,4	0,0	44,9	+	4,9	0,0	0,5	0,0
45	3152,5		iłowiec pylasty	0,20	0,05	32,3	0,0	1,7	2,3	0,0	63,4	0,0	0,3	0,0	+	0,0
48	3166,4		pyłowiec kwarcowy	0,17	0,04	86,4	0,0	1,0	2,3	+	3,9	0,0	5,9	+	0,0	0,0
49	3170,6		iłowiec pylasty	0,10	0,02	+	0,0	+	+	0,0	+	0,0	+	0,0	+	0,0
52	3182,3		wapień pylasty	0,17	0,04	43,0	0,0	0,7	1,0	0,0	0,0	0,0	55,3	+	0,0	0,0
55	3196,0		iłowiec pylasty	0,14	0,03	+	0,0	+	+	+	+	0,0	+	0,0	+	0,0
57	3205,0		pyłowiec ilasty	0,22	0,04	46,6	+	1,2	2,5	3,8	42,5	+	2,8	0,6	+	0,0
58	3209,6		pyłowiec ilasty	0,24	0,05	47,4	0,3	1,6	2,6	5,6	40,5	+	1,0	0,3	0,7	0,0

Tabela 12 cd.

3	2	1	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
63	3230,8	kambryjski	iłowiec pylasty	0,08	0,01	+	0,0	+	+	+	+	0,0	+	0,0	+	0,0
67	3255,4		iłowiec pylasty	0,17	0,03	42,0	+	2,7	2,7	4,7	47,2	0,0	0,7	+	+	0,0
68	3260,0		waka kwarцова b. dr.	0,31	0,06	52,0	+	2,3	4,0	18,7	19,0	0,0	3,3	0,7	+	0,0
69	3261,5		arenit kwarцовy śr.	1,33	0,30	65,2	0,0	0,3	0,9	26,6	4,9	0,0	0,6	1,5	0,0	+
70	3266,0		iłowiec pylasty	0,35	0,01	+	+	+	+	+	+	0,0	+	0,0	+	0,0
73	3280,0	kambr dolny	iłowiec	0,41	0,01	+	0,0	+	+	+	+	0,0	0,0	0,0	+	0,0
74	3281,7		arenit kwarцовy dr. (ortokw.)	3,05	0,20	95,3	0,0	0,0	0,3	1,7	1,0	0,0	1,7	+	0,0	+
75	3285,1		arenit kwarцовy dr. (ortokw.)	1,07	0,22	95,4	0,3	0,0	0,7	1,3	0,7	0,0	1,3	0,3	0,0	+
77	3290,2		waka kwarцова b. dr.	0,82	0,12	70,2	0,3	+	1,3	2,3	23,3	0,0	2,3	0,3	0,0	0,0
80	3298,1		iłowiec piaszczysty	0,65	0,07	32,0	0,3	0,7	3,7	3,7	58,6	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0
82	3304,3		waka kwarцова b. dr.	0,50	0,10	52,1	0,7	0,3	1,3	2,6	41,3	0,0	1,0	0,0	0,7	0,0
84	3311,0		arenit kwarцовy dr.	1,25	0,15	91,0	+	0,0	0,3	2,3	3,7	0,0	2,7	0,0	0,0	+
87	3319,3		waka kwarцова dr.	0,62	0,15	79,1	0,0	0,0	0,7	1,3	17,3	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0
89	3326,9		pyłowiec kwarцовy	0,12	0,05	89,0	0,0	0,7	2,6	1,0	4,7	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0
92	3333,8		węgl. arenit kwarцовy śr.	3,05	0,38	70,03	0,0	0,0	1,3	0,0	7,7	0,0	20,7	0,0	0,0	+
95	3337,5		arenit kwarцовy śr.	1,33	0,32	93,8	0,0	0,0	0,3	1,3	3,3	0,0	0,7	0,3	0,0	0,3
97	3341,0		węgl. arenit kwarцовy gr.	1,12	0,55	76,7	0,0	0,0	+	0,7	0,0	0,0	22,0	0,3	0,0	0,3
98	3343,5		węgl. waka kwarцова b. dr.	0,32	0,08	56,4	0,3	0,7	0,7	13,0	18,3	0,0	10,3	0,0	0,0	0,3
102	3349,3		arenit kwarцовy dr. (ortokw.)	0,77	0,22	97,1	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0
104	3357,5		arenit kwarцовy dr.	1,00	0,21	94,0	0,0	0,0	0,3	2,3	1,7	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0
107	3366,0		arenit kwarцовy gr. (ortokw.)	1,33	0,50	96,9	0,0	0,0	0,7	0,7	0,7	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
111	3375,5		skarbowat. arenit kwarцовy śr.	3,68	0,28	57,4	0,0	0,0	3,0	1,0	0,0	0,0	38,3	0,3	0,0	0,0
114	3385,0		pyłowiec ilasto-piaszczysty	0,55	0,05	48,7	1,0	1,3	1,0	4,0	43,3	0,0	0,7	+	0,0	+
117	3393,5		skarbowat. arenit kwarцовy b. dr.	0,25	0,07	39,1	0,0	0,3	1,0	8,7	0,3	0,0	50,3	0,0	0,0	0,3
121	3400,8		węgl. arenit kwarцовy śr.	2,37	0,40	78,8	0,0	0,0	+	1,3	0,3	0,0	15,3	0,3	0,0	4,0

Tabela 12 cd.

3	2	1	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
124	3409,5	kambr dolny	waka kwarcowa b. dr.	0,30	0,06	62,9	0,7	1,0	1,7	15,7	9,0	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0
126	3415,6		arenit kwarcowy dr.	0,40	0,15	95,0	0,0	0,3	1,0	1,7	1,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,3
129	3425,1		waka kwarcowa b. dr.	0,40	0,09	65,4	1,3	1,0	1,3	1,0	28,7	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0
132	3434,4		arenit kwarcowy śr.	1,25	0,25	93,9	0,7	+	0,7	0,0	4,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
134	3441,0		arenit kwarcowy dr.	1,40	0,20	93,0	0,3	0,0	0,7	0,0	3,7	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0
136	3447,8		arenit kwarcowy śr.	1,08	0,35	87,6	0,7	+	0,7	0,0	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
139	3455,5		arenit kwarcowy śr. (ortokw.)	1,12	0,35	97,4	0,3	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
141	3462,5		iłowiec pylasto-piaszczysty	0,75	0,05	29,0	0,7	1,0	3,7	0,3	65,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
143	3469,0		waka kwarcowa b. dr.	0,38	0,06	48,6	2,0	0,7	1,7	0,7	45,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3
145	3475,0		waka kwarcowa śr.	1,30	0,38	77,7	1,7	0,3	1,7	0,0	18,3	0,0	0,3	0,0	+	0,0
147	3480,0	formacja żarno- wiecka	arenit kwarcowy śr.	1,00	0,30	88,7	2,7	0,3	0,3	0,0	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
148	3492,6		arenit kwarcowy śr.	0,95	0,42	94,3	1,0	0,7	0,3	0,0	3,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
149	3495,0		arenit subarkozowy różn.	2,55	0,38	88,7	6,4	0,4	1,1	0,0	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	+
150	3498,0		waka subarkozowa śr.	2,82	0,30	66,6	4,3*	8,6	0,9	0,0	19,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
151	3499,0		waka kwarcowa różn.	2,25	0,45	72,9	3,2*	2,0	4,9	0,0	17,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0
152	3500,4		waka kwarcowa śr.	2,88	0,28	81,7	0,0	0,6	0,5	0,0	17,2	0,0	0,0	0,0	0,0	+
153	3502,9		waka kwarcowa dr.	3,62	0,20	49,5	0,0	12,6	2,0	0,0	35,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
154	3504,0		arenit kwarcowy różn.	3,55	0,45	86,9	0,0	0,3	0,6	0,0	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
155	3506,5		waka kwarcowa gr.	3,80	0,50	83,3	0,0	0,6	0,3	0,0	15,5	+	0,0	0,0	0,0	0,3
156	3507,9		waka kwarcowa śr.	1,32	0,32	72,9	+	1,0	0,6	0,0	25,2	+	0,0	0,0	0,0	0,3
157	3509,5		waka kwarcowa różn.	2,12	0,45	72,0	0,3*	2,4	0,3	0,0	24,0	+	1,0	0,0	0,0	0,0

b. dr. – bardzo droboziarnisty, dr. – droboziarnisty, śr. – średnioziarnisty, gr. – gruboziarnisty, różn. – różnoziarnisty; ortokw. – ortokwarcyt, wegl. – węglanowy; * – skalenie + pseudomorfozy po skaleniach

b. dr. – very fine-grained, dr. – fine-grained, śr. – medium-grained, gr. – coarse-grained, różn. – vari-grained; ortokw. – orthoquartzite, wegl. – carbonate; subarkozowy – subarkosic; pyłowiec – siltstone; arenit – arenite; * – feldspars and pseudomorphs after feldspars

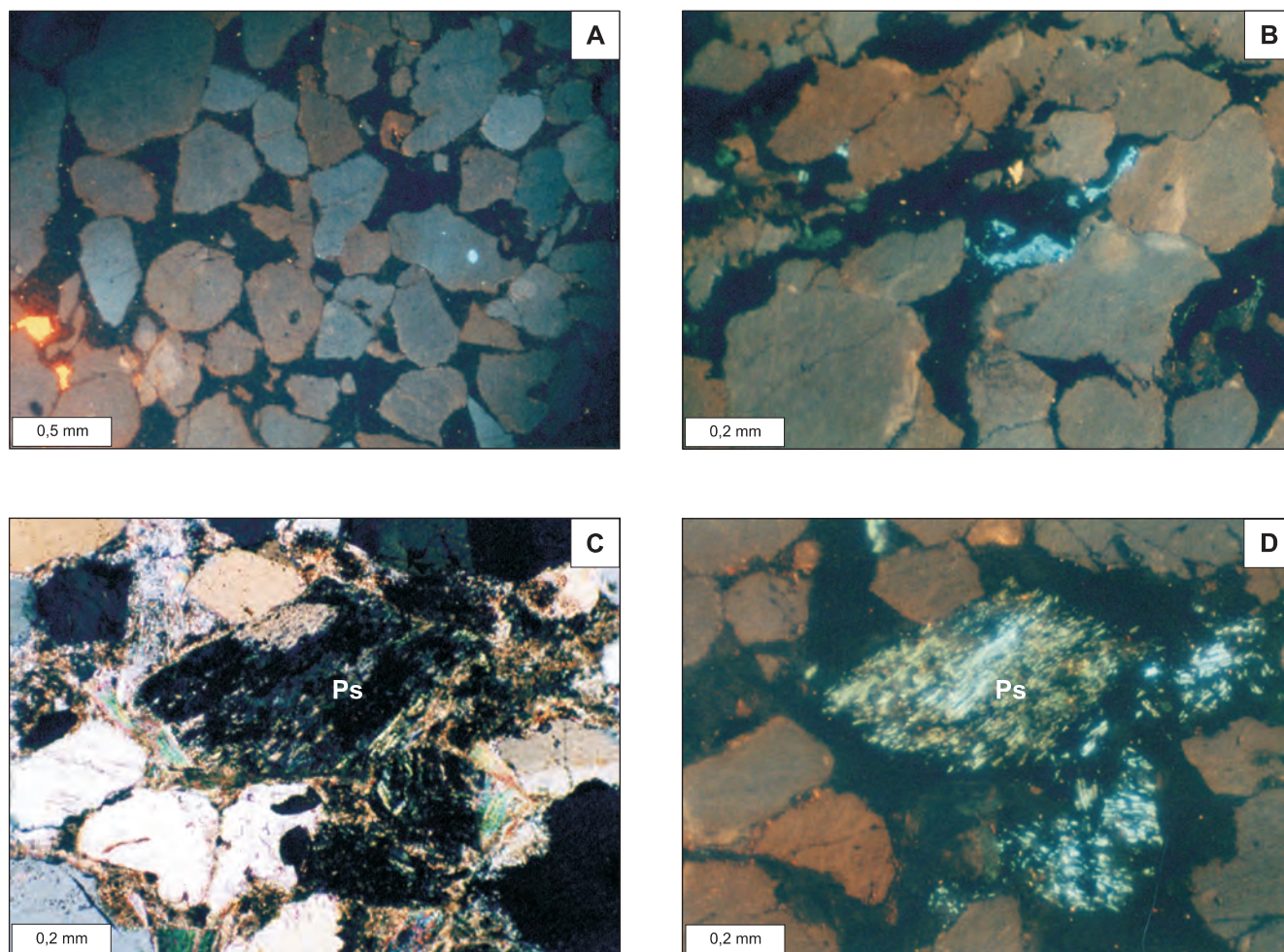


Fig. 22. **A.** Waka kwarcowa różnoziarnista; widoczne źle wysortowane i słabo obtoczone ziarna kwarcu; formacja żarnowiecka, głęb. 3509,5 m (obraz CL). **B.** Waka subarkozowa średnioziarnista; widoczne wklęsło-wypukłe i suturowe kontakty międzyziarnowe – efekt kompaktacji chemicznej; w centralnej części relikty rozpuszczonych częściowo skałeni potasowych (niebieska CL) i plagioklazów (zielona CL); formacja żarnowiecka, głęb. 3498,0 m (obraz CL). **C–D.** Waka subarkozowa średnioziarnista; pseudomorfozy chlorytowe i chlorytowo-kwarcowe po skałeniach (Ps); formacja żarnowiecka, głęb. 3498,0 m (C – PL, nikole skrzyżowane, D – obraz CL)

A. Vari-grained quartz wacke; unsorted and poorly rounded quartz grains are visible; Żarnowiec Formation, depth 3509.5 m (CL image). **B.** Medium-grained subarkose wacke; concavo-convex and sutured grain contacts – result of chemical compaction; both K-feldspar (blue CL) and plagioclase (green CL) relicts in the centre; Żarnowiec Formation, depth 3498.0 m (CL image). **C–D.** Medium-grained subarkose wacke; chlorite and chlorite-quartz pseudomorphs after feldspars (Ps); Żarnowiec Formation, depth 3498.0 m (C – PL, crossed polars, D – CL image)

Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d mf) w płycie cienkiej wynosi 0,37 mm, natomiast maksymalnego (d max) 2,77 mm. Średnia wielkość stosunku d max/d mf jest wyjątkowo wysoka i wynosi 8,2, co świadczy o bardzo złym wysortowaniu materiału okruskowego.

Skałenie stanowią podrzędny składnik detrytu piaskowców. Trudno precyzyjnie określić ich udział, gdyż są one w znacznym stopniu przeobrażone i częściowo zastąpione przez minerały diagenetyczne. Dlatego też w tabeli 12 podano sumaryczną zawartość skałeni, wliczając do niej pseudomorfozy po skałeniach. Obserwacje płytek cienkich w katodoluminescencji (fig. 22B, D) pozwoliły zidentyfikować relikty skałeni potasowych (niebieska luminescencja) oraz kwaśnych plagioklazów (zielona luminescencja) zastępowanych przez chloryty i kwarc autigeniczny.

Ogólna zawartość skałeni (wliczając pseudomorfozy) waha się od śladowych ilości do 6,4% obj. (średnio 1,6% obj.) przy czym stropowa część formacji jest najbogatsza w te minerały.

Opisywane piaskowce są bogate w łyszczyki, a szczególnie w muskowit występujący w grubych, wachlarzowatych pakietach (fig. 22C). Zawartość łyszczyków waha się od 0,3 do 12,6% obj. (średnio 3,2% obj.).

Frakcja ciężka piaskowców jest zdominowana przez minerały nieprzezroczyste. Wśród okruszków skał odnotowano pojedyncze kwarcowe fragmenty skał krystalicznych.

Spoivo w piaskowcach formacji żarnowieckiej to głównie ilasty matriks, którego zawartość waha się od 3,0 do 35,9% obj. (średnio 18,9% obj.) (tab. 12). Jego głównymi składnikami są illit i chloryt. Chloryty tworzą niekiedy osobne skupie-

nia lub występują w pseudomorfozach po skaleniach. Cement kalcytowy pojawia się sporadycznie.

Kambr dolny (terenew + (~) oddział 2)

Utwory kambru dolnego leżące bezpośrednio nad formacją żarnowiecką, na głęb. 3474,5–3491,0 m, stanowią, zdaniem Jaworowskiego, kompleks osadów przejściowych do leżących wyżej, typowo morskich, utworów dolnokambryjskich (Jaworowski, Sikorska, 2003), których strop sięga 3281,2 m. Kompleks przejściowy stanowią szare piaskowce różno- i drobnoziarniste z nielicznymi cienkimi wkładkami mułowcowymi. Wyżej w obrębie szarych i jasnoszarych piaskowców pojawiają się liczne wkładki oraz grubsze kompleksy ciemnoszarych oraz szarozielonych mułowców i iłowców. W tych partiach rdzenia występują liczne bioturbacje i niekiedy ślady niespokojnej sedymentacji.

Piaskowce dolnokambryjskie są reprezentowane przez arenity i waki kwarcowe. Charakteryzują się zdecydowanie wyższą dojrzałością mineralogiczną i teksturalną niż osady formacji żarnowieckiej. Piaskowce mają zmienne uziarnienie w profilu: na przemian występują, w sposób nieregularny, warstwy piaskowców od bardzo drobnoziarnistych, przez drobno- i średnioziarniste do (najmniej licznych) gruboziarnistych.

Średnia wielkość maksymalnego ziarna kwarcu (d_{max}) w płycie cienkiej wynosi 1,00 mm, a najczęstszego (d_{mf}) 0,21 mm. Materiał okrucowy jest słabo wysortowany, co znajduje potwierdzenie w wysokiej wartości średniego stosunku $d_{max}/d_{mf} = 5,2$ w badanych piaskowcach. W wielu przypadkach złemu wysortowaniu towarzyszy dobre obtoczenie ziaren, co oznacza obecność inwersji teksturalnej typu drugiego (*sensu* Folk, 1968). Sporadycznie odnotowywano bimodalne wysortowanie materiału okrucowego wskazujące na występowanie inwersji teksturalnej typu piątego.

Dominującym składnikiem materiału detrytycznego piaskowców jest kwarc (fig. 23A, B), którego zawartość zmienia się od 39,1% obj. w skarbonatyzowanym arenicie do 97,4% obj. w ortokwarcycie (średnio w piaskowcach 79,4% obj.). Skalenie nie występują we wszystkich piaskowcach, a ich udział w poszczególnych próbkach waha się od ilości śladowych do 2,7% obj. (średnio 0,5% obj.). Reprezentowane są niemal wyłącznie przez skalenie potasowe, w różnym stopniu przeobrażone lub częściowo, niekiedy całkowicie, zastąpione przez węglany (fig. 23C, D). Podobnie jak skalenie, łyszczyki (muskowit, biotyt tylko w spagu profilu) także występują w mniejszych ilościach niż w formacji żarnowieckiej. Ich zawartość nie przekracza zwykle 1% obj. Okrucy skał (czerty, kwarcyty, pyłowce, fosfoklasty) odnotowano w śladowych ilościach, jedynie w próbce z głęb. 3400,8 m ich zawartość wynosi 4,0% obj. i towarzyszą im liczne ziarna polikrystalicznego kwarcu.

Frakcja ciężka w piaskowcach jest zdominowana przez cyrkon. W grupie minerałów przezroczystych allogenicznych obecne są także: turmalin, rutyl, sporadycznie hipersten, hornblenda i w śladowych ilościach spinel, granat oraz staurolit. Podobnie jak w formacji żarnowieckiej obficie występuje dia-

genetyczny anataz. Mineral ten oraz autigeniczny sfaleryt są wyraźnie liczniejsze w dolnej części profilu dolnokambryjskiego. Wśród minerałów nieprzezroczystych dominuje pirit. Świeży magnetyt odnotowano w dolnej części profilu.

Powyżej kompleksu przejściowego (Jaworowski, Sikorska, 2003), pojawia się w niewielkiej ilości glaukonit, którego zawartość, od głęb. ok. 3425 m w górę profilu, wyraźnie rośnie. Maksymalny udział glaukonitu w skałach dolnokambryjskich wynosi 15,7% obj. W próbkach z dużą zawartością cementu węglanowego ziarna glaukonitu bywają częściowo skarbonatyzowane. Spoiwo ilaste typu matriks o składzie illitowo-chlorytowym jest obecne niemal we wszystkich piaskowcach w zmiennych ilościach, maksymalnie 45,7% obj. Cement węglanowy występuje powszechnie (średnia zawartość 7,2% obj.), przy czym jest wyraźnie bardziej obfity w środkowej części profilu. Węglany są reprezentowane przez kalcyt oraz ankeryt. W arenitach kwarcowych istotne znaczenie ma kwarcowy cement regeneracyjny, tworzący obwódki na ziarnach kwarcu. Są one dobrze widoczne w katodoluminescencji (CL), co dodatkowo pozwala poprawnie ocenić stopień obtoczenia ziaren oraz upakowanie szkieletu ziarnowego. Analiza CL pomogła dostrzec obecność fosforanów w formie bardzo drobnych skupień (fig. 24A, B) czy delikatnych otoczek wokół ziaren (fig. 23A–D). Poza tym odnotowano występowanie fosfoklastów zbudowanych tylko z substancji fosforanowej lub z domieszką materiału terygenicznego.

W profilu dolnokambryjskim występują liczne wkładki skał makroskopowo określanych jako mułowcowe. Na podstawie badań mikroskopowych wyróżniono wśród nich pyłowce kwarcowe (skały aleurytowe składem odpowiadające arenitom kwarcowym) oraz pyłowce ilaste (skały aleurytowe składem odpowiadające wacom kwarcowym). Obecne są także wkładki i laminy ilaste reprezentowane przez iłowce i iłowce pylaste. Badania rentgenostrukturalne frakcji ilastej wykazały, że jej głównym składnikiem jest illit, a towarzyszy mu chloryt i w śladowych ilościach kaolinit.

Kambr środkowy (~oddział 3)

Utwory kambru środkowego występują w profilu na głęb. 3018,0–3281,2 m. W dolnej części profilu są to głównie ciemnoszare osady iłowcowo-mułowcowe z wkładkami jasnoszarych piaskowców (heterolity), natomiast w górnej części dominuje względnie monotonna seria piaskowców nieregularnie i cienko przewarstwionych utworami iłowcowo-mułowcowymi. Nierówne powierzchnie piaskowców są pokryte ciemnoszarym materiałem ilastym. Obserwuje się w skałach liczne bioturbacje, faunę (trylobity, brachiopody) i niekiedy powierzchnie ślizgów, skupienia piritu, czarne fosfoklasty.

Piaskowce to przede wszystkim drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe, rzadko waki kwarcowe.

Średnia wielkość maksymalnego ziarna kwarcu (d_{max}) w piaskowcach wynosi 0,44 mm, a najczęstszego (d_{mf}) 0,13 mm. Wielkości te wskazują na dobre wysortowanie materiału okrucowego: średnia wartość stosunku $d_{max}/d_{mf} = 3,3$.

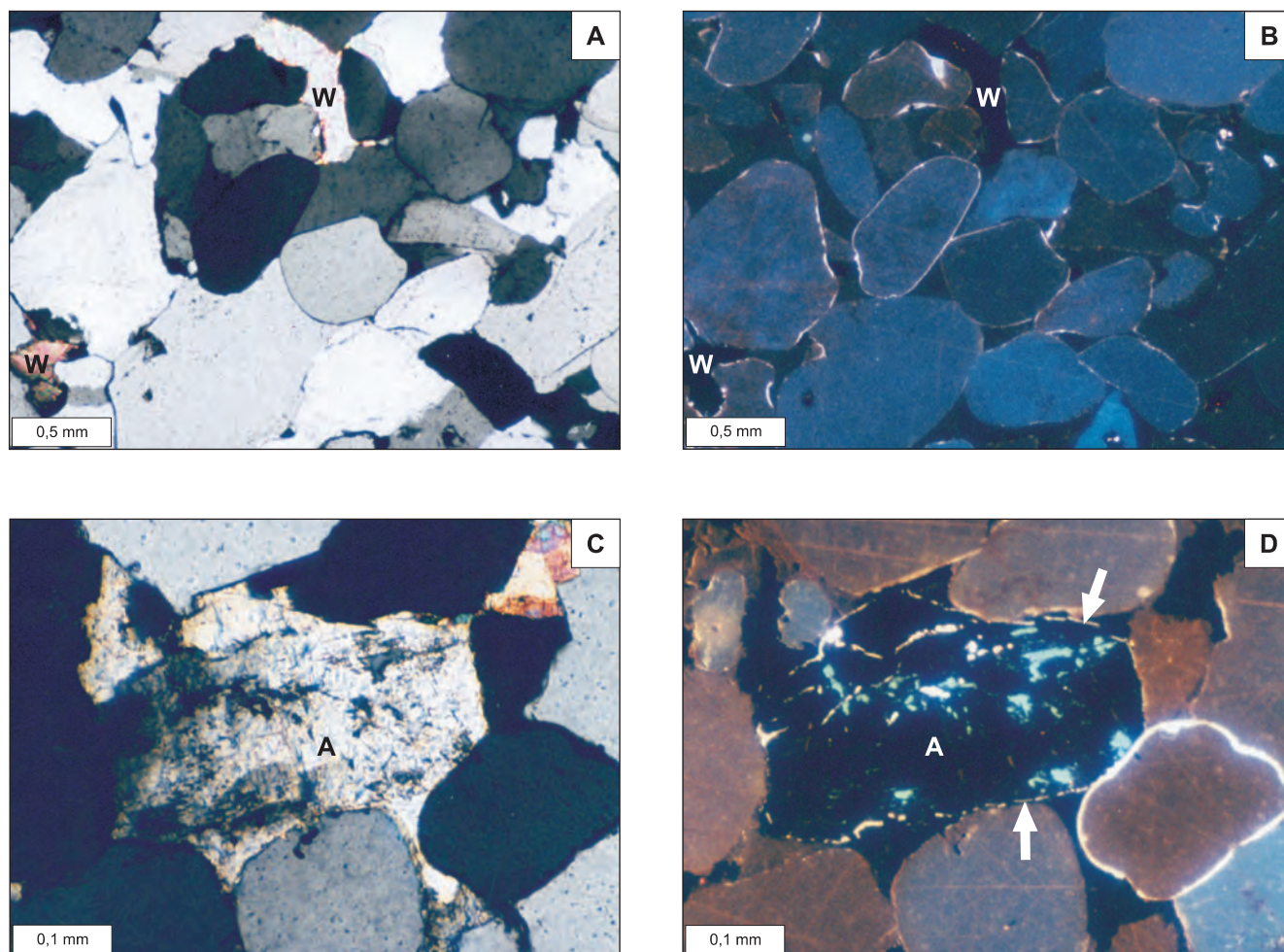


Fig. 23. Arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)

Kambr dolny (strop), głęb. 3281,7 m. **A–B.** Silnie scementowane ziarna kwarcu; oprócz cementu kwarcowego dwa gniazdowe skupienia węglanowe (W); widoczne doskonale obtoczone ziarna z cienkimi otoczkami fosforanowymi (biała CL); A – PL, nikole skrzyżowane, B – obraz CL. **C–D.** Pseudomorfoza ankerytowa (A) po skaleniu; widoczne relikty skalenia potasowego (niebieska CL) i pierwotny kształt ziarna zaznaczony przez otoczkę fosforanową (biała CL – strzałki); C – PL, nikole skrzyżowane, D – obraz CL

Fine-grained quartz arenite (orthoquartzite)

Lower Cambrian (top), depth 3281.7 m. **A–B.** Strongly cemented quartz grains; besides quartz cement there are two patchy concentrations of carbonate (W); highly rounded grains with thin phosphatic rims (white CL) are visible; A – PL, crossed polars, B – CL image. **C–D.** Ankerite pseudomorph (A) after feldspar; note K-feldspar relicts (blue CL) and primary grain shape marked by phosphatic rim (white CL – arrows); C – PL, crossed polars, D – CL image

Są to piaskowce dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie. Zasadniczy składnik szkieletu ziarnowego stanowi kwarc, którego średni udział w piaskowcach wynosi 90,2% obj. Duża część piaskowców to ortokwarcyty (tab. 12), w których zawartość ziaren kwarcu przekracza 95,0% obj., a spoiwo skały stanowi regeneracyjny cement kwarcowy. Skalenie występują śladowo, nieco częściej pojawia się muskowit i minerały ciężkie, które są zdominowane przez pirit. We frakcji ciężkiej, wśród minerałów przezroczystych allogenicznych, obecne są głównie cyrkon i turmalin, rzadziej rutyl i w śladowych ilościach pirokseny, amfibole, granaty.

Glaukonit występuje w piaskowcach ze stropowej i przypagowej części profilu w ilości rzędu kilku procent. W piaskowcu średnioziarnistym, źle wysortowanym, z licznymi

fosfoklastami (głęb. 3261,5 m) zawartość glaukonitu sięga maksymalnie 26,6% obj.

Spoivo ilaste, o średniej zawartości w piaskowcach 4,3% obj., ma skład illitowo-chlorytowy. Głównym składnikiem cementu są węglany, których zawartość sięga 32,0% (średnio 3,2% obj.). W piaskowcach powszechna jest obecność regeneracyjnego cementu kwarcowego, który narasta wokół detrytycznych ziaren kwarcu. W ortokwarcytach spotyka się drobne skupienia autigenicznego, grubokrystalicznego kaolinitu. W piaskowcu z głęb. 3083,2 m nie tylko wypełnia on pory, niecałkowicie zamknięte przez regeneracyjny kwarc, ale także jest obecny w mikroszczelinach wraz z węglanami. Ponadto w piaskowcach sporadycznie występuje cement piritowy (głęb. 3039,9 m).

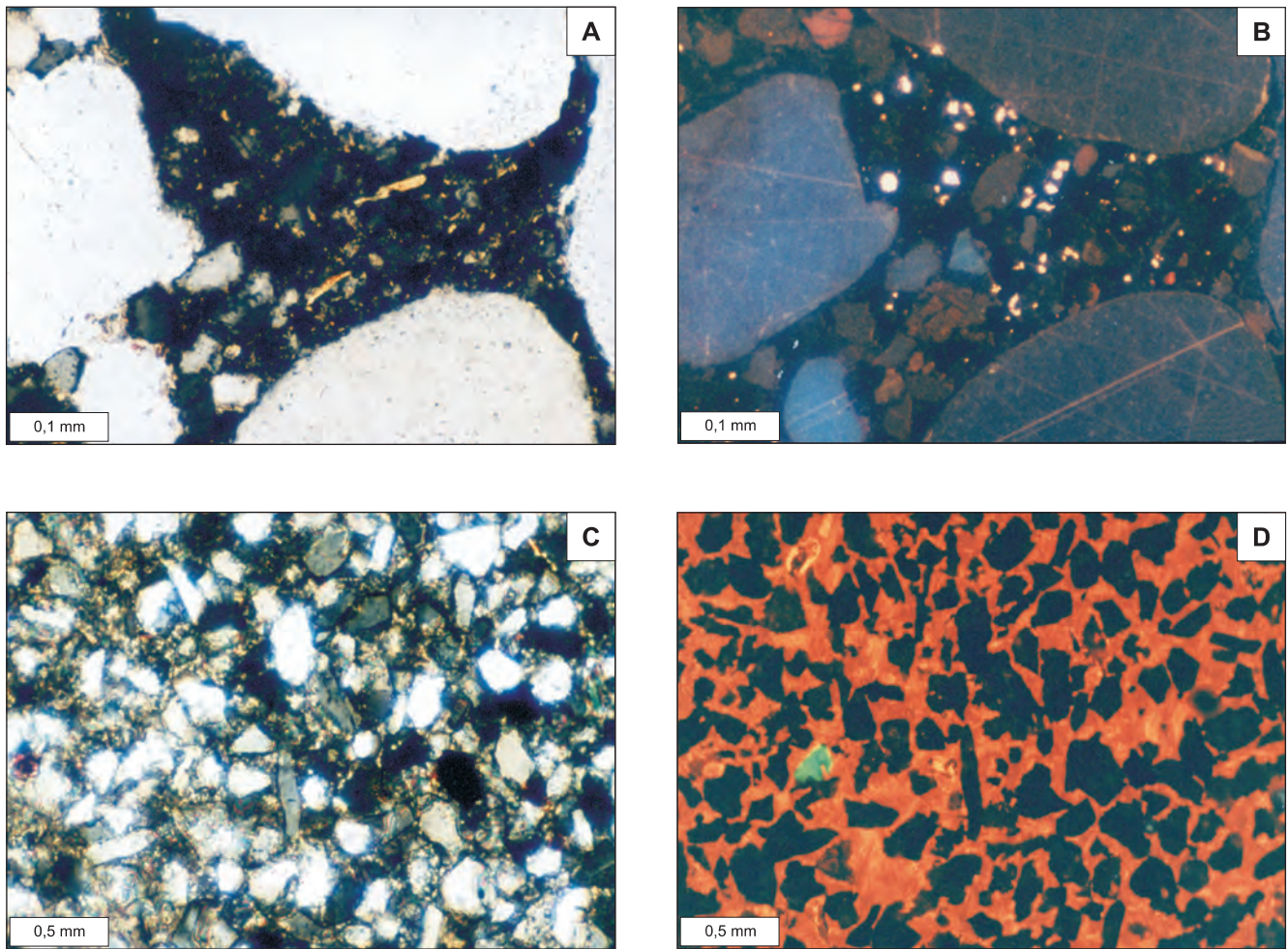


Fig. 24. A–B. Arenit kwarcowy średnioziarnisty; kambr dolny, głęb. 3333,8 m; spoiwo typu matriks z widocznymi drobnymi ziarnami fosforanowymi (biała CL); A – PL, nikole skrzyżowane, B – obraz CL. **C–D.** Wapień pylasty; kambr środkowy, głęb. 3182,3 m; widoczne ziarno plagioklastu dzięki zielonej barwie CL; C – PL, nikole skrzyżowane, D – obraz CL

A–B. Medium-grained quartz arenite, Lower Cambrian, depth 3333.8 m; note fine phosphatic grains (white CL) in a matrix; A – PL, crossed polars, B – CL image). **C–D.** Silty limestone; Middle Cambrian, depth 3182.3 m, plagioclase grain is visible due to green CL; C – PL, crossed polars, D – CL image

W profilu kambru środkowego znaczny udział mają pyłowce i iłowce. Pyłowce kwarcowe jakościowo mają analogiczny skład do piaskowców. Zawierają zmienną ilość węglanów, a w przypadku próbki z głęb. 3182,3 m (fig. 24C, D) skała ta składem odpowiada wapieniowi pylastemu. Masa ilasta w pyłowcach i iłowcach ma skład illitowo-chlorytowy i zawiera dużo rozproszonego pirytu.

Kambr górny (~furong)

Utwory kambru górnego występują w profilu na głęb. 3011,5–3018,0 m. W części przyspagowej obecne są szarobieżowe piaskowce z przewarstwieniami ciemnoszarych mułowców, a powyżej seria czarnych iłowców z wkładkami i soczewkami ciemnoszarych wapieni. Obecny jest piryt oraz fauna trylobitowa i brachiopodowa.

Próbka piaskowca z głęb. 3015,0 m to węglanowy arenit kwarcowy drobnoziarnisty. Ziarna kwarcu są dobrze wysor-

towane ($d_{max} / d_{mf} = 3$) i bardzo dobrze obtoczone, co pokazują zdjęcia CL (fig. 25A, B). Na ziarnach występują regeneracyjne (diagenetyczne) obwódki kwarcowe, nadające ziarnom nieregularne kształty, widoczne na standardowym obrazie mikroskopowym. Pozbawione obwódek regeneracyjnych są ziarna, na których znajdują się cienkie otoczki fosforanowe, wyraźnie widoczne w CL – biała barwa luminescencji. Obecne są też bioklasty fosforanowe (fig. 25C–D). Obok cementu kwarcowego występuje obficie cement kalcytowy, wykazujący głównie pomarańczową barwę CL, a tylko miejscami żółtą.

Procesy diagenetyczne

Stopień zdiagenezowania osadów kambryjskich jest znaczny z uwagi na ich głębokie pogrzebanie. Efekty procesów diagenetycznych szczególnie wyraźnie widać w skałach formacji żarnowieckiej. Uległy one silnej kompaktacji mecha-

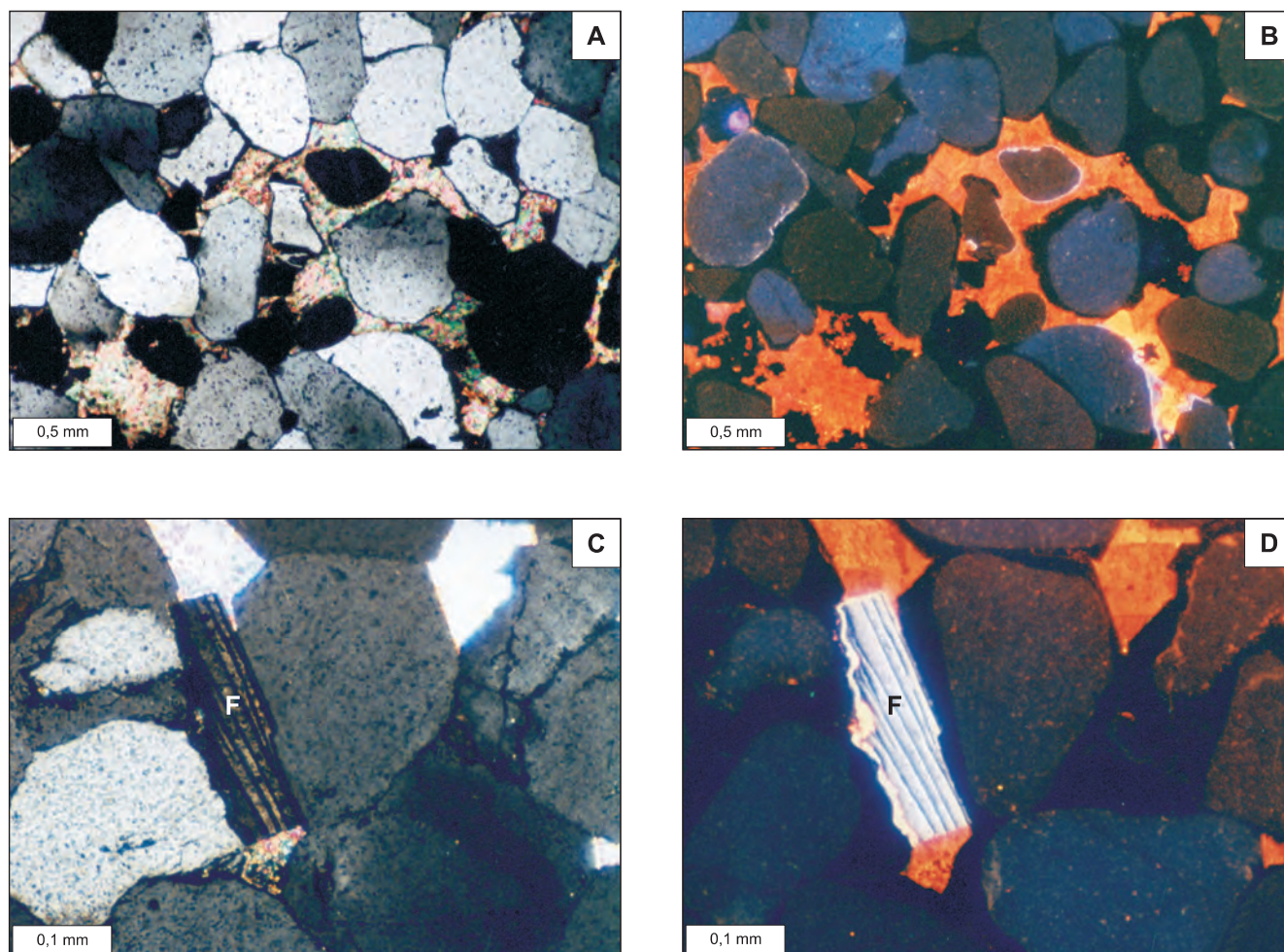


Fig. 25. Węglanowy arenit kwarcowy drobnoziarnisty

Kambr górny, głęb. 3015,0 m. **A–B.** W świetle przechodzącym ziarna mają nieregularne kształty; w CL widoczne doskonale obtoczenie ziaren oraz obwódki regeneracyjne na kwarcu i późniejszy cement kalcytowy (pomarańczowy i żółty); na kilku ziarnach kwarcu są obecne otoczki fosforanowe (biała CL); **A** – PL, nikole skrzyżowane, **B** – obraz CL. **C–D.** W centralnej części widoczny fragment skorupki fosforanowej (F); **C** – PL, nikole skrzyżowane, **D** – obraz CL

Carbonate fine-grained quartz arenite

Upper Cambrian, depth 3015.0 m. **A–B.** Note irregular shape of grains visible in polarized light (PL); in CL image highly rounded quartz grains with authigenic overgrowths and subsequent carbonate cement (orange and yellow) are visible; phosphate rims (white CL) on some quartz grains; **A** – PL, crossed polars, **B** – CL image. **C–D.** Fragment of phosphate shell (F) is visible in the centre; **C** – PL, crossed polars, **D** – CL image

nicznej oraz chemicznej. Ponieważ piaskowce zawierały znaczną ilość spoiwa ilastego, to nie utworzyły się na ziarnach kwarcu obwódki regeneracyjne, co pokazują zdjęcia CL. Na skutek kompaktacji, na styku ziaren doszło do rozpuszczania krzemionki i powstały wklęsło-wypukłe, niekiedy suturowe kontakty międzyziarnowe. Rozpuszczaniu podlegały także skalenie potasowe i plagioklasy, z których widoczne są już tylko relikty lub pseudomorfozy kwarcowo-chlorytowe. Masa ilasta uległa serycytyzacji i chlorytyzacji. Grube pakiety łuszczyków są częściowo zchlorytyzowane i na skutek przeobrażeń tworzą wachlarzowate formy.

W leżących wyżej, typowych piaskowcach pochodzenia morskiego, szczególnie w dobrze przemytych w wysokoenergetycznym środowisku sedimentacji arenitach, kompaktacja

chemiczna była znacznie słabsza. Minimalna ilość matriksu ilastego oraz utworzenie się wczesnego cementu kwarcowego (I etap sylikfikacji), to czynniki hamujące proces rozpuszczania ziaren kwarcu pod wpływem ciśnienia nadkładu.

Intensywny proces cementacji kwarcowej, który stanowił drugi etap sylikfikacji, doprowadził do uformowania się grubych regeneracyjnych obwódek i w konsekwencji niemal całkowitego zamknięcia porów międzyziarnowych. Utworzyły się ortokwarcyty, szczególnie liczne w kambrze środkowym. Cement węglanowy dodatkowo uszczelnił skały, choć w dużej części ma on charakter zastępujący i to zarówno ziarna detrytyczne, glaukonit, jak i spoiwo. Obserwacje w CL pokazały, że wśród węglanów dominuje kalcyt (w dwóch odmianach: pomarańczowy i żółty), a rzadziej występuje anke-

ryt (czarny – brak luminescencji). Wczesnodiagenetyczny syderyt jest obecny w śladowych ilościach. Również w początkowym stadium diagenety, przed kompaktacją mechaniczną (fig. 23A, B), tworzyły się cienkie otoczki fosforanowe na ziarnach kwarcu.

Procesy kompaktacji i cementacji wpłynęły na zdecydowaną redukcję pierwotnej porowatości piaskowców. Puste przestrzenie międzyziarnowe pozostałe po cementacji mają postać izolowanych, bardzo małych porów. W związku z tym skały te nie mają dobrych właściwości filtracyjnych.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil ordowiku otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 pochodzi z zachodniej, nadmorskiej części obniżenia bałtyckiego, tj. z obszaru, gdzie osady tego systemu zostały stosunkowo dobrze rozpoznane (Modliński, 1973, 1982; Podhalańska, 1980; Modliński, Szymański, 1997). W profilu wyróżniono osady od flo (arenigu) po himant (aszgil) włącznie. Stwierdzony brak osadów tremadoku, podobnie jak w wielu profilach tego regionu, jest zapewne wtórny i stanowi rezultat wczesnej erozji epigenetycznej, która miała miejsce w najwyższym tremadoku i/lub flo (najniższym arenigu) (Modliński, 1988; Modliński, Szymański, 1997).

Według pomiarów geofizycznych osady ordowiku w profilu Darżlubie IG 1 występują na głęb. 2933,0–3003,0 m, a ich miąższość wynosi 70,0 m.

W przypadku dwóch fragmentów profilu serii ordowickiej nie dysponowano próbkami rdzeniowymi – odcinka obejmującego osady himantu i części katu (karadoku górnego – aszgilu) o miąższości 10,0 m (głęb. 2943,5–2953,5 m) oraz obejmującego wyższą część dapingu i darriwil (wyższą część arenigu i niższą lanwimu) (głęb. 2977,5–2997,5 m). W pierwszym odcinku otwór zgłębiono koroną diamentową, nie uzyskując z przyczyn technicznych skalnego materiału rdzeniowego, drugi odcinek odwiercono bezrdzeniowo.

Osady w odcinkach nierdzeniowanych zidentyfikowano na podstawie próbek okruchowych i interpretacji karotażu geofizycznego (PG, PNG), dokonując ich kalibracji litologicznej i porównując je z profilami odcinków rdzeniowanych sąsiednich otworów wiertniczych (Żarnowiec IG 1, Hel IG 1 i Gdańsk IG 1). Głębokość występowania i miąższość osadów poszczególnych ogniw stratygraficznych systemu określono na podstawie pomiarów geofizycznych i próbek rdzeniowych. Ich wartości są przesunięte względem danych wiertniczych o ok. 8,5–9,0 m.

Flo–daping (arenig)

Profil osadów ordowiku rozpoczyna się utworami formacji iłowców z glaukonitem ze Słuchowa (głęb. 2987,5–3003,0 m według pomiarów geofizycznych), występującymi z wyraźną niezgodnością sedimentacyjną i luką stratygraficzną na osadach kambru górnego. Zapis litologiczny formacji jest reprezentowany przez pakiet iłowców z bardzo licznymi grap-

tolitami (fig. 26), datującymi ich przynależność do flo (arenigu dolnego), odpowiadającego bałtyckim piętrům regionalnym hunneberg i bilingen. Zespół zidentyfikowanych tu taksonów graptolitów pozwala na wyodrębnienie następujących czterech standardowych poziomów biostratygraficznych (od dołu): *phyllograptoides*, *balticus*, *densus* i *angustifolius elongatus*.

Najniższy wyróżniony poziom *phyllograptoides* osiąga miąższość ok. 3,0 m (głęb. 3008,5–3011,5 m). Jego sekwencję litologiczną rozpoczyna cienka warstwa zlepieńca przechodzącego w glaukonityt. Wyżej dominują iłowce szare, ciemnoszare i szarozielone laminowane iłowcem czarnym. W iłowcach występują poziomy przepełnione glaukonitem, a mniej więcej w połowie miąższości omawianej warstwy – poziom z gruzłami i okruchami jasnoszarego wapienia. Gruzły i okruchy jasnoszarego wapienia można uznać za relikty ogniwa wapienia z Odargowa wyróżnianego w innych profilach tego regionu (Modliński, Szymański, 1997). W osadach poziomu *phyllograptoides* stwierdzono występowanie trzech cienkich, kilkumilimetrowej grubości wkładek bentonitu. W identycznej pozycji stratygraficznej występowanie wkładek bentonitowych stwierdzono w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w profilach otworów wiertniczych Gdańsk IG 1 i Prabuty IG 1 (Modliński, 1975b, 1978, 1989).

W iłowcach poziomu *phyllograptoides*, poza taksonem wskaźnikowym *Tetragraptus phyllograptoides* Linnarsson, zidentyfikowano m.in. *Didymograptus holmi* Törnquist, *D. cf. holtedahli* Monsen i *Temnograptus* sp. (fig. 26).

Następny poziom *balticus* o miąższości 4,5 m (głęb. 3004,0–3008,5 m) jest reprezentowany przez pakiet złożony głównie z iłowców szarych z odcieniem zielonkawym. W iłowcach dolnej i górnej części pakietu występuje liczny glaukonit. W zespole graptolitów zidentyfikowano tu m.in. *Didymograptus balticus vivinatus* Monsen, *D. vacillans attenuatus* Monsen i *D. holmi solidus* Monsen, których zasięg pionowy w Skandynawii (Monsen, 1937) i na obszarze nadbałtyckim Polski (Modliński, 1973) jest ograniczony do poziomu *balticus*. Stwierdzono tu ponadto występowanie m.in. gatunków *Didymograptus holmi* Törnquist, *D. deflexus* Elles et Wood i *Dichograptus octobrachiatus* (Hall).

Zapis litologiczny kolejnego poziomu *densus* o miąższości 3,5 m (głęb. 3000,5–3004,0 m) tworzą iłowce szare

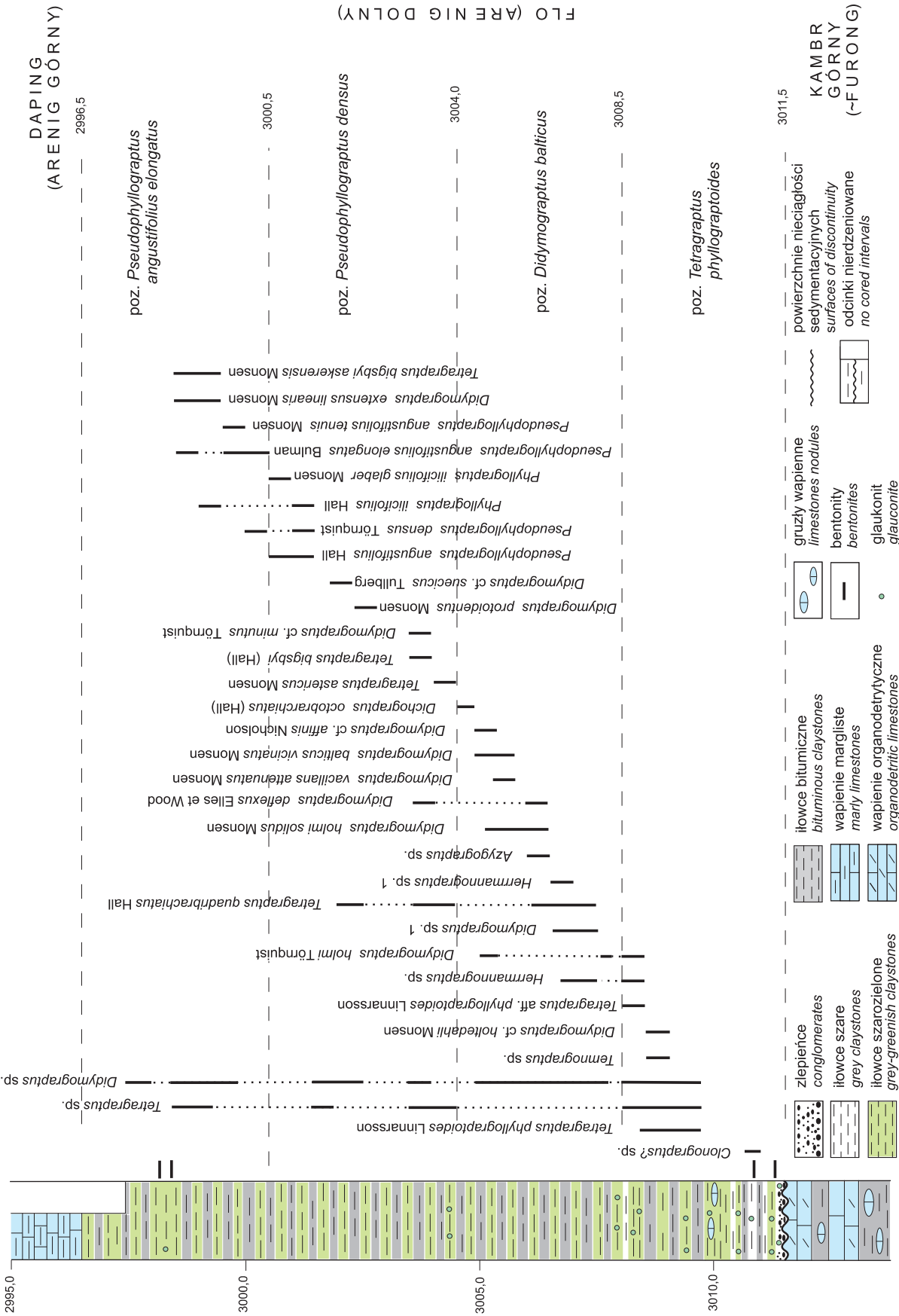


Fig. 26. Profil stratygraficzno-litologiczny flo (arenigu dolnego) z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1

Flo (Lower Arenigian) stratigraphical and lithological section of the Darżlubie IG 1 borehole

z odcieniem zielonkawym, laminowane iłowcem czarnym. W osadach tych występuje dość liczny i urozmaicony taksonomicznie zespół graptolitów, w którym poza taksonem wskaźnikowym *Pseudophyllograptus densus* Törnquist, stwierdzono m.in.: *Pseudophyllograptus angustifolius* Hall, *Didymograptus deflexus* Elles et Wood, *D. protoidentus* Monsen.

W najwyższym flo (arenigu dolnym) – poziomie *angustifolius elongatus*, występują iłowce jak w poziomie poprzednim, zawierające miejscami liczny glaukonit oraz dwie cienkie wkładki bentonitów. Miąższość osadów poziomu wynosi 4,0 m (głęb. 2996,5–3000,5 m). Zespół fauny graptolitowej jest tu mniej liczny, stwierdzono w nim obecność *Pseudophyllograptus angustifolius elongatus* Bulman taksonu wskaźnikowego dla wyróżnionego poziomu (fig. 26).

Osady dapingu (arenigu górnego), odpowiadającego regionalnemu piętru bałtyckiemu volkhov, zostały przewiercone bez pobierania próbek rdzeniowych. Według pomiarów geofizycznych występują one na głęb. 2978,0–2987,5 m. Z korelacji z pobliskimi profilami Żarnowiec IG 1 i Hel IG 1 można wnioskować, że są to osady niższej części formacji wapieni z Kopalina, wykształcone jako wapienie margliste z wkładkami i przerostami iłowców.

Darriwil (lanwirn)

Osady darriwilu (lanwirnu) według pomiarów geofizycznych występują na głęb. 2966,2–2978,0 m, osiągając miąższość 11,8 m. Na głęb. 2967,5–2978,0 są to osady wyższej części formacji wapieni z Kopalina, wykształcone jako wapienie margliste i wapienie organodetrytyczne z cienkimi przerostami iłowców. Z makrofauny poza nieoznaczalnymi szczątkami brachiopodów zidentyfikowano tu jedynie trylobity z rodzaju *Asaphus*. Według korelacji geofizycznej można przypuszczać, że osady z głęb. 2972,5–2978,0 m odpowiadają bałtyckiemu piętru kunda, natomiast z głęb. 2967,5–2972,5 m – piętrům aseri–lasnamagi.

Na rozmytej powierzchni formacji wapieni z Kopalina występują osady najniższej części formacji iłowców z Sasina (głęb. 2966,2–2967,5 m według pomiarów geofizycznych). Ich profil rozpoczyna się cienką warstwą wapienia przepelnionego pizoidami żelazistymi, powyżej której występują iłowce ciemnoszare i szare. Z fauny zidentyfikowano tu: graptolity *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth) i *Hustedograptus* sp., małżoraczki, szczątki bezzawiasowych brachiopodów oraz liczne fragmenty trylobitów z rodzaju *Botrioides*, w tym *B. cf. bronni* (Sars et Boeck). Ten ostatni gatunek jest charakterystyczny dla osadów najwyższego darriwilu (lanwirnu) zachodniej części obniżenia bałtyckiego w Polsce (Modliński, 1976) oraz Skanii (Regnell, 1960; Bergström, 1982).

Sandb–kat–hirnant (karadok–aszgil)

(KARADOK)

Osady karadoku według pomiarów geofizycznych występują na głęb. 2941,5–2966,2 m, osiągając miąższość 24,7 m. Ich sekwencja reprezentuje wyższą część formacji iłowców

z Sasina. W skalnym materiale rdzeniowym karadoku wyróżniono następujące poziomy graptolitowe (od dołu): *gracilis*, *multidens* i *clingani*. Najwyższego poziomu karadoku *styloideus* nie zidentyfikowano, ponieważ odcinek ten został przewiercony bezrdzeniowo.

Najniższy poziom *gracilis*, o miąższości ok. 4 m, jest reprezentowany wyłącznie przez czarne, bezwapienne iłowce, w górnej części nieco zsylikowane, w dolnej z ooidami żelazistymi. W iłowcach napotkano dwie wkładki bentonitów o grubości 5 i 1 cm. Z występującego tu urozmaiconego zespołu fauny największe znaczenie mają graptolity, dobrze określające wiek osadów: *Nemagraptus cf. garacilis* (Hall), *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *Lasiograptus mucronatus* Hall, *Orthograptus caclaratus acutus* Elles et Wood.

Kolejny wyznaczony poziom *multidens* (Podhalańska, 1980) odpowiada nierozdzielny poziomom *molestus*–*wilsoni*, wyróżnionym w innych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński, 1973). Jego treść skalną tworzą iłowce czarne, ciemnoszare i szarozielone, w dolnej części sekwencji silnie zsylikowane. W obrębie iłowców stwierdzono kilkanaście wkładek bentonitów, z których dwie najgrubsze o miąższości 0,55 m (głęb. 2967,75–2968,40 m według próbek rdzeniowych) i 0,45 m (głęb. 2968,70–2968,95 m według próbek rdzeniowych) mają duże znaczenie korelacyjne. Ich odpowiedniki bez trudu można odnaleźć w innych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego (np. profile Żarnowiec IG 1, Kościerzyna IG 1 i Hel IG 1). Zidentyfikowane szczątki graptolitów są tu stosunkowo nieliczne. Oznaczono jedynie: *Diplograptus molestus* Thorslund, *D. cf. molestus* Thorslund, *Amplexograptus artus* Elles et Wood oraz *Pseudolimacograptus* sp. Zespół oznaczonych graptolitów dobrze dokumentuje jedynie obecność niższej części omawianego poziomu.

Poziom *clingani* budują czarne iłowce o miąższości 8,5 m, w których zidentyfikowano 10 wkładek bentonitowych o niewielkiej miąższości od 0,2 do 3,0 cm oraz na głęb. 2955,8 m (według próbek rdzeniowych) poziom zawierający soczewki i gruzły czarnych wapieni marglistych. W bogatym zespole szczątków graptolitów i bezzawiasowych brachiopodów stwierdzono między innymi masowe występowanie gatunku *Dicranograptus clingani* Carruthers będącego taksonem wskaźnikowym dla wyznaczonego poziomu.

Najwyższa część profilu, odpowiadająca poziomowi *styloideus*, została przewiercona bezrdzeniowo.

(ASZGIL)

Osady aszgilu przewiercono bez pobierania rdzenia. Interwał ich występowania według pomiarów geofizycznych mieści się w przedziale głębokości 2933,0–2941,5 m, osiągając miąższość 8,5 m. Występujące tu osady zaliczono do formacji margli i iłowców z Prabut, reprezentowanej odpowiednio: w niższej części (głęb. 2936,0–2941,5 m według pomiarów geofizycznych) przez iłowce mulaste z wkładkami margli i wapieni marglistych; w części wyższej (głęb. 2933,0–2936,0 m) – przez margle ilaste z wkładkami iłowców wapienistych.

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Obliczony dla profilu ordowiku z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 współczynnik węglanowości, obrazujący stosunek osadów węglanowych do wszystkich pozostałych składników litologicznych profilu, wynosi 0,42. Z wartości wskaźnika wynika, że profil Darżlubie IG 1 jest typowy dla tzw. skańskiej strefy facjalnej (Männil, 1966) lub konfacji

skańskiej *sensu* Jaanusson (1973). Konfacja ta reprezentowała wewnętrzną część paleobasenu ordowickiego i charakteryzowała się szerokim rozwojem ciemnych osadów ilastych z graptolitami z podrzędnym udziałem wapieni, głównie pelitycznych, oraz margli.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA OSADÓW ORDOWIKU

Wstęp

W rdzeniu pobranym z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 wyróżniono cztery litofacje: glaukonitową, ilastą, węglanowo-marglistą oraz piroklastyczną.

Litofacja glaukonitowa

W profilu Darżlubie IG 1 osady litofacji glaukonitowej stwierdzono w spagu utworów ordowiku na głęb. 3011,5–3004,0 m.

W dolnej części profilu są to zlepienie z glaukonitem, przechodzące następnie w ilowce z glaukonitem.

Zlepienie występujące w spagu profilu ordowiku (głęb. 3011,5–3011,6 m, 7 płytek cienkich) składają się z otoczków fosforanowych o wielkości do 2 cm, brunatnoczarnych, izotropowych, zawierających żyłki i romboedry węglanowe oraz żyłki wypełnione glaukonitem barwy trawiastozielonej i żyłki o składzie mieszanym, zawierające węglany, glaukonit i piryty. Znaleziono także otoczki sparytowe, m.in. barwy jasnobrunatnej w płytce cienkiej, z partiami fosforanowymi, reliktowymi ziarnami glaukonitu, częściowo zastąpionymi sparytem i pojedynczymi bezbarwnymi skupieniami sparytu, prawdopodobnie stanowiącymi pseudomorfozy po glaukonicie. Niektóre otoczki fosforanowe ujawniają ślady glaukonityzacji przebiegającej żyłowo lub syfifikacji.

Masa wypełniająca w tych zlepieniach występuje w niewielkich ilościach i ma zmienny skład. Bywają tu partie prawie całkowicie glaukonitowe, fosforanowe, sparytowe i ilaste o równoległej orientacji blaszek. Wśród masy wypełniającej pojawia się również glaukonit frakcji zwykle do 0,3 mm (spordycznie nawet do 1,0 mm) oraz kwarc frakcji do 0,2 mm, niekiedy do 0,6 mm, ziarna fosforanów frakcji piaszczystej oraz piryty.

Jedna z płytek cienkich uzyskanych z tej skały przedstawia glaukonityt mozaikowy, złożony z glaukonitu frakcji do 1,1 mm, około 3% kwarcu frakcji do 0,5 mm oraz ok. 15% sparytu w kryształach o wielkości rzędu milimetra i ziaren fosforanów (okruchów frakcji psamitowej i otoczków).

Ziarna glaukonitu reprezentują obie odmiany znane także z wcześniej opracowanych profili ordowiku zachodniej części syneklizy (Żarnowiec IG 1, IG 1a, IG 4, Kościerzyna IG 1):

agregaty o budowie nieuporządkowanej oraz ziarna o równoległej orientacji blaszek, zwykle o nieco jaśniejszej barwie. Niektóre ziarna glaukonitu wykazują obecność obwódki glaukonitowych.

Niektóre otoczki fosforanowe zawierają partie brunatnoczarne, prawdopodobnie bitumiczne lub impregnowane wodorotlenkami żelaza. Obserwuje się także otoczki fosforanowe ze śladami struktur organicznych lub usiane bezbarwnymi, w płytce cienkiej, węglanowymi szczątkami pochodzenia organicznego i żyłkami węglanowymi.

W stropie opisanych zlepieńców występują ilowce ciemnobrunatne w płytce cienkiej, wykazujące bardzo niską dwójłomność, z glaukonitem. W bezpośrednim nadkładzie zlepienia (próbka z głęb. 3011,4 m) glaukonit koncentruje się w licznych laminach o grubości do 1 mm. Ziarna glaukonitu osiągają średnicę do 0,9 mm, wiele z nich ma także glaukonitowe obwódki. Towarzyszy im niewielka ilość kwarcu w ziarnach o średnicach do 0,2 mm, pigment i większe ziarna piryty oraz drobne skupienia wtórnych węglanów po glaukonicie.

Nieco wyżej w profilu (próbka z głęb. 3011,4 m) w podobnej skale ilastej glaukonit jest rozsiany równomiernie (ok. 20–25% obj.), w ziarnach frakcji do 1,0 mm. Podobnej frakcji są też towarzyszące im ziarna fosforanów, często częściowo zglaukonityzowane, o średnicy do 2,0 mm, natomiast kwarc występuje tylko w pojedynczych ziarnach. Ziarna glaukonitu tworzą regeneracyjne obwódki glaukonitowe. Mineral ten tworzy tu agregaty obu opisanych odmian. Towarzyszy mu pigment pirytowy, rozsiany w całej skale oraz większe ziarna. Druga płytka cienka z tej samej próbki różni się od opisanej bardzo niewielką zawartością glaukonitu, ale podobnie równomiernie rozmieszczonego w skale ilastej.

Wyżej w profilu flo i dapingu (arenigu) otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 występuje seria ilasta z glaukonitem, stwierdzona aż do głęb. 3004,0 m (próbki z głęb. 3011,3 i 3004,0 m). Przeważnie są to ilowce brunatne, zwykle o dobrze wyrażonej równoległej orientacji blaszek i dość wysokiej dwójłomności, aczkolwiek zdarzają się także skały o dwójłomności bardzo niskiej. Glaukonit bywa bądź rozsiany w całej skale, bądź skupia się w pewnych laminach, impregnuje okruchy skał fosforanowych lub pojawia się w postaci smug ledwie widocznych w ilastej masie podstawowej (próbki z głęb. 3011,3 i 3010,8 m). Zwykle występuje w obydwu

odmianach agregatów o różnej wartości dwójłomności i różnym natężeniu barwy zielonej, różnej frakcji (do 1,7 mm w próbce z głęb. 3011,3 m), czasem w obwódkach glaukonitowych (z głęb. 3011,3 m), niekiedy bywa zastąpiony przez węglany (próbki z głęb. 3011,1; 3010,5 i 3010,0 m; [fig. 27A](#)). Towarzyszą mu pojedyncze fosforanowe szczątki organiczne, nieraz częściowo zglaukonizowane, ziarna kwarcu frakcji do 0,2 mm, drobne okruchy skał fosforanowych (o średnicy do 3,5 mm w próbce z głęb. 3011,3 m), często mułowcowych lub organogenicznych, pojedyncze zsylikowane szczątki organiczne lub skupienia autigenicznego kwarcu (z głęb. 3010,0 i 3007,6 m), skupienia brunatnych węglanów oraz pigment pirytowy.

Znaleziono także ziarno mułowca w masie glaukonitowej (zapewne po fosforanie – próbka z głęb. 3011,3 m) oraz piaszczowca glaukonitowego o uziarnieniu około 0,2 mm i średnicy 1,8 mm (głęb. 3011,2 m). Niekiedy pojawiają się niewielkie partie spoiwa węglanowego (głęb. 3011,3 m) lub żyłki węglanowe (głęb. 3011,0 m). Zawartość kwarcu detrytycznego bywa zmienna, wyjątkowo tylko dochodzi do 2% (głęb. 3011,3 m), i do 2–3% na głęb. 3010,8 m.

Zawartość glaukonitu zmienia się w szerokich granicach procentowych w bardzo małych interwałach głębokości, np. od ok. 1% w próbce z głęb. 3010,8 m do ok. 50% w próbce z głęb. 3010,0 m i do ok. 6% w próbce z głęb. 3008,0 m ([fig. 27C](#)). Uziarnienie glaukonitu i kwarcu zmienia się bez żadnej widocznej prawidłowości, np. maksymalna średnica ziaren glaukonitu w kolejnych próbkach pobranych na głęb. od 3011,3 do 3011,1 m wynosi kolejno: 12,0; 1,3; 1,2 mm (przy ogólnym uziarnieniu w granicach 0,04–1,2 mm), 1,3 oraz 0,65 mm. W próbce z głęb. 3011,0 m osiąga ponownie 1,7 mm (w pojedynczych ziarnach), a z głęb. 3010,5 m – 4 mm. Podobnie maksymalna średnica ziaren kwarcu w kolejnych próbkach pobranych na głęb. od 3011,3 m do 3011,2 m wynosi: 0,25; 0,5 i 0,3 mm.

Ponadto w omawianej litofacji na uwagę zasługuje obecność struktury węglanowej organogenicznej typu stromatolitu (głęb. 3011,2 m) oraz kryształu barytu o długości 0,9 mm (głęb. 3011,1 m).

Na głęb. 3010,9 m podstawowa skała ilasta jest przepełniona brunatnymi agregatami o wyraźnej dwójłomności (trudnej do bliższego oznaczenia wskutek ciemnego zabarwienia), zawierającymi relikty glaukonitu. Prawdopodobnie są to węglany przysłonięte wodorotlenkami żelaza, a stanowiące pseudomorfozy po glaukonicie ([fig. 27B](#)).

Litofacja ilasta

W profilu Darżlubie IG 1 litofacja ilasta zazębia się z litofacją glaukonitową, ponieważ w nadkładzie spagowego zlepienia występują skały ilaste z glaukonitem, opisane w rozdziale dotyczącym litofacji glaukonitowej (wszystkie próbki zawierające ziarna glaukonitu, aż do zaniku tego minerału w skale).

Są to typowe łożupki o dwójłomności charakterystycznej dla skał illitowo-chlorytowych. Różnią się od siebie szczegółami, np. próbka z głęb. 2999,0 m odbiega od pozostałych

(typowych) brakiem równoległej orientacji łusek minerałów ilastych. Ogólnie biorąc, skały ilaste ordowiku w profilu Darżlubie IG 1 są mało charakterystyczne, rzadko spotyka się klasyczne wykształcenie mikrolitofacji jasnej i ciemnej (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a). Przeważnie są to łożupki o charakterze mieszanym o zmiennej, często znacznej zawartości bituminów i pirytu, ale z jedynie minimalną domieszką materiału detrytycznego i bez mikrotekstury soczewkowej, charakterystycznej dla mikrolitofacji ciemnej.

W próbce z głęb. 2998,2 m na uwagę zasługuje obecność obficie występujących blaszek biotyту oraz glaukonitu frakcji do 0,3 mm, tworzącego dwie odmiany ziaren: o barwie oliwkowej z brunatnymi obwódkami i zielone bez brunatnych obwódek na zrekrystalizowanych oraz neogenicznych agregatach ([fig. 27D](#)), a ponadto tworzącego bezkształtne smugi wśród substancji ilastej, obejmujące agregaty ilaste, zamykające wewnątrz fosforanowe szczątki organiczne. Charakterystycznym składnikiem skały są też wspomniane szczątki fosforanowe, o kształcie wydłużonym w przekroju.

Na głęb. 2976,3 m pojawia się skała mikrolitofacji ciemnej, o charakterystycznej mikroteksturze soczewkowej, ze znaczną zawartością substancji bitumicznej i pigmentu pirytowego. Zawiera ona ooidy szamozytowe, prawie izotropowe, ooidy illitowe oraz o składzie mieszanym, szamozytowo-illitowe, o różnych kształtach (od kulistych po bardzo spłaszczone, powyginane – [fig. 27E](#); miejscami plastycznie opływające inne, o kształcie wypukłym – [fig. 27F](#)) lub ooidy o odgiętych partiach biegunowych (w kształcie litery S). Nieraz zawierają one wewnątrz kryształ pirytu lub wypełnienie illitem (przy zewnętrznych powłokach szamozytowych). Niektóre ooidy mają wewnętrzne warstewki sfałdowane lub poprzerywane, a wewnątrz ooidu jest wypełnione masą szamozytową. Ooidy ilaste bywają pozbawione struktury wewnętrznej, polegającej na jednolitej orientacji blaszek i nakładaniu się kolejnych powłok, o wysokiej dwójłomności. Spotyka się też małe ooidy, bardzo spłaszczone, „zaczątkowe”, znacznie mniejsze od pozostałych wykazujących typową budowę koncentryczną. Maksymalna wielkość ooidów dochodzi do 2,4 mm.

Na głęb. 2971,4 m występują liczne, bardzo drobne ziarna intensywnie zielonego glaukonitu frakcji do 0,04 mm i wydłużonych w przekroju fosforanowych szczątków organicznych, rozsianych w brunatnoszarym w płycie cienkiej łożupki. Towarzyszy im także mułek kwarcowy i pigment pirytowy.

W części stropowej profilu stwierdzono przewarstwiające się jasne margliste łożupki o pięknej, równoległej do warstwowania skały orientacji blaszek minerałów ilastych (głęb. 2964,5 i 2963,5 m) oraz brunatne, prawie nieprzezroczyste w płycie cienkiej bitumiczne łożupki, czasem również margliste (z głęb. 2959,8; 2956,8 i 2940,7 m). Węglany w tych próbkach występują w różnej postaci: jako rozproszony pelit (głęb. 2963,5 m), szczątki organiczne grubokrystaliczne (z głęb. 2964,5 m) o kryształach zorientowanych prostopadle do powierzchni skorupy, jako drobne, licznie nagromadzone cienie drobne skorupki, zapewne brachiopodów (z głęb. 2959,8 m), albo rozsiane, okrągławe w przekroju zrekrystalizowane skupienia o średnicy 0,05–0,25 mm, przeciętnie 0,08–0,10 mm.

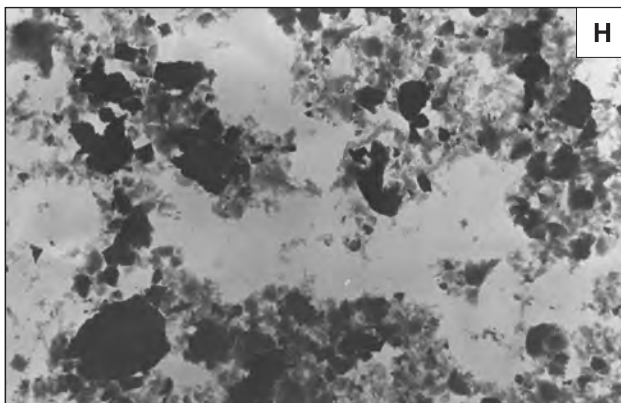
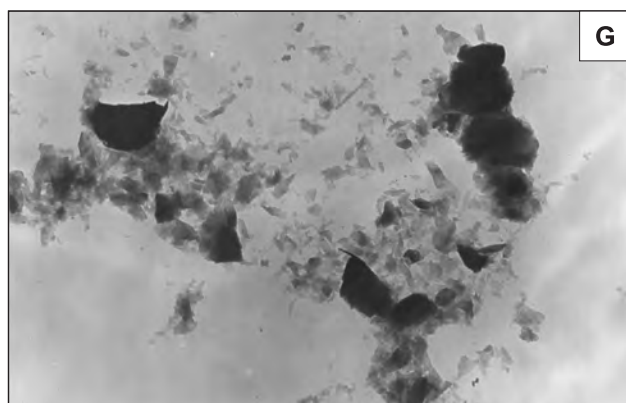
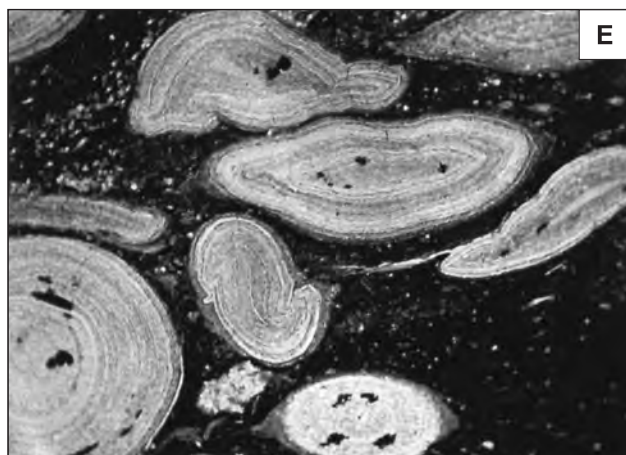
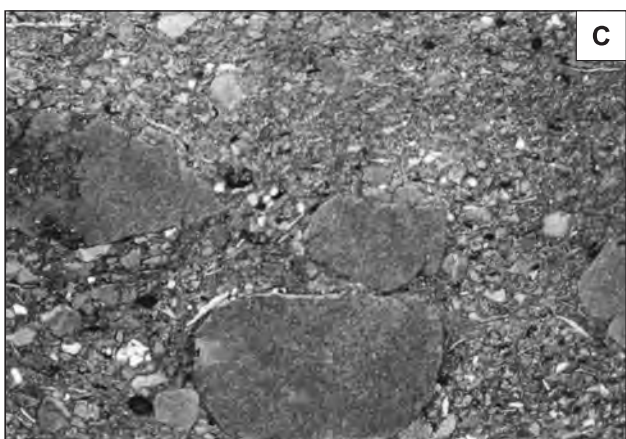
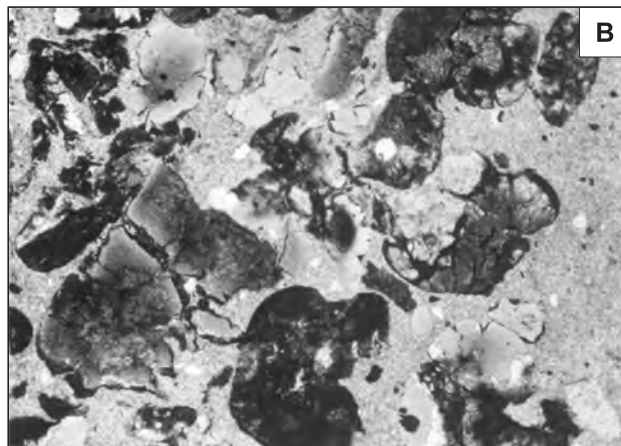


Fig. 27. Osady ordowiku

A. Dwa typy agregatów glaukonitu – o budowie nieuporządkowanej i zrekrytalizowanej; próbka z głęb. 3010,5 m, nikole skrzyżowane, pow. $\times 26$. **B.** Pseudomorfozy brunatnych węglanów po glaukonicie; próbka z głęb. 3010,9 m, bez analizatora, pow. $\times 26$. **C.** Charakterystyczny przykład uziarnienia glaukonitu; próbka z głęb. 3008,0 m, bez analizatora, pow. $\times 23$. **D.** Pasma neogenicznego glaukonitu w ilastej masie podstawowej; próbka z głęb. 2998,2 m, nikole skrzyżowane, pow. $\times 50$. **E.** Ooidy szamozytowe i ilaste; próbka z głęb. 2976,3 m, bez analizatora, pow. $\times 26$. **F.** Zróżnicowanie kształtu i wielkości ooidów (zapewne różnych generacji); próbka z głęb. 2976,3 m, bez analizatora, pow. $\times 26$. **G.** Bentonit; próbka z głęb. 2970,8 m, zdjęcie z transmisyjnego mikroskopu elektronowego, pow. $\times 15\,900$. **H.** Bentonit; próbka (c) z głęb. 2968,1 m z 55-centymetrowej warstwy, zdjęcie z transmisyjnego mikroskopu elektronowego, pow. $\times 7600$

Ordovician deposits

A. Two types of glauconite aggregates (random and recrystallized structure); depth 3110.5 m, crossed nicols, $\times 26$. **B.** Pseudomorphs of brown carbonates after glauconite; depth 3010.9 m, without analyzer, $\times 26$. **C.** Characteristic example of a glauconite grain; depth 3008.0 m, without analyzer, $\times 23$. **D.** Bands of neogenic glauconite in clay groundmass; depth 2998.2 m, crossed nicols, $\times 50$. **E.** Chamosite and clay ooids; depth 2976.3 m, without analyzer, $\times 26$. **F.** Various shapes and sizes of ooids (probably of different generations); depth 2976.3 m, without analyzer, $\times 26$. **G.** Bentonite; depth 2970.8 m, transmitted electron microscope image, $\times 15,900$. **H.** Bentonite; depth 2968.1 m; sample (c) from a 55-cm thick bed, transmitted electron microscope image, $\times 7,600$

←

Próbka pobrana ze stropowej części profilu ordowiku (z głęb. 2940,7 m) zawiera rozproszony mułek kwarcowy frakcji do 0,03 mm, ok. 1–2% obj.

W próbce z głęb. 2964,5 m zauważono ciekłą bezbarwną w płytce cienkiej laminy o wysokiej dwójłomności, całkowicie pelityczną, być może pochodzenia piroklastycznego.

Litofacja węglanowo-marglista

W profilu Darżlubie IG 1 litofacja węglanowo-marglista pojawia się głównie w ok. 90 cm miąższości warstwie reprezentowanej przez próbki z głęb. 2977,5 i 2976,7 m. Są to jasnoszare w płytce cienkiej (z głęb. 2977,5 m) i ciemnoszare (z głęb. 2977,3 i 2976,7 m) margle afanitowe, organodetrytyczne, ze szczątkami organicznymi o zmiennym stopniu zachowania i pigmentem pirytowym, przeważnie bardzo drobnym, niekiedy tworzącym także większe skupienia. Substancja ilasta w marglu bywa bądź rozproszona równomiernie, bądź też koncentruje się w wydodrębiających się laminach oraz na powierzchniach rozmywania skały (próbka z głęb. 2977,3 m). Wyniki przeliczeń danych otrzymanych z częściowych analiz chemicznych próbek z głęb. 2977,5 i 2977,3 m przedstawiono w tabeli 13.

Tabela 13**Wyniki przeliczeń częściowych analiz chemicznych skał węglanowych i marglistych ordowiku [% wag.]**

Chemical analyses of Ordovician carbonates and marls [%]

Próbka pobrana z głęb. [m]	Kalcyt	Dolomit	Fe ₂ O ₃	Części nierozpuszczalne w HCl
2977,5	65,01	4,12	2,14	21,13
2977,3	44,02	4,89	3,66	39,52

Litofacja piroklastyczna

Litofacja piroklastyczna występuje w profilu ordowiku otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 wyjątkowo często. W badaniach petrograficznych litofacja ta była reprezentowana przez 25 próbek:

Próbka z głęb. 2998,0 m – bentonit o miąższości ok. 1 cm, jasnoszary, lśniący. W płytce cienkiej jest widoczna podstawowa masa ilasta o wysokiej dwójłomności, przepelniona blaszkami biotytu, rozsianymi w skale w sposób całkowicie nieuporządkowany, tj. bez tekstury równoległej, przy czym blaszkowata substancja ilasta wykazuje orientację równoległą. Blaszki biotytu osiągają średnicę dochodzącą do 0,12 mm. Ponadto występują tu liczne ziarna kwarcu, zwykle o wielkości poniżej 0,05 mm (nieliczne ziarna dochodzą do 0,10 mm średnicy). Obecny jest także pirit w postaci obfitego pigmentu i większych ziaren.

Próbka z głęb. 2972,6 m – ?bentonit o miąższości kilku milimetrów, ciemnobrunatny, bardzo twardy i zwarty. W płytce cienkiej słabo widoczna spod przepelniającego skałę pigmentu pirykowego jest pelityczna skała o cechach przypominających bentonit, z licznymi, bardzo drobnymi skupieniami pelitu węglanowego.

Próbka z głęb. 2971,8 m – bentonit o miąższości ok. 3,0 cm, srebrzystopopielaty z drobnymi blaszkami biotytu na powierzchniach warstwowania. W badaniach mikroskopowych stwierdzono obecność bentonitu, zawierającego bardzo liczne krystaloklasty biotytu o średnicy do 0,5 mm, zorientowanego równoległe do powierzchni warstwowania, ziaren kwarcu o wielkości do 0,26 mm, często o pokroju klinowym oraz cyrkonu. Występują tu także agregaty nieoznaczalnych mikroskopowo minerałów, prawdopodobnie stanowiące produkt przemiany skaleni, znaczne ilości pirytu (pigment i większe ziarna) oraz autogeniczne minerały krzemionkowe, wypełniające ciekłą żyłkę w bentonicie.

Próbka z głęb. 2971,7 m – bentonit o miąższości ok. 4,0–5,0 cm, jasnoszary. W badaniach mikroskopowych jest widoczny pelityczny bentonit o teksturze „kratkowej”, zawierający liczne skupienia węglanów, nieliczne ziarna kwar-

cu frakcji do 0,05 mm oraz znaczne ilości pirytu w postaci pigmentu – rozproszonego bądź w formie skupień.

Próbka z głęb. 2971,6 m – bentonit o miąższości 1,0–2,0 mm, ciemnoszary. W płytce cienkiej jest widoczny bentonit zawierający niewielką ilość krystaloklastów: biotyty w blaszkach o wielkości do 0,2 mm, nielicznych ziaren kwarcu o wielkości do 0,2 mm oraz drobnych ziaren apatyty. Ponadto występują tu niewielkie skupienia pelitycznych węglanów, ziarna agregatowe, zapewne pochodzące z przemiany skałeni oraz bardzo duża zawartość pirytu w postaci pigmentu i większych skupień.

Próbka z głęb. 2971,5 m – bentonit o miąższości ok. 1 cm, ciemnoszary, o blaszkowatej oddzielności, kruchy. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbka z głęb. 2971,4 m – bentonit o miąższości ok. 3 cm, szary, lśniący, o oddzielności łuskowatej, dość zwięzły. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbka z głęb. 2971,4 m – bentonit szary o miąższości ok. 3 cm, twardy. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbka z głęb. 2971,0 m – bentonit o miąższości kilku mm, łuszczący się, ciemnoszary. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbka z głęb. 2970,8 m – bentonit o miąższości ok. 10–15 cm (rdzeń pokruszony), jasnoszary, bardzo kruchy, łatwo rozpadający się, o składzie jak bentonit z głęb. 2971,6 m.

Próbka z głęb. 2970,8 m – bentonit o miąższości ok. 5 cm, ciemnoszary, zwięzły i twardy. W badaniach mikroskopowych płytki cienkiej podobny do próbek z głęb. 2971,6 i 2970,8 m, pelityczny, o teksturze równoległej. Zawiera nieco biotyty frakcji przeważnie poniżej 0,16 mm, rzadziej większej (do 0,24 mm), pojedyncze drobne ziarna kwarcu i apatyty oraz bardzo znaczne ilości pirytu.

Próbka z głęb. 2970,7 m – bentonit o miąższości ok. 1 cm, ciemnoszary, o ziemistej, matowej powierzchni. W badaniach mikroskopowych wykazuje równoległą teksturę substancji ilastej. Zawiera pojedyncze krystaloklasty kwarcu frakcji do 0,05 mm, pojedyncze skupienia pelitycznych węglanów, bardzo znaczne ilości pirytu i zmienną zawartość bituminów, szczególnie koncentrujących się w niektórych laminach.

Próbka z głęb. 2970,4 m – bentonit o miąższości kilku centymetrów, jasnoszary, rozpadający się na warstewki i płatki, bardzo kruchy. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbka z głęb. 2969,5 m – bentonit o miąższości ok. 3 cm, łuskowaty, rozsypujący się, ciemnoszary, z widocznym makroskopowo biotytem. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbka z głęb. 2969,3 m – bentonit o miąższości ok. 2 cm, ciemnoszary, ze słabo zaznaczoną laminacją. Zawiera bardzo liczne krystaloklasty biotyty o wielkości do 0,5 mm oraz kwarcu frakcji do 0,2 mm (często w ziarnach o pokroju klinowym), a ponadto agregaty stanowiące prawdopodobnie produkt przemiany skałeni, duże ilości pirytu i nieco bituminów. Blaszkki biotyty są ułożone w sposób niecałkowicie zgodny z warstwowaniem.

Próbka z głęb. 2969,2 m – bentonit o miąższości ok. 2 cm, ciemnoszary, z widocznym makroskopowo biotytem, rozsypujący się na łuski. Nie udało się z niego wykonać płytki cienkiej.

Próbki z głęb. 2968,7–2969,0 m – pochodzą z jednej, stosunkowo grubej warstwy bentonitu. Jest to bentonit ciemnoszary, niekiedy z widocznymi makroskopowo blaszkami biotyty. W badaniach mikroskopowych stwierdza się znaczną zmienność składu mineralnego, struktury i tekstury próbek opisywanego bentonitu pochodzących z różnych głębokości.

Próbka z głęb. 2969,0 m – reprezentuje spąg warstwy bentonitowej. Skała o jednolitej teksturze równoległej, o średniej zawartości biotyty, występującego w blaszkach o wielkości do 0,24 mm, z licznymi ziarnami kwarcu (często o pokroju klinowym lub bardzo znacznie wydłużonych o długości do 0,2 mm), ziaren cyrkonu oraz licznych agregatów, przypuszczalnie powstałych w wyniku rozkładu skałeni, ze skupieniami pelitycznych węglanów i pigmentem pirytowym.

Próbka z głęb. 2968,9 m – bentonit partiami zsylikowany, przemyty, o zmiennej strukturze. Zawiera partie skupiające gruboziarnisty materiał piroklastyczny (typu soczewek i nieregularnych, zaburzonych lamin) frakcji piaszczystej, z biotytem w blaszkach osiagających 0,4 mm, ziarnami kwarcu do 0,24 mm (często o pokroju klinowym), ziarnami cyrkonu, rozłożonymi skałeniami i pirytem w spoiwie węglanowym. Widoczne są laminy o drobniejszym uziarnieniu krystaloklastów, partie zawierające rozsiane blaszki biotyty i ziarna kwarcu oraz zasadniczą masę prawie całkowicie pelitycznego bentonitu. Obecne są ponadto wyklinowujące się żyłki węglanowe.

Próbka z głęb. 2968,8 m (fig. 28) – również wykazuje przejawy rozmycia oraz zmienną strukturę – od pelitycznej, jedynie z drobnymi blaszkami biotyty frakcji poniżej 0,15 mm i drobnymi ziarnami kwarcu, po partie zawierające koncentracje biotyty o wielkości do 0,24 mm, ziaren kwarcu osiagających rozmiary do 0,16 mm, i cyrkonu w spoiwie węglanowym, mniejsze i o drobniejszym uziarnieniu, niż w próbce z głęb. 2968,9 m.

Próbka z głęb. 2968,7 m – bentonit zsylikowany, jasnopopielaty, twardy i bardzo zwięzły. W płytce cienkiej bentonit jest pelityczny, jedynie usiany drobnym pyłem biotytytowym, równomiernie rozmieszczonym (frakcji do 0,08 mm) z pojedynczymi ziarnami kwarcu frakcji mułkowej oraz pigmentem pirytowym i żyłkami węglanowymi.

Próbki z głęb. 2968,3–2967,8 m – pochodzą z jednej, grubej warstwy bentonitu, zsylikowanej, o miąższości 55 cm, (próbka z głęb. 2968,3 m pochodzi ze spagu warstwy). Próbki wykazują znaczne zróżnicowanie: próbki z głęb. 2968,3; 2968,1 i 2967,8 m reprezentują typowy bentonit (z głęb. 2968,1 m – silnie zsylikowany), natomiast próbka z głęb. 2967,9 m – tuf zsylikowany. Próbki są jasnopopielate. Twardość zależy od stopnia sylikacji: na głęb. 2969,0 – słabo zsylikowany, na głęb. 2968,9 i 2968,8 m – silniej, na głęb. 2968,7 m – bardzo silnie.

Początkowo, począwszy od spagu, obserwuje się stopniowe zmniejszanie się uziarnienia krystaloklastów i ich zawartości w skałe. Uziarnienie biotyty zmniejsza się od maksymalnej średnicy blaszek 0,3 mm (próbka z głęb. 2968,3 m), poprzez 0,16 mm (głęb. 2968,2), do 0,1 mm (głęb. 2968,1 m),

a kwarcu od 0,24 mm (próbka z głęb. 2968,3 m) do 0,1 (głęb. 2968,2 m). Zawartość kwarcu zmienia się od 1–2% (głęb. 2968,3 m), poprzez niewielką zawartość (głęb. 2968,2 m), do znikomej (głęb. 2968,1 m), prawie nie zawierającej kwarcu. Pokrój ziaren kwarcu często bywa igiełkowaty lub klinowy. Próbka z głęb. 2968,3 m zawiera ponadto ziarna apatytu, próbki z głęb. 2968,2 i 2968,1 m – niewielkie ilości pelitu węglanowego, a wszystkie trzy – pigment pirytowy.

Próbka z głęb. 2967,9 m, zgodnie z zaobserwowaną tendencją zmniejszania się ku stropowi zawartości i uziarnienia krystaloklastów, reprezentuje pelityczny tuf popiołowy, słabo zbentonitizowany, natomiast silnie zsylikowany, usiany systemem cienkich żyłek kwarcowo-chalcedonowych, zgodnych z warstwowaniem. Zasadnicza masa skały jest bardzo niskodwójłonna, wyróżniają się w niej jedynie wspomniane żyłki krzemionkowe, rozsiane drobne skupienia węglanowe, pojedyncze ziarna frakcji do 0,03, rzadko nieco większe, oraz bardzo niewielka ilość pirytu (fig. 28).

Próbka z głęb. 2967,8 m – pobrana ze stropu warstwy. Odbiega od opisanej tendencji zmniejszania się zawartości i uziarnienia krystaloklastów i zawiera gruboziarnisty materiał piroklastyczny: biotyt w blaszkach o średnicy do 0,7 mm, duże skupienia agregatowe z węglanami jako pseudomorfozy po skaleniach z relikami skaleni, ziarna kwarcu o wielkości do 0,3 mm, a ponadto bardzo liczne duże ziarna skaleni i pelityczne skupienia węglanów.

Próbka z głęb. 2965,5 m – bentonit o miąższości 1–2 cm, ciemnoszary, kruchy, o oddzielności płatkowej, przepelniony dużymi, widocznymi makroskopowo blaszkami biotytu. W badaniach mikroskopowych stwierdzono przepelnienie pirytem warstewki bentonitowej od jednej ze stron kontaktu ze skałą otaczającą. Bentonit ten zawiera bardzo nierównomiernie rozmieszczone krystaloklasty kwarcu o wielkości do 0,35 mm, często o pokroju klinowym i biotytu w blaszkach o średnicy do 0,7 mm, przy czym niektóre z nich są nieco porozsuwane i przerosnięte innym minerałem, prawdopodobnie chlorytem.

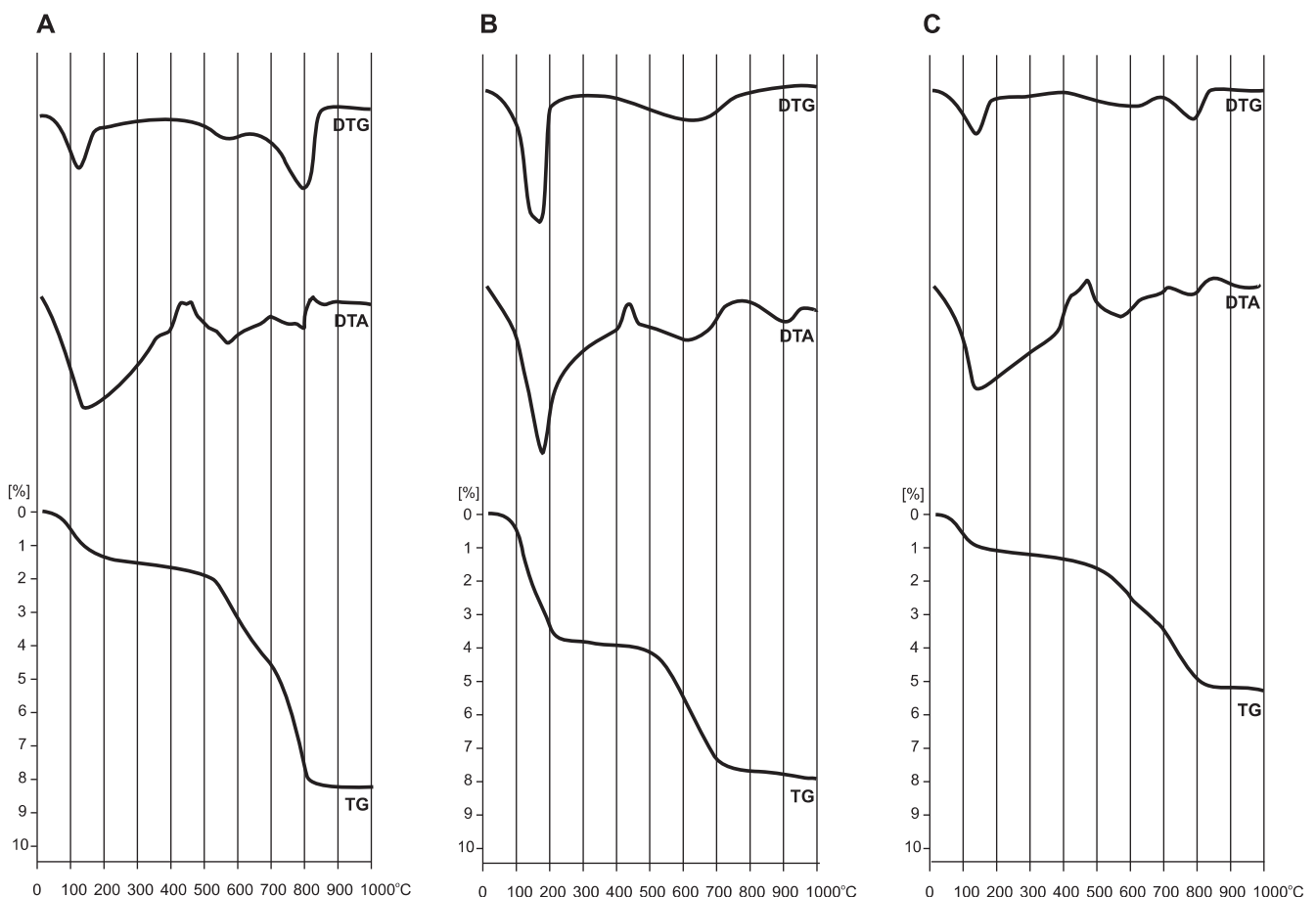


Fig. 28. Derywatogramy próbek bentonitu

Głębokość: **A** – 2968,8 m, **B** – 2968,7 m, **C** – 2967,9 m

Derivatograms of bentonite samples

Depth: **A** – 2968,8 m, **B** – 2968,7 m, **C** – 2967,9 m

Tabela 14

Wyniki analizy chemicznej wybranych próbek bentonitów
Results of chemical analysis of selected bentonite samples

Głębokość [m]	SiO ₂ [%]	TiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	CaO [%]	MgO [%]	MnO [%]	Na ₂ O [%]	K ₂ O [%]	CO ₂ [%]	S _{cat} [%]	P ₂ O ₅ [%]	SO ₃ [%]	H ₂ O ⁻ [%]	H ₂ O ⁺ [%]
2967,8	57,20	0,68	19,46	1,87	2,71	2,50	0,01	1,08	4,89	0,60	1,02	0,06	0,64	3,30	4,50
2967,9	77,62	0,11	6,40	0,97	4,00	1,90	0,04	0,11	0,99	1,05	0,36	0,04	0,52	0,86	2,68
2968,1	69,72	0,12	6,98	0,96	6,23	3,26	0,11	0,14	1,14	5,05	0,27	0,09	0,44	0,35	3,04
2968,2	68,50	0,18	15,08	0,91	1,56	2,03	0,005	0,63	4,06	0,20	0,25	0,04	0,23	2,70	3,60
2968,7	61,56	0,35	18,75	0,81	2,37	2,28	0,006	0,63	4,43	0,60	0,20	0,07	0,35	3,38	4,31
2969,0	59,20	0,32	19,13	1,20	2,98	2,82	0,006	0,80	4,77	0,55	0,24	0,06	0,36	2,86	4,76
2970,8	54,64	0,37	23,00	0,98	1,42	2,96	0,005	0,70	5,60	0,20	0,40	0,06	0,72	4,50	5,14

Występują tu również agregaty minerałów wtórnych, zapewne po skałeniach, oraz soczewka, być może ilowca terygenicznego, zawierająca znaczną koncentrację substancji organicznej.

Próbka z głęb. 2959,3 m – pochodzi z warstewki bentonitu o miąższości kilku milimetrów, brunatnej. Jest to bentonit o stosunkowo dużej zawartości krystaloklastów kwarcu (około 3%) frakcji piaszczystej (do 0,2 mm), często o pokroju klinowym, oraz biotyt w blaszkach o średnicy do 0,6 mm, rozmieszczony w sposób przypadkowy (niezależnie od płaszczyzny uwarstwienia). W niektórych blaszkach zaznacza się tendencja do ich rozsunienia i przerastania minerałem wtórnym. Ponadto występują tu liczne większe ziarna piryty, niektóre ulegające rozkładowi na wodorotlenki żelaza oraz pigment pirytowy.

Wybrane próbki poddano analizom: chemicznej, rentgenowskiej i termicznej. Wyniki analiz chemicznych wybranych próbek zestawiono w tabeli 14.

Wyniki analizy rentgenowskiej są następujące (tab. 15):

Próbka z głęb. 2970,8 m – podstawowym składnikiem są tu struktury mieszane illit/smektyt z refleksem podstawowym 10,75 Å. W minimalnych ilościach obecny jest kwarc, występują tu także skałenie, głównie potasowe, podrzędnie plagioklasy. Z próbki tej wykonano zdjęcia w mikroskopie elektronowym, ujawniające obecność mało charakterystycznych cząstek ilastych (fig. 27G).

Próbki z głęb. 2969,0 i 2968,7 m – substancja ilasta tych próbek składa się ze struktur mieszanych illit/smektyt oraz podrzędnie z illitu jako fazy indywidualnej, z minimalnym udziałem minerału 7 Å, prawdopodobnie chlorytu. Ponadto w próbkach występuje w znacznej ilości kwarc, skałenie potasowe i w mniejszej ilości plagioklasy oraz śladowa ilość kalcytu i piryty.

Próbka z głęb. 2968,2 m – substancja ilasta tej skały składa się głównie z pakietów mieszanych illit/chloryt z niewielką zawartością struktur mieszanych z refleksem podstawowym 13,8 Å. W znacznych ilościach występuje kwarc, w niewielkich – skałenie, z przewagą skałeni potasowych. Widoczny jest ślad kalcytu.

Próbka z głęb. 2968,1 m: substancja ilasta daje refleksy rentgenowskie o bardzo słabej intensywności z najmocniejszym 7 Å, należącym do chlorytu oraz z szerokim pasmem 10–11 Å szeregu illit–illit/smektyt. Kwarc występuje tu w dużej ilości, zarówno w formie krystaloklastów, jak i kwarcu autigenicznego, pochodzącego z sylikfikacji. Węglany stanowią około 18%. Efekty termiczne są również niewielkie (poza należącymi do węglanów). Z próbki tej wykonano zdjęcia w mikroskopie elektronowym, niedające jednak podstaw do interpretacji składu mineralnej substancji ilastej na podstawie morfologii cząstek (fig. 27H).

Próbka z głęb. 2967,9 m – jej skład mineralny jest zbliżony do składu próbki z głęb. 2968,1 m, jednak zaznacza się tu także refleks 14 Å, należący do chlorytu, a zawartość węglanów jest mniejsza (ok. 11%). Stwierdzono tu także minimalną ilość skałeni. Efekty termiczne są również słabe.

Tabela 15

Wyniki analizy rentgenowskiej ordowickich bentonitów
Results of X-Ray diffraction analysis of the Ordovician bentonites

Lp.	Bentonity (głębokość pobrania próbki w m)																	
	2970,8 m			2969,0 m			2968,7 m			2968,2 m			2968,1 m			2967,9 m		
	d _{hkl}	I		d _{hkl}	I		d _{hkl}	I		d _{hkl}	I		d _{hkl}	I		d _{hkl}	I	
1	2	3		4	5		6	7		8	9		10	11		12	13	
1	–	–		13,77	–		–	–		13,77	3		–	–		14,00 11,02	3 3	
2	10,75	22		10,50	18		10,75	18		10,60	13		10,75	4		10,75	3	
3	–	–		10,00	15		10,00	14		–	–		10,13	3		10,00	3	
4	8,48	3		–	–		–	–		–	–		–	–		–	–	
5	–	–		7,06	3		7,06	3		–	–		7,12	6		7,01	6	
6	–	–		–	–		–	–		–	–		–	–		–	–	
7	5,71	3		–	–		–	–		–	–		–	–		–	–	
8	4,97	4		–	–		–	–		–	–		–	–		–	–	
9	–	–		4,78	33		–	–		–	–		–	–		–	–	
10	–	–		–	–		–	–		4,71	2		4,71	4		4,71	3	
11	4,47	16		4,47	17		4,47	17		4,47	18		4,47	7		4,47	6	
12	4,26	7		–	–		–	–		–	–		4,26	38		4,26	33	
13	–	–		4,22	16		4,22	18		4,22	29		–	–		–	–	
14	4,03	2		4,03	3		–	–		–	–		–	–		4,03	4	
15	–	–		–	–		–	–		–	–		–	–		–	–	
16	–	–		–	–		3,99	3		3,99	3		–	–		–	–	
17	–	–		–	–		–	–		–	–		3,97	3		–	–	
18	–	–		3,76	2		–	–		3,76	2		–	–		–	–	
19	–	–		3,70	5		–	–		3,70	5		3,70	7		3,70	9	
20	3,68	5		–	–		3,67	6		–	–		–	–		–	–	
21	3,64	5		3,64	5		–	–		–	–		–	–		–	–	

Tabela 15 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
22	–	–	3,52	3	–	–	–	–	3,52	4	3,52	4	3,52	4
23	–	–	–	–	3,50	3	–	–	–	–	–	–	–	–
24	3,32	25	3,34	80	–	–	–	–	3,34	>82	3,34	>62	3,34	>41
25	3,27	14	–	–	3,32	>62	3,32	>43	–	–	–	–	3,27	20
26	–	–	3,25	11	3,25	9	3,25	9	–	–	–	–	–	–
27	–	–	3,18	7	3,18	6	3,18	5	–	–	3,18	4	3,18	27
28	–	–	–	–	3,06	4	–	–	3,07	4	–	–	–	–
29	–	–	3,03	6	3,03	4	3,03	3	3,03	13	3,03	8	3,03	4
30	–	–	–	–	2,91	3	–	–	–	–	–	–	2,93	5
31	2,89	3	2,89	4	–	–	–	–	2,89	11	2,89	5	–	–
32	–	–	2,84	4	–	–	–	–	–	–	–	–	2,84	4
33	–	–	2,71	5	2,71	3	–	–	–	–	–	–	2,71	6
34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,68	3	–	–
35	–	–	–	–	–	–	2,67	3	–	–	–	–	–	–
36	–	–	–	–	–	–	–	–	2,59	4	–	–	–	–
37	–	–	2,58	10	2,57	10	–	–	–	–	–	–	–	–
38	2,56	13	2,56	13	2,56	13	2,56	12	–	–	2,56	5	2,56	12
39	2,45	4	2,45	7	2,45	9	2,45	14	2,45	16	2,45	19	2,45	5
40	2,42	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
41	–	–	–	–	2,40	6	–	–	–	–	–	–	–	–
42	2,38	6	2,38	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
43	–	–	–	–	–	–	2,35	3	2,35	2	–	–	–	–
44	–	–	2,28	8	2,28	7	2,28	12	2,28	16	2,28	20	2,28	6
45	2,27	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
46	–	–	2,24	6	2,24	5	2,24	6	2,24	8	2,24	9	2,24	4
47	–	–	–	–	–	–	2,20	2	2,20	3	2,20	3	–	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,18	3
49	2,13	5	2,13	7	2,13	6	2,13	9	2,13	11	2,13	13	2,13	5
50	—	—	—	—	—	—	—	—	2,09	3	2,09	2	—	—
51	2,01	6	2,01	6	2,00	5	2,01	4	2,01	4	—	—	2,01	5
52	—	—	1,98	5	1,98	6	1,98	7	1,98	8	1,98	10	1,98	4
53	—	—	1,91	3	—	—	—	—	—	—	—	—	1,91	3
54	—	—	—	—	—	—	—	—	1,90	3	1,90	3	—	—
55	—	—	—	—	—	—	—	—	1,87	3	1,87	3	—	—
56	—	—	—	—	—	—	—	—	1,82	23	1,82	28	1,82	12
57	1,81	6	1,81	11	1,81	12	1,81	18	—	—	—	—	—	—
58	—	—	—	—	1,79	4	—	—	—	—	—	—	—	—
59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,72	3
60	—	—	1,70	4	—	—	—	—	1,70	3	—	—	—	—
61	—	—	—	—	1,69	4	—	—	—	—	—	—	—	—
62	—	—	—	—	—	—	—	—	1,67	9	1,67	10	1,67	5
63	—	—	1,66	7	1,66	7	1,66	8	—	—	—	—	—	—
64	—	—	1,65	6	1,65	6	—	—	—	—	1,65	5	—	—
65	1,63	6	1,63	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1,63	5
66	—	—	—	—	—	—	1,57	3	—	—	—	—	—	—
67	—	—	—	—	—	—	—	—	1,56	3	1,56	2	—	—
68	1,54	3	1,54	6	1,54	8	1,54	12	1,54	15	1,54	21	1,54	5
69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,52	3	—	—
70	—	—	—	—	—	—	—	—	1,51	3	—	—	—	—
71	1,50	7	1,50	7	—	—	1,50	8	1,50	5	1,50	4	1,50	7
72	—	—	—	—	1,49	8	—	—	—	—	—	—	—	—

 d_{hkl} – odstęp między równoległymi płaszczyznami sieciowymi a wskaźnikami h, k, l

I – intensywność promieniowania rentgenowskiego

Próbka z głęb. 2967,8 m – typowy K-bentonit, złożony z pakietów mieszanych illit/smektyt, illitu jako odrębnego minerału, występujących w ilościach równorzędnych i minimalnej ilości chlorytu. Występuje tu również kwarc, jednak w ilości znacznie mniejszej, niż w obu poprzednio opisanych próbkach oraz wysoka, niespotykana na ogół w tych bentonitach, zawartość skaleni, z wyraźną przewagą plagioklazów. Stwierdzono także minimalną zawartość węglanów oraz piryty.

Podsumowanie

Na podstawie wyników badań petrograficznych można uznać, że w profilu Darżlubie IG 1 spągowa seria zlepieńcowo-glaukonitowa jest osadem transgresywnym. Materiału do zlepnięcia dostarczyły skały osadowe (piaskowce), pochodzące z resedymencji starszych skał osadowych, na co wskazuje jednolity skład mineralny tych piaskowców i występowanie ziaren kwarcu, zawierających między innymi wrostki kalcytu.

Glaukonit w osadach ordowiku profilu Darżlubie IG 1 występuje w różnych formach w dobrze zdefiniowanych ziarnach, nieraz zrekrystalizowanych, często w otoczkach regeneracyjnych, w pseudomorfozach po ziarnach innych minerałów (np. fosforanów) i epigenetycznych bezkształtnych pasmach.

Ciemnozielona barwa glaukonitu (znaczna zawartość Fe w zbiorniku) świadczy o warunkach płytkowodnych sedymentacji przy udziale silnego falowania i z niewielkim dopływem terygenicznego materiału klastycznego.

Pojawienie się poziomu szamozytowego wskazuje na zmianę warunków środowiska sedymentacji w kierunku podwyższenia temperatury i zubożenia w elektrolity w porównaniu z warunkami tworzenia się glaukonitu.

Występowanie otoczek skał węglanowych i ilastych oraz obserwowana często deformacja i pokruszenie ooidów szamozytowych świadczą o srońformacyjnej przeróbce osadu. Charakterystyczne tzw. powłoki ilaste i licznie wystę-

pujące jamiste powierzchnie rozmycia w seriach węglanowych wskazują na intensywną erozję podmorską, która wyjaśniałaby małe miąższości osadów ordowiku.

Wśród zbadanych ordowickich poziomów piroklastycznych z profilu Darżlubie IG 1 stwierdzono pewne zjawiska wyróżniające niektóre skały tego profilu spośród innych. Ogólnie można stwierdzić występowanie przejawów oddziaływania niespokojnego środowiska sedymentacji popiołów wulkanicznych na skały piroklastyczne. Do takich przejawów można zaliczyć kilkakrotnie zauważoną bezładną teksturę niektórych bentonitów, wyrażającą się przypadkową orientacją blaszek krystaloklastów biotyty, niezależną od płaszczyzny warstwowania osadu (odmiennie od równoległej orientacji blaszkowatej substancji ilastej bentonitów, co już jest związane z epigenezą, a nie z sedymentacją). Stwierdzano również przemycie osadu piroklastycznego, teksturę soczewkową, zaburzoną laminację, występowanie w jednym poziomie nieregularnych partii psamitowych lub aleurytowych (rozfakcjonowanie krystaloklastów) oraz pelitowych (w obrębie jednej płytki cienkiej).

Krystaloklasty występują w zmiennych ilościach – od śladowych do kilku procent. Są to głównie: biotyt, kwarc, skalenie niezbliźniaczone, na ogół bardzo znacznie zmienione, a także nieoznaczalne ziarna agregatowe, zapewne złożone z produktów przemian skaleni, ponadto cyrkon i apatyt. Biotyt przeważnie jest dość świeży, a zaczątki chlorytyzacji w profilu Darżlubie IG 1 pojawiają się dopiero w stropie osadów ordowiku.

Skład mineralny substancji ilastej łożupków (illit i chloryt, Bårdosy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974) stanowią najtrwalszą asocjację i produkt końcowy przemian epigenetycznych.

Skład mineralny bentonitów, występujących w profilu sandbu (karadoku) otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 z wyjątkowo często, jest wynikiem argillityzacji popiołów wulkanicznych, przede wszystkim w środowisku morskim (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, b, 1974, 1979, 1981, 1990).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Uwagi ogólne, międzynarodowy podział standardowy syluru a podział lokalny

Profil osadów syluru w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 opracowano na podstawie interpretacji pomiarów geofizyki otworowej oraz badań próbek rdzeniowych. Osady syluru w badanym otworze wiertniczym udokumentowano na podstawie pomiarów geofizycznych na głęb. 1071,0–2933,0 m (miąższość 1862,0 m), a według rdzenia – na głęb. 1071,0–2943,5 m (miąższość 1872,5 m); obserwuje się więc przesunięcie pomiarów geofizycznych względem rdzenia

wynoszące 10,5 m. W profilu wyróżniono osady od landoweru do przydolu.

Upad warstw wynosi od 0° do kilku stopni. Zakres rdzenia sylurskich osadów był niewielki i wynosił średnio 17% (największy dla landoweru – 41,4%, mniejszy dla wenloku – 10,2%, dla ludlowu – 5% i dla przydolu – 15%).

Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1974). Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez H. Tomczyka na podstawie opisu

rdzeni wiertniczych i pomiarów geofizycznych. Strop i spąg syluru, podobnie jak granice oddziałów, wyznaczono głównie na podstawie pomiarów geofizycznych, a w niektórych przypadkach na podstawie rdzenia.

Osady syluru, podobnie jak pozostałe osady starszego paleozoiku, powstały w dystalnej części basenu bałtyckiego, rozciągającym się od późnego proterozoiku wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki. Profil syluru otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 jest typowy dla tego obszaru. Przeważają osady drobnoklastyczne: iłowce i w mniejszym stopniu mułowce oraz iłowce margliste. Zespoły skamieniałości w profilu Darżlubie IG 1 są mało zróżnicowane, jednak często są dość liczne i dobrze zachowane. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity, oznaczone przez Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu wiertniczego (Tomczyk, 1974). Rzadziej spotyka się skorupki ramienionogów bezzawiasowych. W górnej części profilu, w osadach przydolu, występują małże, ślimaki, małżoraczki, ramienionogi i głowonogi.

Dominujące w rdzeniowanych odcinkach profilu graptolity stanowią podstawę biostratygrafii systemu. Jako wzorzec dla biostratygrafii systemu sylurskiego w Polsce wykorzystuje się tradycyjnie schemat podziału wypracowany w klasycznych odsłonięciach obszarów Anglii i Walii. Jego ramy zostały stworzone na początku poprzedniego stulecia; podlegając modyfikacjom schemat ten stosowany jest do dziś pod nazwą Zgeneralizowana Zonacja Graptolitowa (*Generalized Graptolite Zonation* skr. GGZ), ustalona przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Schemat podziału chronostratygraficznego syluru według Melchina i in. (2004), oparty na podziale biostratygraficznym Koreń (*op. cit.*) został przedstawiony w tabeli 16. Podział graptolitowy przedstawiony przez Urbanka i Tellera (1997) dla obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego jest w znacznym stopniu korelatywny z podziałem standardowym.

Zgodnie ze standardowym podziałem międzynarodowym system sylurski dzieli się na 4 oddziały: landower, wenlok, ludlow i przydol, te z kolei dzielą się na piętra (por. tab. 16). W profilu Darżlubie IG 1 wydzielono wszystkie oddziały syluru.

Profil litologiczny autorstwa H. Tomczyka przedstawiono w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów. Skład fauny, nazwy rodzajowe i gatunkowe graptolitów i ich występowanie w profilu podano wg dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1974). Jednostki litostratygraficzne wyróżniono zgodnie z podziałem litostratygraficznym Modlińskiego i in. (2006).

Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna syluru

LANDOWER

Osady landoweru występują, według pomiarów geofizycznych, na głębokości 2877,5–2933,0 m, a ich miąższość wynosi 55,5 m. Według rdzenia dolna granica syluru i dolna granica landoweru występuje na głębokości 2943,5 m.

Tabela 16

Schemat podziału stratygraficznego według Mechina i in. (2004)

Silurian stratigraphic scheme after Mechlin *et al.* (2004)

Chronostratygrafia		Biostratygrafia
System	oddziały i piętra	poziomy graptolitowe
[mln lat] 416,0 ±2,8	PRZYDOL	<i>transgrediens</i> <i>bouceki-perneri</i>
		<i>branikensis-lochkovens</i>
		<i>parultimus-ultimus</i>
	LUDLOW	<i>formosus</i>
		<i>kozłowski</i> <i>cornuatus-podoliensis</i>
		<i>leintwardinensis-linaeris</i>
		<i>scanicus</i>
		<i>nilssoni</i>
	WENLOK	<i>ludensis</i>
		<i>praedeubeli-deubeli</i>
		<i>parvus-nassa</i>
		<i>lundgreni</i>
		<i>perneri</i> <i>rigidus</i>
		<i>belophorus – antennularius</i> <i>riccartonensis</i>
		<i>murchisoni</i>
		<i>centrifugus</i>
	LANDOWER	<i>insectus</i>
		<i>lapworthi</i>
		<i>spiralis</i>
		<i>griestonensis-crenolata</i>
		<i>turriculatus</i>
		<i>guerichi</i>
		<i>sedgwickii</i>
		<i>convolutus</i>
		<i>argenteus</i>
		<i>triangulatus-pectinatus</i>
		<i>cyphus</i>
		<i>vesiculosus</i>
		<i>acuminatus</i>
		<i>ascensus</i>

Landower jest wykształcony w postaci iłowców szarych, ciemnoszarych, miejscami zielonkawych. W dolnej części przeważają iłowce oraz łupki ciemnoszare i czarne, laminowane, smoliste, miękkie, często z licznymi skupieniami i gniazdami krystalicznego pirytu. Osady te są zaliczane do formacji iłowców z Pastęka.

W dolnej części profilu landoweru H. Tomczyk oznaczył graptolity należące do rodzajów: *Climacograptus*, *Orthograptus*, *Akidograptus*, *Pseudoclimacograptus*, *Demirastrites*, *Rastrites*, *Pristiograptus*, *Diplograptus*, *Dimorphograptus*,

Raphidograptus, *Diversograptus*, *Petalograptus*. Dokumentują one obecność pięter rhuddan i aeron (nierozdzielone). W wyższej części profilu występują m.in. graptolity wskaźnikowe poziomów *turriculatus* i *griestonensis* piętra telych.

WENLOK

Występowanie osadów wenloku stwierdzono na głęb. 2738,0–2877,5 m. Ich miąższość wynosi więc 139,5 m. Odcinek profilu odpowiadający utworom wenloku był rdzeniowany w niewielkim stopniu, wynoszącym 10,2%. Dolną i górną granicę oddziału wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych.

Osady wenloku są wykształcone jako iłowce ciemnoszare i szare, często laminowane, łupkowate, miejscami silnie wapniste formacji iłowców z Pelplina. W interwałach rdzeniowanych występuje dość bogata fauna graptolitów. Na jej podstawie można przyjąć obecność pięter sheinwood oraz homer.

W osadach sheinwoodu (głęb. 2857,5–2877,5 m, miąższość 20,0 m) H. Tomczyk oznaczył następujące graptolity: *Monograptus* cf. *latus* McCoy, *Monograptus* sp., *Pristiograptus* sp., *P. dubius* (Suess), *Cyrtograptus* sp., *Streptograptus* sp., *S. antenularis* (Meneghini), *Plectograptus* sp.; w osadach homeru (głęb. 2738,0–2857,5, miąższość 119,5 m) – m.in. *Testograptus* sp., *T. testis* (Barrande), *Cyrtograptus* sp., *C. cf. hamatus* Bailly, *C. lundgreni* Tullberg oraz *Monoclimacis hemipristis* (Meneghini).

LUDLOW

Osady ludlowu stwierdzono według pomiarów geofizycznych na głęb. 1615,0–2738,0 m. Miąższość osadów ludlowu, największa spośród wszystkich oddziałów syluru, wynosi 1123,0 m. Osady ludlowu są reprezentowane przez najwyższą część formacji iłowców z Pelplina, formację iłowców i mułowców z Kociewia oraz dolną część formacji iłowców i iłowców wapnistych z Pucka.

W profilu ludlowu wyróżniono osady gorstu oraz ludfordu, których granice ze względu na brak odpowiedniej dokumentacji paleontologicznej można wyznaczyć tylko w przybliżeniu. Do gorstu zaliczono osady z głęb. ?2230,0–2738,0 m (miąższość ok. 508,0 m). Jego dolna część, na głęb. 2620,0–2738,0 m (miąższość 118,0 m), jest wykształcona w postaci iłowców ciemnoszarych formacji iłowców z Pelplina. Tomczyk (1974) oznaczył tu m.in. graptolity *Pristiograptus dubius* (Suess), *Colonograptus colonus* (Barrande) oraz

Neodiversograptus nilssoni (Lapworth), datujące poziom *nilssoni* niższego gorstu.

Leżące wyżej osady wyższej części gorstu także są wykształcone jako osady silikoklastyczne, z tym że występują tu osady silikoklastycznej grubszej frakcji – mułowce. Stanowią one trzon formacji iłowców i mułowców z Kociewia. Formacja ta występuje, według pomiarów geofizycznych, na głęb. ?2230,0–2620,0 m (miąższość 390,0 m). Formację tę tworzą heterolity mułowcowo-ilaste, miejscami występują wkładki mułowców o grubości do 60 cm, z wyraźnie podkreśloną laminacją przekątną i konwolutną, z licznymi strukturami pochodzenia mechanicznego na powierzchniach warstw. Świadczy to o podwyższonej energii wód zbiornika podczas sedymentacji osadów formacji iłowców i mułowców z Kociewia. W osadach tych stwierdzono obecność ubogiej fauny, głównie głowonogów '*Orthoceras*' oraz graptolitów rodzaju *Bohemograptus*.

Osady piętra ludford, podobnie jak piętra gorst, zostały słabo udokumentowane paleontologicznie. Ich prawdopodobną obecność przyjęto na głęb. 1615,0–?2230,0 m (miąższość ok. 615,0 m). Są one wykształcone jako formacja iłowców i iłowców marglistych z Pucka, reprezentowana przez iłowce szare lub zielonkawe często margliste, laminowane i złupkowacone. W rdzeniowanych odcinkach profilu Tomczyk (1974) oznaczył graptolity: *Pristiograptus dubius* (Suess), *Monograptus* sp., *Monograptus* ex gr. *formosus* i inne, a także w wyższej części formacji skamieniałości z rodzaju *Conularia* i *Orthoceras*.

PRZYDOL

Osady przydolu według pomiarów geofizycznych występują na głęb. 1071,0–1615,0 m (miąższość 544,0 m). Są one reprezentowane przez formację iłowców i iłowców wapnistych z Pucka. Są to iłowce szare z odcieniem zielonkawym, wapniste, laminowane i wyraźnie łupkowate; miejscami zaznaczają się nieregularne bardzo cienkie wkładki wapieni marglistych, w wyższej części detrytycznych. W osadach tych stwierdzono występowanie bogatej fauny małży (z rodzajów: *Ctenodonta*, *Nuculites*, *Pterinea*, *Modiolopsis* i innych), ślimaków (*Murchisonia*, *Bellerophon*), małżoraczków (*Nodibeyrichia*, *Neobeyrichia*, *Klodenia* i innych), brachiopodów (*Chonetes striatellus* (Dalman), *Camarotechia* cf. *nucula* i innych) oraz tentakulitów i głowonogów. Graptolity są nieliczne. Pojawienie się fauny bentonicznej w osadach przydolu wskazuje na zmianę charakteru sedymentacji i spłylenie zbiornika.

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA OSADÓW SYLURU GÓRNEGO

Osady syluru górnego napotkano w profilu Darżlubie IG 1 na głęb. 1071,0 m. Spoczywają one pod utworami permu, a granica pomiędzy systemami została wyznaczona na podstawie próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych. Sylur górny jest reprezentowany przez utwory formacji iłowców i iłowców wapnistych z Pucka (Modliński i in., 2006), zawie-

rające bogaty zespół szczątków organicznych. Dominują tu organizmy bentoniczne: ramienionogi, małżoraczki, trylobity, tentakulity, ślimaki i liliowce; graptolity występują w nich jedynie sporadycznie, co ogranicza możliwość wykorzystania ich do datowania osadów. Do celów stratygraficznych wykorzystano małżoraczki i częściowo trylobity (Tomczykowa,

Witwicka, 1972, 1974). Procesowi maceracji poddano 10 próbek, a uzyskany materiał paleontologiczny pochodzi z próbek pobranych z interwału głęb. 1076,0–1349,0 m (tab. 17). Obejmuje on ok. 100 okazów, na ogół dobrze zachowanych. W przypadku okazów uszkodzonych w przeważającej części było możliwe ich oznaczenie (przynajmniej ich przynależność do rodzajów). Niewielka liczba okazów wynika z małej liczby próbek litologicznych, którymi dysponowano.

Do rozpoziomowania stratygraficznego osadów najwyższego syluru przyjęto podział zgodny z ustaleniami międzynarodowymi (Harland i in., 1989; Urbanek, Teller, 1997; Szymański, Modliński, 2003). Wyeliminowano tym samym nazwy nieformalnych jednostek rangi oddziału, określanych jako „Siedlce” i „Podlasie” (Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Witwicka, 1972, 1974).

W analizowanym zespole obserwuje się duże nagromadzenie Beyrichiidae i Craspedobolbinidae, które dominują w osadach najwyższego ludlowu i przydolu w obszarze bałtycko-skandynawskim – zarówno w lądowej części obniżenia bałtyckiego, jak i pod dnem Bałtyku. Zidentyfikowano tu rodzaje należące do rodzin Primitiopsidae Swartz (*Clavoflabella* Martinsson, *Amygdalella* Martinsson), Craspedobolbinidae Martinsson (*Sleia* Martinsson, *Macrypsilon* Martinsson, *Nodibeyrichia* Henningsmoen, *Frostiella* Martinsson) oraz Healdiidae Harlton (*Kuresaaria* Adamczak). W osadach korelowanych z poziomami *Nodibeyrichia tuberculata* i *Frostiella pliculata* – *Acaste damiana* stwierdzono wyraźną dominację rodzajów z podrodziny Amphitoxotidinae (*Sleia*, *Hemsiella*, *Macrypsilon*) i podrodziny Beyrichiinae (*Neobeyrichia*, *Nodibeyrichia*). Podrodziny te należą do Craspedo-

Tabela 17

Zestawienie małżoraczków występujących w osadach przydolu (poziom *tuberculata*)Ostracodes in Pridoli deposits (*tuberculata* zone)

Nr próbki	Głębokość [m]	Zidentyfikowana mikrofauna	Uwagi
1a	1076,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Sleia equestris</i> Martinson, <i>S. inermis</i> Martinsson, <i>Macrypsilon salterianum</i> (Jones), <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson, <i>A. subclusa</i> Martinsson	
1b	1076,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Sleia inermis</i> Martinsson, <i>Macrypsilon salterianum</i> (Jones), <i>Neobeyrichia buchiana</i> (Jones), <i>Hemsiella margaritae</i> Gailite, <i>Cytherellina magna</i> Neckaja, <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson, <i>Kuresaaria angulata</i> (Neckaja), <i>Kuresaaria circulate</i> (Neckaja)	
2a	1078,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Frostiella pliculata</i> Martinsson, <i>Neobeyrichia alia</i> Gailite, <i>Sleia kochii</i> (Boll), <i>Neobeyrichia alia</i> Gailite, <i>Cytherellina magna</i> Neckaja, <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson, <i>Kuresaaria angulata</i> (Neckaja); silnie uszkodzone okazy craspedobolbinidów i bryrichidów	
2b	1078,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Macrypsilon salterianum</i> (Jones), <i>Hemsiella margaritae</i> (Jones), <i>Neobeyrichia buchiana</i> (Jones), <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson, <i>Kuresaaria circulate</i> (Neckaja)	
3	1200,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Healdianella magna</i> (Neckaja), <i>Hemsiella margaritae</i> Gailite, <i>Kuresaaria angulata</i> (Neckaja), <i>K. circulate</i> (Neckaja), <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson	
4	1269,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Macrypsilon salterianum</i> (Jones), <i>Sleia equestris</i> Martinsson, <i>S. kochii</i> (Boll), <i>Amygdalella subclusa</i> Martinsson	liczne szczątki tentakulitów
5	1284,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Hemsiella dalmaniana</i> (Jones), <i>H. margaritae</i> Gailite, <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson, <i>A. subclusa</i> Martinsson, <i>Kloedenia leptosoma</i> Martinsson, <i>Kuresaaria angulata</i> (Neckaja), <i>Cytherellina magna</i> Neckaja	
6	1342,0	<i>Nodibeyrichia tuberculata</i> (Klöden), <i>Neobeyrichia alia</i> Gailite, <i>Macrypsilon salterianum</i> Jones, <i>Sleia inermis</i> Martinsson, <i>Kuresaaria angulata</i> (Neckaja), <i>K. circulate</i> (Neckaja), <i>Cytherellina magna</i> Neckaja	nieoznaczalne fragmenty tentakulitów
7a	1349,0	<i>Nodibeyrichia ? tuberculata</i> (Klöden), <i>Sleia inermis</i> Martinson, <i>S. equestris</i> Martinsson, <i>Macrypsilon salterianum</i> (Jones), <i>Kloedenia leptosoma</i> Martinsson, <i>Amygdalella nasuta</i> Martinsson, <i>Cytherellina magna</i> Neckaja, <i>Kuresaaria angulata</i> (Neckaja)	
7b	1349,0	<i>Neobeyrichia</i> sp., <i>Sleia equestris</i> Martinsson, <i>S. kochii</i> (Boll), <i>Neobeyrichia buchiana</i> (Jones), <i>N. alia</i> Gailite	

bolbinidae. Małżoraczki należące do wymienionych rodzin i podrodzin dominują w osadach najwyższego syluru – przydołu bałtycko-skandynawskiego. Ich ogromne ilości występują w głazach narzutowych pospolitych na obszarach północnej Polski i północnych Niemiec. Zostały one uformowane z tzw. „wapienia beyrichiowego” (Beyrichienkalk) i niewątpliwie pochodzą z dna Bałtyku.

Głównymi komponentami zespołu małżoraczek przydołu są przedstawiciele podrodzin Amphitoxootidinae i Beyrichiinae. Z wnikliwych obserwacji Martinssona (1967) wynika, że rodzaje należące do wymienionych podrodzin pojawiają się zarówno w facjach przyrafowych, kalcyrudytowych, jak i na obszarach o sedimentacji łupków graptolitowych, a niekiedy także w osadach mułowcowo-piaszczystych. Występują często z konodontami, a niekiedy z graptolitami, i są użyteczne przy korelacji osadów zazębiających się facji.

Analizie mikropaleontologicznej poddano 10 próbek, głównie okruchowych, pobranych z głęb. 1076,0–1349,0 m. Analiza ta pozwoliła na skorelowanie badanych osadów z poziomem *Nodibeyrichia tuberculata*. Poziom ten odpowiada środkowej części górnego przydołu. Jest on korelowany z graptolitowym poziomem *Istrograptus samsonowiczi* (Szymański, Modliński, 2003).

Mała liczba próbek i zbyt duże nieopróbowane interwały nie pozwalają określić nawet w przybliżeniu na jakiej głębokości

w profilu Darżlubie IG 1 przebiega dolna granica poziomu *Nodibeyrichia tuberculata*. Na terenie obniżenia pomorskiego miąższość tego poziomu wynosi ok. 100 m (Tomczykowa, Witwicka, 1974). W profilu Darżlubie IG 1 omawiany poziom wyznacza nagle i masowe pojawienie się taksonu wskaźnikowego *Nodibeyrichia tuberculata* (Klöden). Towarzyszą mu bardzo licznie *Sleia kochii* (Boll), *Sleia equestris* Martinsson, *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Hemsiella dalmaniana* (Jones), *Hemsiella margaritae* Gailite i *Macrypsilon salterianum* (Jones). We wszystkich przebadanych próbkach zaobserwowano bardzo liczne występowanie *Amygdalella nasuta* Martinsson, *A. subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja), *K. circulata* (Neckaja) i *Healdianella magna* Neckaja.

Na Łotwie *Nodibeyrichia tuberculata* (Klöden) pojawia się w osadach poziomu *N. tuberculata*, wiekowo odpowiadających dolnej części bałtyckiego regionalnego piętra jūra (Gailite i in., 1967). Wydaje się możliwe, że pozycja omawianego gatunku w profilu stratygraficznym syluru Estonii nasuwa możliwość skorelowania poziomu *tuberculata* z osadami poziomów kaugatuma i ohesaare. *Nodibeyrichia tuberculata* (Klöden) jest jednym z gatunków charakterystycznych dla zespołu małżoraczek wapieni beyrichiowych (Martinsson, 1963).

PERM

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA I SEDYMENTACJA CECHSZTYNU

Stratygrafia

Profil cechsztynu z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 jest pod względem paleogeograficznym usytuowany w północno-zachodniej części zatoki nadbałtyckiej, wchodzącej głęboko na kraton wschodnioeuropejski (Wagner, 1994).

Na badanym obszarze stwierdzono występowanie trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2 i PZ3. Najbardziej rozbudowany pod względem stratygraficznym i miąższościowym jest najstarszy cyklotem PZ1. Cyklotemy PZ2 i PZ3 są zredukowane stratygraficznie do poziomów węglanowo-anhydrytowych. Cyklotem PZ4, występujący sporadycznie, jest wykształcony w facji terygeniczej, jako stropowa seria terygeniczna (PZt). Profil cechsztynu z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 jest typowym profilem dla tej części basenu cechsztyńskiego (fig. 29).

Najstarszymi osadami cechsztynu są warstwy transgresyjne, stanowiące odpowiednik zlepieńca podstawowego (Zp1). Jego mała miąższość lub często brak tych osadów są również typowe dla tego regionu. Szeroko rozprzestrzeniony jest łupek miedzionośny (T1). W przypadku braku warstw transgresyjnych występuje on bezpośrednio na skałach syluru, stanowiących w tym rejonie podłoże utworów permu.

Miąższość T1 jest niewielka, wahająca się od 0,2 do 1,0 m, przeciętnie 0,5 m.

Ponad łupkiem miedzionośnym rozciąga się podstawowy poziom korelacyjny cyklotemu PZ1 – skały węglanowe wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Przeciętna miąższość skał węglanowych w tym rejonie wynosi ok. 10,0 m i jest typowa dla facji centralnej części otwartego basenu morskiego.

Sekwencja ewaporatów PZ1 jest reprezentowana przez anhydryt dolny (A1d), najstarszą sól kamienną (Na1) i anhydryt górny (A1g). Profil stratygraficzny ewaporatów jest typowy dla brzeżnych basenów solnych, licznie występujących w marginalnych strefach basenu PZ1, charakteryzujących się małymi miąższościami anhydrytów i dużymi miąższościami soli kamiennych. W profilu Darżlubie IG 1, Na1 ma 165,0 m miąższości, A1d – 50,5 m, a A1g – 18,0 m. Sumaryczna miąższość anhydrytów jest ponad dwukrotnie mniejsza niż miąższość soli kamiennych. W badanym profilu brak jest najstarszych soli potasowych (K1), które występują w rejonie Władysławowa. Brak tych soli jest regułą w basenie polskim, a ich występowanie jest wyjątkowe (Wagner, 1994).

Cyklotem PZ2 jest zredukowany stratygraficznie do poziomów węglanowo-siarczanowych. Występują małe

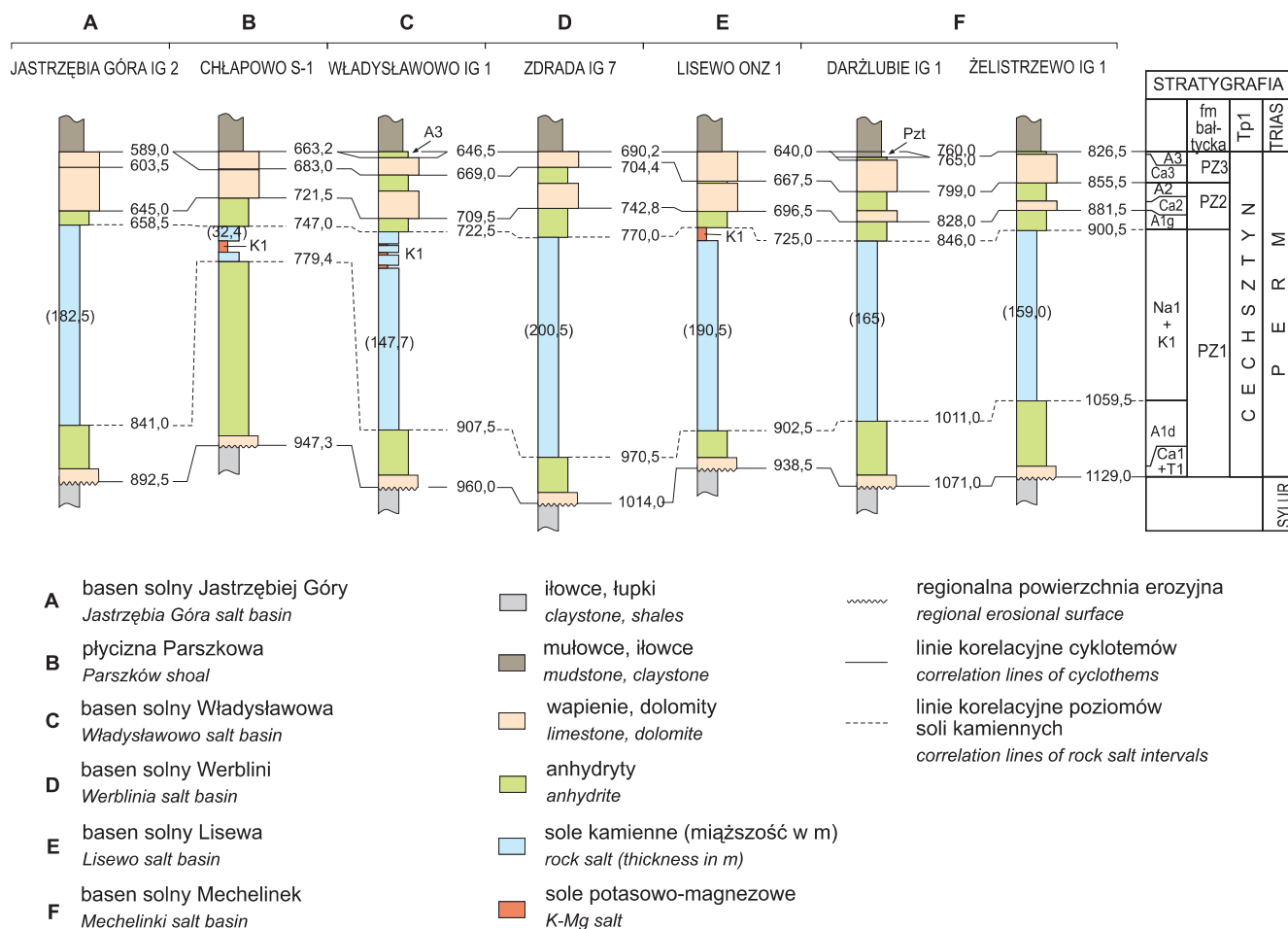


Fig. 29. Korelacja osadów cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej

Correlation of Zechstein deposits in the Puck Bay region

miąższości skały węglanowe dolomitu głównego (Ca2) – 10,6 m i anhydrytu podstawowego (A2) – 18,4 m.

Podobnie zredukowany jest profil cyklotemu PZ3, zbudowany z szarego iltu solnego (T3) – 2,0 m, dolomitu płytowego (Ca3) – 30,0 m, i szczątkowego anhydrytu głównego (A3) – 2,0 m.

Redukcja stratygraficzna i miąższościowa obydwu cyklotemów wynika z ich położenia paleogeograficznego w peryferycznych częściach basenów. W przypadku cyklotemu PZ3 mała miąższość anhydrytu głównego może być również wynikiem niewielkiego ścięcia erozyjnego.

Granicę cyklotemu PZ4 wykształconego w facji terygeniczej, reprezentowanego przez stropową serię terygeniczną (Pzt), określono na podstawie rdzenia w interwale głęb. 760,0–765,0 m, bezpośrednio na szczątkowym anhydrycie głównym (A3). W brunatnoczerwonych mułowcach występują tu charakterystyczne dla środowiska sebhya konkretyjne skupienia anhydrytu i liczne szczeliny z wysychania. Górna granica tego kompleksu jest niemożliwa do ustalenia w tym profilu. Zapis geofizyki wiertniczej wskazuje na głęb. 599,0–760,0 m występowanie monotonnej serii ilasto-mułowcowej,

bez żadnej możliwości jej zróżnicowania. Nie sposób określić dolnej granicy występowania charakterystycznych dla formacji bałtyckiej (Tp1) wapieni oolitowych, ani górnej granicy występowania konkrecji anhydrytowych, typowych dla stropowej serii terygeniczej. Należy tu również zwrócić uwagę na słabą selektywność i ogólnie złą jakość zapisu karożowego.

G. Pieńkowski (ten tom) proponuje postawić górną granicę stropowej serii terygeniczej w wyższym interwale rdzenia, na głęb. 698,5 m, bezpośrednio pod przerostami wapieni oolitowych. Nie ma niestety żadnej gwarancji, że wapienie te nie występują poniżej tej granicy.

W tej sytuacji przyjęto wariant, że stropowa seria terygeniczna ma tu bardzo małą miąższość, zaledwie 5,0 m.

Sedymentacja i paleogeografia

Osady permu na Pomorzu Gdańskim są zbudowane głównie z ewaporatów cechsztynu, leżących bezpośrednio, z dużą luką stratygraficzną i sedymentacyjną na utworach syluru (fig. 29) lub sporadycznie na warstwach transgresyjnych

o bardzo małej miąższości, pochodzących z rozmycia cienkich osadów górnego czerwonego spągowca, które miejscami zachowały się w formie niewielkich płatów (Dadlez, Pokorski, 1995). Przed transgresją cechsztyńską, w wyniku długotrwałych procesów erozyjnych głównie w karbonie górnym i czerwonym spągowcu górnym, erozja dotarła do syluru.

Basen sedimentacyjny cechsztynu został ukształtowany w wyniku transgresji morza cechsztyńskiego. Bezpośrednim powodem transgresji był silny impuls subsydencji, który objął swoim zasięgiem cały środkowoeuropejski basen sedimentacyjny, kończąc panowanie środowisk lądowych z sedimentacją terygeniczną, należących do górnego czerwonego spągowca. Transgresja była szybka, czemu sprzyjało ukształtowanie morfologii terenu w postaci rozległej penepłeny, zarówno w basenie górnego czerwonego spągowca, jak i poza nim, na kratonie wschodnioeuropejskim.

W cechsztynie kraton wschodnioeuropejski charakteryzował się dużą stabilnością tektoniczną, co wyraziło się w relatywnie spokojnej budowie geologicznej z małymi komplikacjami w przebiegu głównych stref litofacyjnych i paleogeograficznych. Był to obszar o najsłabszej subsydencji tektonicznej w basenie cechsztyńskim, kompensowanej sedimentacją (Wagner i in., 1980; Wagner, 1994). Osady cechsztynu utworzyły się w rozległej zatoce basenu cechsztyńskiego – zatoce nadbałtyckiej, głęboko wcinającej się na obszar kratonu wschodnioeuropejskiego, sięgającej ku NE, aż po południową część dzisiejszego obszaru Łotwy.

CYKLOTEM PZ1

Transgresja cechsztyńska lekko przemyła najwyższą część łupków sylurskich, pozostawiając zaledwie 10-centymetrową warstwę gruboziarnistych piaskowców.

Dojrzałe stadium transgresji reprezentuje leżący wyżej łupek miedzionośny (T1). Są to szaro-czarne łupki wapniste, laminowane, z pirytem, utworzone w warunkach redukcyjnych, poniżej podstawy falowania. Na pograniczu z wapieniem cechsztyńskim występuje powierzchnia maksimum transgresji – mfs (Wagner, Peryt, 1997).

Łupek miedzionośny jest przykryty wapieniami i dolomitami o miąższości 8,7 m, tworzącymi poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Wapień cechsztyński rozpoczyna się cienką (0,3 m) warstwą marglistych wapieni ze smugami ciemniejszych margli ze skupieniami ziaren pirytu, stanowiącymi stopniowe przejście od środowiska basenu beztlenowego do otwartego basenu z natlenionymi wodami. W morzu wapienia cechsztyńskiego bardzo szybko doszło do spłycenia. Już 0,3 m powyżej stropu łupka miedzionośnego pojawiają się drobne onkolity, które ku górze stają się coraz większe i zdecydowanie przeważają w profilu, typowym dla względnie płytkiego, otwartego morza epikontynentalnego. Nierdzienowano najwyższej części profilu Ca1, w której prawdopodobnie występują supralitoralne stromatolity, podobnie jak w większości profili tej strefy.

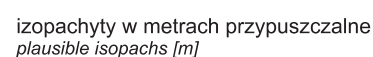
Powyżej osadów Ca1 występują ewaporaty: anhydryty i sole kamienne. Jest to anhydryt dolny (A1d), najstarsza sól kamienna (Na1) i anhydryt górny (A1g).

Anhydryt dolny i najstarsza sól kamienna mają największe miąższości i charakteryzują się ich bardzo dużą zmiennością. Stosunek ich wzajemnych miąższości jest odwrotnie proporcjonalny, tzn. im większa miąższość anhydrytu dolnego, tym mniejsza miąższość najstarszej soli kamiennej i odwrotnie. Jest to prawidłowość, która obowiązuje w całym basenie cyklotemu PZ1 i wynika z warunków sedimentacyjnych (Wagner, 1998).

W początkowej fazie sedimentacji ewaporatów cyklotemu PZ1 – anhydrytu dolnego, zaczęło się różnicowanie tego rejonu, wywołane zapewne specyficzną, frakcjonalną sedimentacją siarczanów. W płytkim, ewaporatowym morzu stosunkowo niewielkie wyniesienia o małej amplitudzie wystarczyły do zapoczątkowania zwiększonej precypitacji siarczanów, a następnie proces ten nasilał się w miarę zwiększania się deniwelacji dna morskiego przez narastające nierównomiernie osady. Na wypiętrzaniach tworzyły się siarczany o dużej miąższości, w przeciwieństwie do obniżień, w których szybko narastał deficyt osadów. Siarczany utworzyły specyficzne struktury osadowe, tzw. wały anhydrytowe, które stały się stopniowo barierami stanowiącymi przeszkodę w migracji ciężkich ługów solnych, tworząc pułapki chemiczne. W obniżeniach utworzonych przez ograniczające je wały anhydrytowe osadziły się sole kamienne, stopniowo je wypełniając. W efekcie tych procesów powstały baseny solne, ekranowane przez otaczające je wały anhydrytowe, a zmiany miąższości pomiędzy solami kamiennymi i anhydrytami były drastycznie szybkie i trudne do przewidzenia. Jest to szczególnie wyraźnie widoczne w północnej części omawianego obszaru, bardzo dobrze rozpoznanego wierceniami (fig. 30). Wały anhydrytowe tworzyły tu skomplikowany układ płycizn, na których utworzyły się sole kamienne o niewielkich miąższościach (poniżej 80 m). Lokalnie, w niektórych częściach tych płycizn całkowicie brak soli kamiennych. Miąższość anhydrytu dolnego (A1d) z reguły przekracza tu 100 m, lokalnie osiągając do ponad 200 m.

Płycizny anhydrytowe utworzyły sieć barier, które stanowiły przeszkodę dla migracji ciężkich ługów solnych, gromadzących się w obniżeniach dna basenu ewaporatowego, z których po przekroczeniu granicy rozpuszczalności roztworów wytrącały się sole kamienne, osiągając duże miąższości. Najstarsza sól kamienna (Na1) ma w tych basenach największe miąższości, dochodzące maksymalnie do 200 m (np. Zdrada IG 7 – 200,5 m). Miąższości anhydrytu dolnego w tych strefach są zmniejszone – wynoszą poniżej 100 m (często poniżej 50 m). Zdarzają się profile o bardzo małych miąższościach anhydrytu dolnego (A1d) (np. Lisewo ONZ 1 – 26 m). Profil ewaporatów PZ1 z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 jest typowy dla strefy basenów solnych (Czapowski, 1987; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985).

W basenach solnych, w najwyższej części Na1, występują lokalnie najstarsze sole potasowo magnezowe (K1). Należy zaznaczyć, że chodzi tu o chlorkowe sole potasowe, które wytrąciły się z wody morskiej i są solami pierwotnymi. Występują one w kilku profilach Na1 (baseny Lisewa i Władysławowa), tworząc małej miąższości warstwy od kilku do



Lithofacies and thickness map Zechstein deposits in the Puck Bay region

kilkunastu metrów (maksymalnie 13 m – Lisewo ONZ 1). Pod względem przestrzennym są to soczewki o małych rozmiarach, nie tworzące ciągłych pokładów.

Sole potasowo-magnezowe występują także w postaci polihality, czyli siarczanowych soli potasowo-magnezowych o odmiennej genezie. Są to sole wtórne, metasomatyczne, utworzone poprzez polhalityzację anhydritów. Występują w czterech złożach: Chłapowo, Mieroszyno, Swarzewo i Zdrada (Peryt, Smakowski, 2006). Tworzą nieregularne formy o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów (maksymalnie 73 m w złożu Mieroszyno). Polihality występują w anhydrycie dolnym A1d i górnym A1g, a także przewarstwiają najstarszą sól kamienną.

Lokalnie w Na1 występuje anhydryt środkowy (A1s), dzieląc Na1 na najstarszą sól kamienną dolną (Na1d) i górną (Na1g). Przewarstwienie anhydrytu środkowego pojawia się najczęściej w środkowej części kompleksu Na1. Miąższość tego anhydrytu wynosi przeważnie pojedyncze metry, ale lokalnie wzrasta do kilkudziesięciu metrów (np. Werblina IG 1 – 30,2 m, Zdrada IG 6 – 34 m).

Sole kamienne wypełniły baseny solne i na tak wyrównaną powierzchnię wkroczyła ingresja świeżych wód morskich, przerywając sedymentację soli i rozpoczynając powstawanie anhydritów.

Osady anhydrytu górnego (A1g) mają dość wyrównane i niewielkie miąższości – od kilku do kilkunastu metrów (w profilu Darżlubie IG 1 – 18,0 m). Jedynie lokalnie, zwłaszcza na płyciznach lub w ich bezpośrednim sąsiedztwie, miąższość A1g wrasta do kilkudziesięciu metrów. Mała zmienność miąższości A1g wynika z wypełnienia basenów solnych solami kamiennymi i wyrównaniem istniejących poprzednio deniwelacji dna basenu sedymentacyjnego (Wagner, 1994).

CYKLOTEM PZ2

Osady cyklotemu PZ2 mają znacznie mniejszy zasięg niż PZ1. Wyrównanie przez sole najstarsze deniwelacji dna basenu spowodowało regularny układ stref facjalnych, całkowicie odmienny od basenu PZ1 i stopniowy wzrost miąższości od północy ku południowi (Wagner, 1998). Osady PZ2 są zredukowane stratygraficznie do poziomu dolomitu głównego (Ca2) i anhydrytu podstawowego (A2). Nigdzie na omawianym obszarze nie występują starsze sole kamienne. Jest to typowa sekwencja węglanowo-siarczanowa dla przybrzeżnej, płytkowodnej części basenu PZ2 (Wagner, 1994). Miąższość osadów PZ2 jest zdecydowanie mniejsza niż cyklotemu PZ1 i w profilu Darżlubie IG 1 wynosi zaledwie 29,0 m.

U podstawy cyklotemu występuje poziom skał węglanowych – dolomit główny (Ca2). W rejonie Darżlubia miąższość dolomitu głównego jest niewielka (10,6 m). Jest to strefa pogranicza płytszej i głębszej części basenu PZ2, na przedpolu platformy węglanowej, prawdopodobnie w dolnej części stoku platformy węglanowej. Środowisko sedymentacji było na ogół niskoenergetyczne z wyjątkiem najniższego transgresywnego kompleksu dolomitów z niewielkim udziałem powierzchniowych onkolitów. Znaczne ilości

malakofauny świadczą o dobrych warunkach natlenienia wód dennych.

Ku północnemu zachodowi, począwszy od rejonu Zdrady, rozciąga się platforma węglanowa dolomitu głównego o szerokości 20–30 km i orientacji SW–NE. Na obszarze platformy węglanowej osady dolomitu głównego osiagają miąższości od 20 do 50 m. Są to głównie osady płytkowodne, charakteryzujące się dużym udziałem skał ziarnistych, oolitów i onkolitów.

Dolomit główny jest na prawie całym obszarze przykryty przez anhydryt podstawowy (A2). Granica między tymi poziomami ma charakter ciągłego przejścia. Anhydryt podstawowy ma małe miąższości. Na platformach węglanowych jego miąższość waha się od kilku do kilkunastu metrów, podobnie jak na przedpolu platformy. Maksymalne miąższości osadów A2 dochodzą do 20 m. Ich miąższość w profilu Darżlubie IG 1 wynosi 18,6 m, czyli jest w strefie maksymalnych miąższości tego poziomu na tym obszarze. Jak wspomniano wyżej, nigdzie na badanym obszarze nie występuje starsza sól kamienna.

W końcowym etapie rozwoju basenu cyklotemu PZ2 w całym zbiorniku zapanowały warunki skrajnie płytkowodne. Przybrzeżne części platform węglanowych zostały odsłonięte i trwała niezbyt intensywna sedymentacja terygeniczna.

CYKLOTEM PZ3

Osady cyklotemu PZ3 w stosunku do cyklotemu PZ2 wyróżnia nieco większy zasięg, zazwyczaj mniejsze miąższości i prawie całkowity brak młodszej soli kamiennej.

U podstawy osadów cyklotemu występuje cienka seria skał terygeniczných szarego iłu solnego (T3), przykryta przez skały węglanowe dolomitu płytowego (Ca3). W otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 ten odcinek profilu nie był rdzeniowany, ale na podstawie geofizyki wiertniczej można określić miąższość dolomitu płytowego wynoszącą 30,0 m. Jest to typowa miąższość dla płytkowodnych utworów platformy węglanowej, szeroko rozprzestrzenionej na omawianym obszarze (Gąsiewicz, 1990), wynosząca zazwyczaj 30–40 m. Dopiero w rejonie Widowa, Żarnowca i Dębek miąższość dolomitu płytowego wyraźnie spada do kilku metrów, a w rejonie Kopalina–Białogóry dolomit płytowy całkowicie zanika.

Anhydryt główny (A3) ma małe miąższości, wynoszące do 10 m, a w profilu Darżlubie IG 1 osiąga zaledwie 2,0 m. Na obszarze platformy węglanowej dolomitu płytowego widoczne są szybkie zmiany miąższości A3 od kilku do 10 m i liczne obszary pozbawione A3. Anhydryt główny całkowicie zanika w północno-zachodniej części omawianego obszaru. Zmiany te są charakterystyczne dla powierzchni erozyjnej. Prawdopodobnie pod koniec cechsztynu obszar ten był poddany niewielkiej erozji, która usunęła część osadów PZ3.

CYKLOTEM PZ4

Osady cyklotemu PZ4 praktycznie nie występują na omawianym obszarze, choć nie jest to udowodnione z uwagi na brak szczegółowych badań. Sporadycznie, w pojedynczych profilach, spotyka się je w postaci brunatnych mułowców

i drobnoziarnistych piaskowców tworzących stropową serię terygeniczną (PZt). Miąższość tej serii jest niewielka, rzędu kilku metrów (np. w profilu Darżlubie IG 1 – 5,0 m). Osady te utworzyły się w warunkach lądowych, na obrzeżu basenu ewaporatowego.

Nie ulega wątpliwości, że w pod koniec cyklotemu PZ3 obszar ten uległ wynurzeniu i został poddany procesom denu-

dacyjnym, trwającym aż do rozpoczęcia sedymentacji dolnego pstręgo piaskowca. W północno-zachodniej części omawianego obszaru zostały usunięte osady PZ3, częściowo osady PZ2, a miejscami erozja dotarła do osadów cyklotemu PZ1. Prawdopodobnie w cyklotemie PZ4 dominowały procesy erozyjne, nad akumulacyjnymi.

Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Rdzeniowane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 obejmują fragmenty profilu poziomu najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklotemu PZ1. Stratygrafia tych utworów cechsztynu oraz głębokość występowania granic poszczególnych wydzieleni według pomiarów geofizycznych zostały ustalone przez R. Wagnera.

Przeprowadzone badania makroskopowe rdzeni solnych objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe, struktury sedymentacyjne i wtórne o różnej genezie). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu i składu mineralnego) próbek punktowych (tab. 18). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstania ewaporatów przedstawiono na figurze 31.

Według wskazań geofizycznych uwoy poziomu najstarszej soli kamiennej (Na1) występują w przedziale głęb. 846,0–1011,0 m, a ich miąższość wynosi 165,0 m. W spągu i stropie serii solnej występują odpowiednio utwory siarczane poziomów anhydrytu dolnego (A1d, interwał głęb. 1011,0–1061,5 m) i górnego (A1g, interwał głęb. 828,0–846,0 m). Długość zachowanego rdzenia solnego wynosi 110,1 m i obejmuje dolną i górną części serii solnej.

W spągowej części profilu soli, ponad ciemnoszarym anhydrytem drobnosparytowym, poziomo smugowanym brunatną substancją ilasto-dolomityczną (utwory poziomu anhydrytu dolnego), występuje warstwa półprzezroczystego halitu równokrystalicznego, oddzielona do leżącego wyżej halitu różnokrystalicznego 10-centymetrową warstwą szarobieskiego anhydrytu drobnosparytowego (anhydryt śródsolny). W dolnej części anhydryt jest bezteksturalny, a powyżej równolegle smugowany.

Ponad tymi utworami, aż do środkowej części profilu występują szarobeżowe hality typu rytmitów. Są one zbudowane z 2–3 typów strukturalnych soli: warstw soli równokrystalicznej (typ A), zwykle cechujących się delikatną równoległą, faliście zaburzoną laminacją skupieniami anhydrytu, warstw soli różnokrystalicznej (typ B) z częstymi kryształami halitu ze śladami budowy zonalnej oraz warstw pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej (typu C), spękanych i plastycznie ugiętych, ze śladami „laminacji wewnętrznej” (Czapowski, 1986). Spąg niektórych warstw ma charakter erozyjny. W omawianym odcinku profilu występują grubsze (1–4 mm)

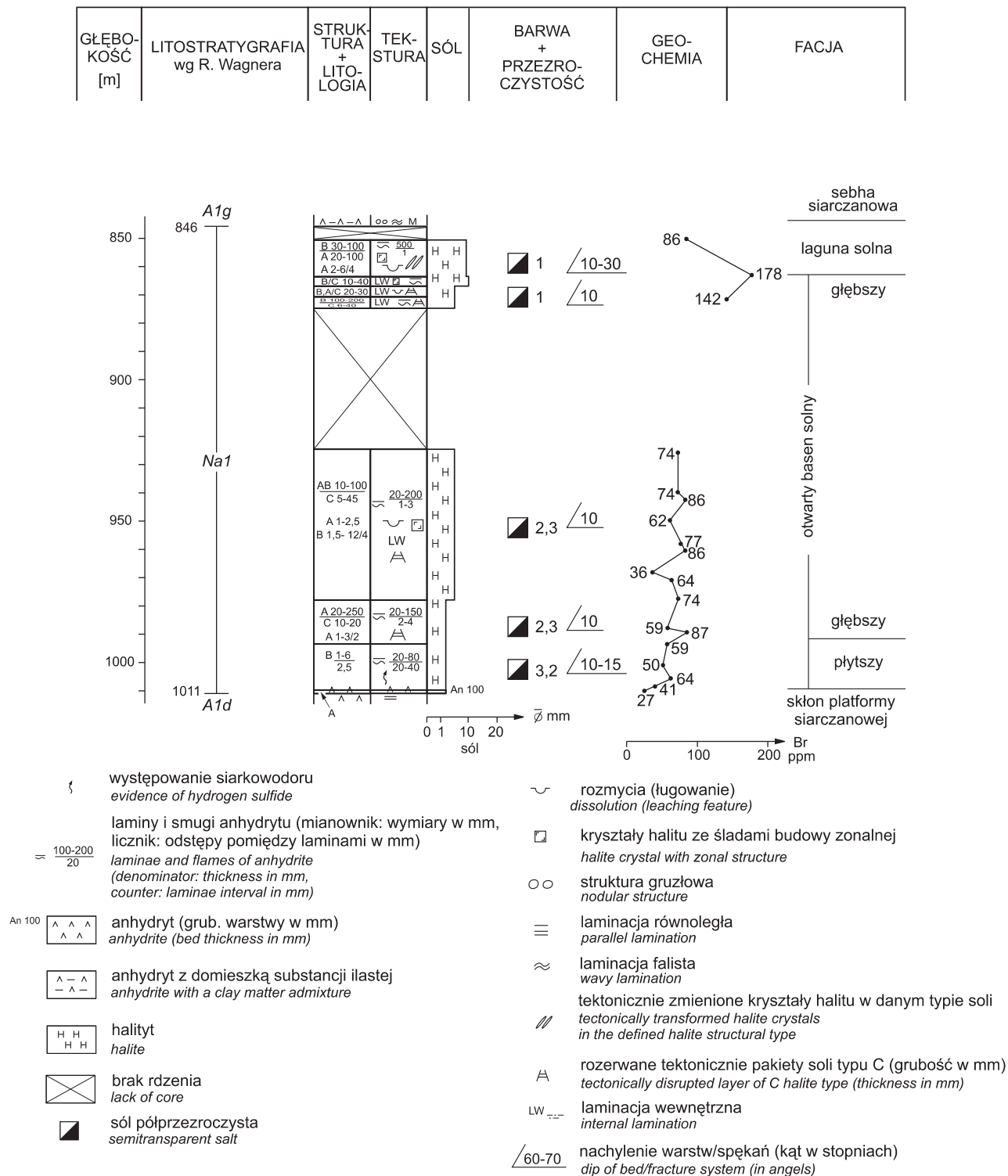
laminy anhydrytu, często plastycznie zaburzone, zwykle w obrębie soli typu A i B. Nachylenie laminacji i pakietów soli sięga 10–15°.

Tabela 18

Zawartość bromu i skład mineralny w próbkach punktowych z utworów solnych cechsztynu (najstarsza sól kamienna)

Br kontent and mineral composition of point samples in Zechstein salts (Oldest Halite)

Głębokość [m]	NaCl [%]	Brom [ppm]	Anhydryt [%]
851,0	100,00	86	śl.
864,2	100,00	178	śl.
872,7	98,90	142	1,1
926,9	98,90	74	1,1
940,9	98,40	74	1,6
944,0	100,00	86	<1,0
951,0	100,00	62	śląd
958,8	100,00	77	<1,0
961,9	96,00	86	4,0
969,0	100,00	36	<1,0
972,0	100,00	64	<1,0
978,1	100,00	74	<1,0
989,3	96,50	59	3,5
990,6	100,00	87	<1,0
994,8	98,00	59	2,0
1001,7	94,20	50	5,8
1007,0	97,60	64	2,4
1009,1	96,40	41	3,6
1010,8	98,20	27	1,8



**Fig. 31. Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny utworów solnych cechsztynu
(z danymi geochemicznymi i interpretacją środowisk powstania ewaporatów)**

Typy strukturalne soli kamiennej: A – sól równokrystaliczna (średnica kryształów halitu od-do/średnia w mm), B – sól różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu od-do/średnia w mm), C – pierwotna sól wielokrystaliczna warstwowa; A 20-250/C 10-20 – rytmit typów strukturalnych soli (grubość warstw soli w mm), M – skała bezteksturalna („masywna”); barwa skały: 1 – biała, 2 – szara, 3 – beżowa

Synthetic lithological-strctural section of Zechstein salts
(including geochemical data and interpetation of evaporitic enviroments)

Halite structural types: A – monomorphic halite (crystal diameter: min-max/average in mm), B – heteromorphic halite (crystal diameter: min-max/average in mm), C – primary giant bedded halite; A 20-250/C 10-20 – rhythmite of halite structural types (bed thickness in mm); M – structureless; rock colour: 1 – white, 2 – grey, 3 – beige

W górnym rdzeniowanym odcinku profilu serii solnej, dolne 11 m buduje białawy halit o charakterze rytmu, złożonego z typów soli B i C, z powierzchniami erozyjnymi, laminacją anhydrytem, kryształami halitu ze śladami budowy zonalnej oraz śladami „laminacji wewnętrznej” w obrębie warstw soli C. Wyżej nie pojawia się już sól typu C, zastąpiona przez warstwy soli równokrystalicznej (typ A). Występują kryształy halitu przebudowane tektonicznie. Laminacje anhydrytu i warstwy soli są nachylone pod kątem 10–30°.

Ponad solą, z luką w rdzeniu, zalega szaroniebieski anhydrit drobnosparytowy, w dolnej części bezteksturalny („masowy”), wyżej smugowany faliście brunatną substancją ilasto-dolomityczną, przechodzący ku górze w anhydrit o strukturze gruzłowej (utwory poziome anhydrytu górnego A1g).

Zawartość bromu (tab. 18, fig. 31) w dolnej części omawianego profilu soli zmienia się w granicach 40–70 ppm, maksymalnie osiągając wartość 87 ppm. Najniższy udział bromu (27 ppm) stwierdzono w spągu serii solnej. Wyższe zawartości (142–178 ppm) stwierdzono w górnej części profilu solnego, ale w samym stropie udział bromu ponownie gwałtownie spada do 86 ppm. Oznaczone wartości są dość typowe dla morskich chlorków cyklotemu PZ1 cechsztynu w Polsce (Tomassi-Morawiec, 2001; Tomassi-Morawiec i in., 2009), zaś odnotowany w spągu serii solnej wyjątkowo niski udział bromu rejestruje strącanie osadu z pierwszej solanki chlorkowej w basenie ewaporatowym. Poza halitem głównym składnikiem soli jest anhydrit, pojawiający się w zmiennej ilości – od śladowej do 4%.

Zaobserwowane struktury i tekstury anhydritów i soli oraz zmiany zawartości bromu, będące wskaźnikami zmian zasolenia w basenie ewaporatowym, pozwalają określić śro-

dowisko depozycji badanych ewaporatów. Stropowa część utworów poziomego anhydrytu dolnego (A1d) powstała zapewne na skłonie platformy siarczanowej, która rozwinęła się na zachodnim skłonie syneklizy perybałtyckiej podczas wczesnej fazy rozwoju basenu ewaporatowego cyklu PZ1 (Peryt, 1994; Peryt i in., 1992). W „chlorkowym” (solanki osiągnęły stan nasycenia dla halitu) okresie jego rozwoju powstała omówiona seria solna, w warunkach otwartego basenu solnego ze swobodną cyrkulacją solanek i ich głębokościowym rozwarstwieniem (pojawienie się soli typu C z „laminacją wewnętrzną” – Czapowski, 1986, 1987). W tych warunkach fluktuacje zasolenia rejestrowały bardziej znaczące dopływy do basenu świeżych wód z otwartego zbiornika na Niżu Polskim, w spągowej partii profilu prowadzące nawet do zmiany reżimu chemicznego i okresowego osadzenia siarczanów (warstwa anhydrytu śródsolnego). Stopniowy regionalny wzrost stężenia solanki w basenie uwidacznia się w górnej części profilu serii solnej, ale wypełnienie zbiornika nagromadzonym osadem doprowadziło do jego wyraźnego spłycenia i przemiany głębokiego otwartego zbiornika w system lagun solnych, z bardziej ograniczoną wymianą solanek o różnym stężeniu (Czapowski, 1987; Peryt i in., 1992). Na okres ten przypada powstanie stropowej partii soli, pozbawionej cech głębokowodnych, a zarazem wykazującej wyraźny spadek koncentracji solanek, zapewne wskutek rosnącego oddziaływania wód opadowych. Utwory poziomego anhydrytu górnego (A1g), przykrywające sole, powstały zapewne w środowisku panwi w obrębie sebhys siarczanowej (Mellvin, 1991; Peryt, 1991; Kendall, 1992), która rozwinęła się na miejscu wcześniejszych lagun solnych i pływów siarczanowych.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA MIKROFACJALNA, PETROGRAFICZNA I DIAGENEZA OSADÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO

Wstęp

Podstawę analizy petrograficzno-mikrofacjalnej stanowiły obserwacje 24 płytek cienkich w mikroskopie optycznym, polaryzacyjnym, w świetle przechodzącym i odbitym.

Profil mikrofacjalny zamieszczony na figurze 32 skonstruowano na podstawie badań własnych autorki oraz wcześniejszych niepublikowanych analiz petrograficznych i mikrofacjalnych wykonanych przez T. Piątkowskiego oraz opisów makroskopowych rdzenia wiertniczego (R. Wagner). Odmiany mikrofacjalne badanych osadów węglanowych sklasyfikowano używając nazewnictwa Dunhama (1962), spolszczonego przez Jaworowskiego (1987a); korzystano z obszernej literatury (publikowanej i archiwalnej) autorstwa m.in. Gąsiewicza, Peryta, Piątkowskiego, Wagnera oraz Wichrowskiej (2008), dotyczącej zagadnień depozycyjnych i diagenetycznych osadów dolomitu głównego na wyniesieniu Łęby. Na tablicy fotograficznej zamieszczono 3 zdjęcia różnych odmian mikrofacjalnych, z zaznaczeniem głównych składników (ziarnowych i mułowych), oraz relacji między mineralnymi,

wskazujących na rodzaj i zakres przeobrażeń diagenetycznych (fig. 33).

Badane osady dolomitu głównego (Ca₂) w profilu Darżlubie IG 1 mają miąższość 10,6 m, występują na głęb. 817,4–828,0 m i są wykształcone w facji dolomitowej.

Charakterystyka mikrofacjalna i petrograficzna osadów dolomitu głównego

Najniższa część osadów dolomitu głównego (głęb. 827,5–828,0 m) leży bezpośrednio na anhydrycie górnym wykształconym w facji siarczanowej (anhydrit) z cienkimi przewarstwieniami dolomitowego madstonu i niewielką domieszką materiału klastycznego (kwarcu i minerałów ilastych). Kontakt pomiędzy Ca₂ a A1g jest przejściowy, a w przyspągowej części osadów dolomitu głównego pojawiają się gruzłowe skupienia anhydrytu (opis makroskopowy rdzenia – R. Wagner) oraz dolomity (masywne, zrekrystalizowane) i biolaminoidy, przewarstwione cienkimi laminami i smugami substancji ilastej i klastycznej (fig. 32). Akrecja mikrobialna

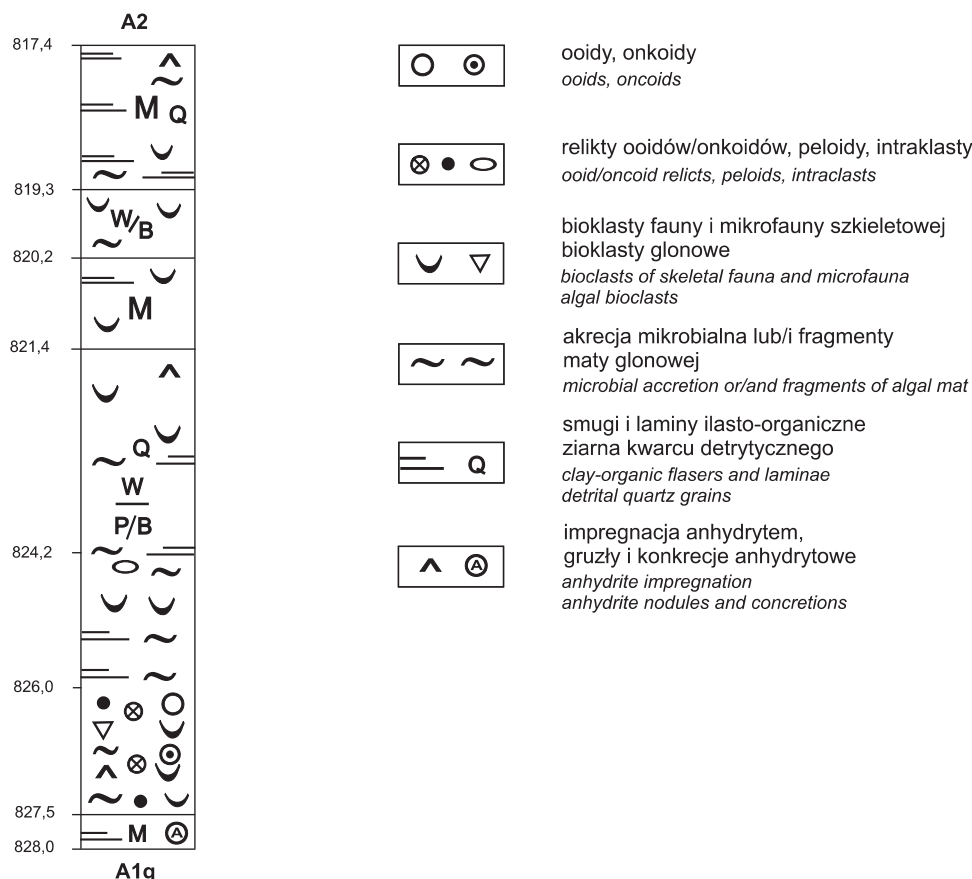


Fig. 32. Profil mikrofacjalny osadów dolomitu głównego

A1g – anhydryt górny, A2 – anhydryt podstawowy; M – madston, B – bandston, W – wakston, P – pakston, W/B – przewarstwienia wakstonu z bandstonem, $\frac{W}{P/B}$ – przejście wakstonu w pakston/bandston

Microfacies section of the Main Dolomite

A1g – Upper Anhydrite, A2 – Basal Anhydrite; M – mudstone, B – boundstone, W – wackestone, P – packestone, W/B – interbeds of wackestone with boundstone, $\frac{W}{P/B}$ – transition from wackestone to packestone/boundstone

objawia się występowaniem pojedynczych smug i lamin węglowych, nieregularnie wnikaających w mikrosparytowy osad dolomitowy.

Kontakt ostry zaznaczony zmianą facji z madstonowo-biolaminoidowej na fację ziarnistą (ooidowo-peloidowo-bioklastyczną) pojawia się na głęb. 827,5 m; występują tu relikty ooidowo/onkoidowe, ciemne, grudkowe formy peloidalne, liczna fauna małżowa i pojedyncze ślimaki. Osad ziarnowy i organodetrytyczny są w znacznym stopniu rozpuszczone, a próżnie zabudowane przez minerały siarczanowe (polihalit i anhydryt).

W środkowej części profilu (głęb. 821,4–827,5 m) występują zazębiające się facje: w górnej części omawianego kompleksu osadów pojawiają się:

1. Wakstony z bioklastami fauny szkieletowej, przewarstwiane osadami mułowymi (dolomity) i wkładkami marglistymi ze zmienną ilością materiału klastycznego (głęb. 821,4–824,2 m);

2. Pakstony/bandstony organodetrytyczne przewarstwione materiałem mikrobialnym (głęb. 824,2–826,0 m);
3. Pakstony ziarniste: ooidowo/onkoidowo-peloidowe z bioklastami fauny małżowej i glonowej (głęb. 826,0–827,5 m).

Wakstony (1) i pakstony organodetrytyczne (2) (głęb. 821,4–826,0 m) są zbudowane z:

- mikrosparytowego tła skalnego dolomitowego, impregnowanego przez ciemną, węglistą materię organiczną; laminy i smugi ilasto-węgliste z rozproszonym kwarcem frakcji pyłowej, muskowitem stanowią cienkie przewarstwienia i impregnacje w tej serii osadów;
- biolaminatów, zbudowanych z ciągłych, płaskich lub lekko falistych lamin stromatolitowych (cyjanobakteryjnych); w obrębie biolaminatów występują macerały alginowe (pogłonne skupienia nisko przeobrażonej materii organicznej) w formie smug i łódeczkowatych laminek (o barwie żółto-pomarańczowo-czerwonej), inkrustowanych czarną substancją węglistą (fig. 33A);

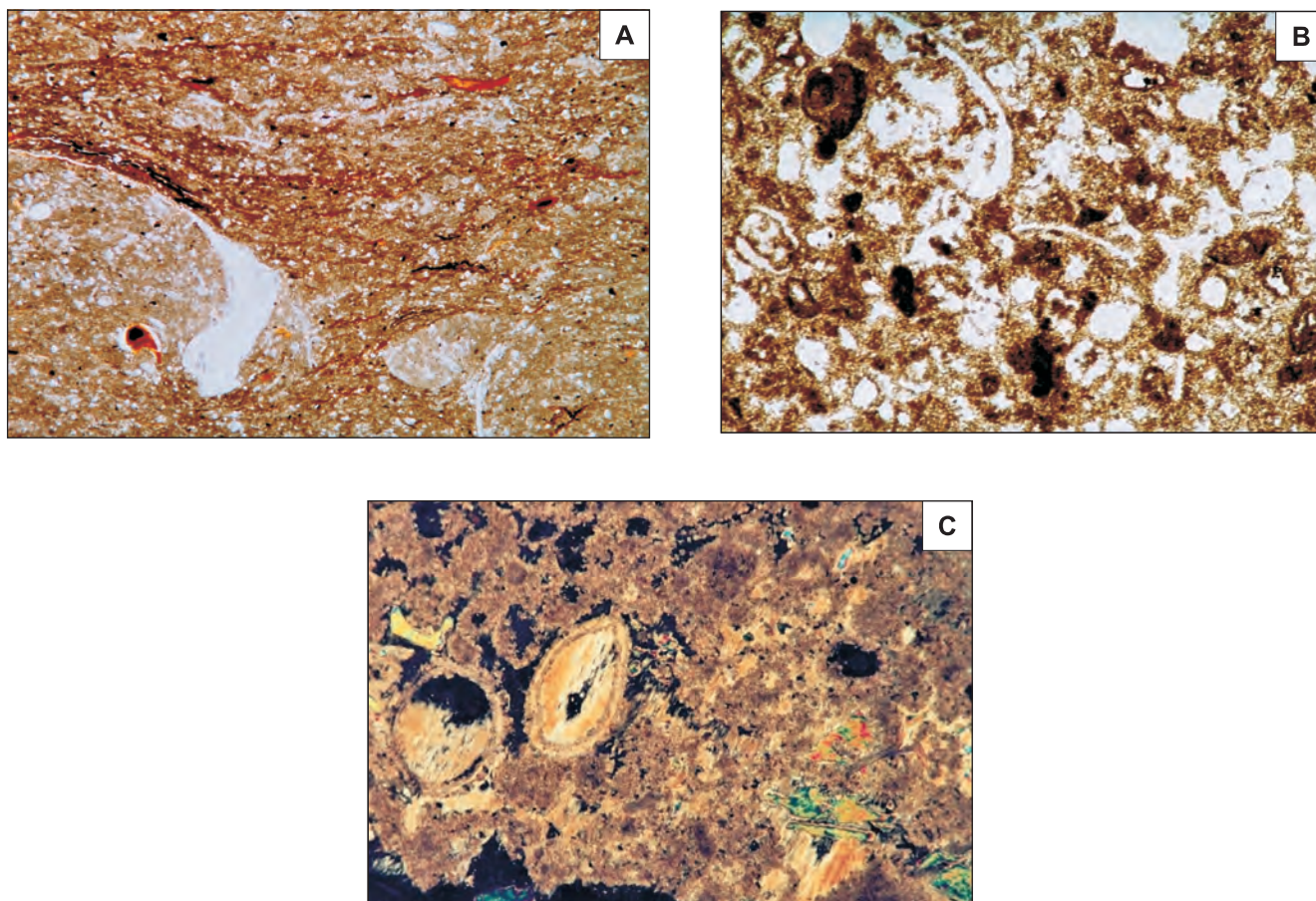


Fig. 33. **A.** Biolaminite, deformacje splayowe; widoczne pomarańczowo-czerwono-żółte zabarwienie słabo dojrzałej materii organicznej (alginity), żółto zabarwione drobne ziarna apatytu; w obrębie biolaminitu obecne intraklasty osadu mułowego (madstonu); białe plamki – rozproszone ziarna kwarcu pyłowego; czarne drobne kuleczki rozsiane w tle skalnym – drobnodetrytyczny, wczesnodiaogenetyczny piryt; biała plama – anhydryt (A); głęb. 824,2 m, pow. $\times 20$, bez analizatora. **B.** Pakston peloidowo-organodetrytyczny; obecna fauna małżowa, grudki glonowe, ziarna agregacyjne (peloidalne), złożone z kulistych form o rozmiarach 50–80 μm (strzałka); w obrębie cementu polihalitowego widoczny anhydryt; głęb. 826,2 m, pow. $\times 40$, nikole skrzyżowane. **C.** Roztrawiony pakston ooidowo/onkoidowy; w centrach ziaren obleczonych i laminach korteksu występuje cement polihalitowy i anhydrytowy; pory wewnątrz ziarnowe są puste lub zabudowane przez minerały solne (?halit); głęb. 826,6 m, pow. $\times 50$, nikole skrzyżowane

A. Biolaminite, flow deformations; orange-red-yellow colouration of wealdy mature organic matter (alginate) is visible; yellow – fine apatite grains; mud infradasts (mudstone) within biolaminite; white spots – dispersed silt-size quartz grains; small black balls distributed in groundmass – finely detrital early diagenetic pyrite – white patch-anhydrite; depth 824.2 m, $\times 20$, without analyzer. **B.** Peloidal-organodetrital padestone; mollusc fauna, algal pellets, aggregate (peloidal) grains composed of spherical forms (50–80 μm , arrow) are visible; anhydrite within polyhalite cement; depth 826.2 m, $\times 40$, crossed nicols. **C.** Etched ooid/onkoid padstone; polyhalite and anhydrite cement in cores of coated grains and cortex laminae; intragranular pores are empty or filled with salt minerals (halite); depth 826.6 m, $\times 50$, crossed nicols

- elementów szkieletowych, reprezentowanych głównie przez faunę małżowa, małżoraczki, w mniejszym stopniu ślimaki i otwornice; biodetryt jest w znacznym stopniu rozpuszczony, mechanicznie rozkruszony i częściowo zrekrytalizowany; w tej formie wydaje się być znacząco wkomponowany w mikrosparytowe tło skalne.

Pakstony (3) ooidowe/onkoidowe i peloidowe z przewarstwieniami mikrobialnymi na głęb. 826,0–827,5 m są zbudowane z:

- ziaren obleczonych, ooidów rzeczywistych (prostych), o średnicach średnio 0,20 mm (max. 0,5 mm), prawdopodobnie wielopowłokowych (zachowana jest relikto-wa koncentryczna laminacja); ziarna najczęściej mają

kształt nieregularny (rzadziej są kuliste); w obrębie lamin koncentrycznych często obserwuje się cement anhydrytowy albo polihalitowy; ooidy powierzchniowe obserwowane są rzadko, niektóre z nich mają charakter onkoidów lub grudek glonowych, o czym mogą świadczyć: faliste obrosty, nieregularne kształty (amebowate, czasami z wypustkami pierzastymi) oraz zatarcie wewnętrznej mikrostruktury;

- elementów szkieletowych (małże, małżoraczki i ślimaki); bioklasty są pokruszone, roztrawione, a próżnie zabudowane polihalitem, anhydrytem lub minerałami fosforanowymi;
- form peloidalnych o różnej wielkości i kształcie; peloidy stanowią często agregacyjne skupienia zbudowane

z kulistych form przypominających komórki planktoniczne glonów zielonych (?*prasinofitów*) lub ich cysty (fig. 33B), grudek groniastych z naskorupieniami lub cienkimi obrostami nitkowatych cyjanobakterii, ciemnych grudek mułowych (kryptokrystalicznych), które mogą być węglistymi produktami dekompozycji materii organicznej (sapropelowo-humusowej).

W górnym fragmencie profilu (głęb. 817,4–821,4 m) występuje osad mułowy przedzielony 0,9-metrową warstwą wakstonu z fauną i mikrofauną szkieletową na głęb. 819,3–820,2 m; wakston jest oddzielony od leżącego wyżej madstonu 10-centymetrową warstwą osadu mikrobialnego, o charakterze zrekrytalizowanej maty grudek. W tej części profilu znacząco maleje ilość materiału terygenicznego, pory zabudowuje anhydryt/gips (?polihalit), ale nie ubywa organodetrytu: małże, otwornice jednoseryjne z dobrze zachowanymi komorami są częściowo wypełnione tlenkami i ?wodorotlenkami żelaza, czasami pirytem.

Główne składniki petrograficzne opisywanych osadów to allochemy, ziarna terygeniczne oraz cementy. Allochemy są reprezentowane przez bioklasty, ooidy/onkoidy, peloidy i w niewielkim stopniu przez intraklasty. Z bioklastów liczne są fragmenty muszli małży, małżoraczków i ślimaków; podrzędnie obserwuje się otwornice. Wokół bioklastów występują nikiłe zarysy cementu mikrytowego, utworzonego w wyniku życiowej działalności bakterii i organizmów drążących; często pojawiają się obrosty cyjanobakteryjne (sinicowe) i naskorupienia glonowe.

Glonowy biodetryt obok peloidów i bioklastów szkieletowych pełnił znaczącą rolę w wakstonach i pakstonach ziarnisto-organodetrytycznych, ale ze względu na znaczny stopień dezintegracji, jest w osadzie trudno rozpoznawalny. Wydaje się prawdopodobne, że procesy wczesnodiagenetyczne, głównie mechaniczne kruszenie i rozpuszczanie węglanowych glonów i bioklastów szkieletowych (kalcytowych i aragonitowych), oraz produkty dekompozycji materii organicznej (sapropelowo-humusowej) współtworzą sparytowane tło skalne. Próżnie obserwowane w osadzie ziarnisto-peloidalnym mają różne formy: kuliste, eliptyczne, rogalikowate (po muszlach małży), ale też wiele z nich ma nieregularny kształt, a obrzeża są strzępiaste (fig. 33B, C). W większości przypadków próżnie są zabudowane przez polihalit i anhydryt, czasami pozostają puste albo zabudowane minerałami solnymi. Anhydryt mógł utworzyć się w procesie przeobrażenia polihalitu (obserwuje się wrostki anhydrytu w polihalicie); dobrze wykształcony tabliczkowaty anhydryt jest późniejszy.

Ziarna obleczone (ooidy/onkoidy) są w znacznym stopniu rozpuszczone, zarówno powłoki korteksu, jak również ich centra; próżnie wypełnia polihalit lub pozostają one puste albo zabudowane halitem w późnym stadium przemian diagenetycznych.

Intraklasty mają stosunkowo niewielki udział w budowie mikrostrukturalnej osadów. Są to najczęściej fragmenty mułowe (madston) lub drobne fragmenty biolaminatów, które przemieściły się podczas deformacji spływowych o małej skali (fig. 33A).

Materiał terygeniczny, głównie kwarc frakcji pyłowej, jest na ogół dobrze wysortowany, półobtoczony, rzadziej ostrokrawędzisty, co może świadczyć o dość odległej drodze transportu, zwłaszcza że brak jest w składzie ziarnowym mniej odpornych na transport minerałów (takich jak skalenie), a są blaszki muskowitu. Podrzednym składnikiem są minerały nieprzezroczyste, głównie tlenki i ?wodorotlenki żelaza, rzadziej siarczki (piryt), które impregnują bioklasty lub pojawiają się w smugach biolaminitowych; pirit najczęściej jest obserwowany w formie drobnych kuleczek w osadach mikrobialnych, stanowiąc prawdopodobnie produkt uboczny podczas dekompozycji materii organicznej, i rozsiany w osadzie łącznie z sapropelem.

W obrębie całego profilu permu, a zwłaszcza w jego dolnej części (począwszy od głęb. ok. 823,0 m do końca profilu) obserwuje się znaczne ilości materii organicznej; we fragmentach biolaminitowych i w partiach osadów mułowych (madstonach, w mniejszym stopniu) materia organiczna występuje w formie żyłek alginitowych i przemazów bitumicznych, obserwowanych w płytkach cienkich w świetle przechodzącym i we fluorescencji w barwach pomarańczowo-rdzawo-żółtych (fig. 33A). Materia organiczna jest nisko przeobrażona.

W tej serii osadów obserwuje się często występowanie minerałów fosforytowych (żółto zabarwione w płytce cienkiej, ziarniste formy), przechodzących przez różne stadia w procesie apatytyzacji (przeobrażenia molekuł organicznych w fazę mineralną, o mniej lub bardziej uporządkowanej strukturze, zbliżonej do apatyty) od kolofonu do węglanowo-fluorowego apatyty (frankolit).

W badanych osadach pojawiają się nikiłe, delikatne zarysy cementów obwódkowych na bioklastach i peloidach o niejednoznacznej genezie, częste są cienkie obrosty cyjanobakteryjne (sinicowe) i związane z nimi cementy mikrytowe; prawie nie obserwuje się cementów druzowych, które mogłyby zabudowywać (do wewnątrz) rozpuszczone ziarna, elementy szkieletowe lub pustki roztrawione w obrębie mikrosparytowego tła skalnego (fig. 33A, C). Wypełnienie tych próżni polihalitem musiało odbywać się w stosunkowo wczesnym etapie (tuż po rozpuszczeniu obiektów), skoro uniemożliwiło wykształcenie węglanowych cementów druzowych.

Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne modyfikujące analizowane osady permskie z profilu Darżlubie IG 1 wydają się być ściśle związane z rozkładem facjalnym i reprezentują przede wszystkim procesy synsedymentacyjne i wczesnodiagenetyczne.

Podstawowy zespół procesów diagenetycznych, które zachodziły w warunkach synsedymentacyjnych i wczesnego pogrzebienia był następujący:

1. Wstępna lityfikacja i stabilizacja luźnych mułów wapiennych oraz stosunkowo wczesne wymieszanie pierwotnego materiału z bardzo drobnymi i bardziej stabilnymi mineralogicznie elementami, utworzonymi w wyniku: (a) procesu neomorfizmu agradacyjnego (w tym przemiany polimorficznej aragonitu i kalcytu magnezowego w kalcyt); (b) dekompozycji materii organicznej, prowadzącej do powstania sapro-

pelu i pirytu oraz (c) mechanicznego rozkruszenia i biologicznej mikrytyzacji mikroorganizmów szkieletowych i glonów. Wszystkie wymienione procesy, wzajemnie się ząbające, łącznie z (przynajmniej częściową) dolomityzacją materiału, doprowadziły prawdopodobnie do uformowania obecnie obserwowanego spoiwa/cementu, które w pakstonych/wakstonych peloidalno-organodetrytycznych ma często charakter „kaszy” (fig. 33B).

2. Rozkład i przeobrażenie materii organicznej (głównie mikroorganizmów planktonicznych) w warunkach znacznego zasolenia zbiornika, prowadzące do pojawienia się macerałów alginowych w obrębie pojedynczych i luźno rozmieszczonych w osadzie warstewek biolaminowych (stromatolitów cyjanobakteryjnych) i pojawienia się w tym kompleksie osadów niewielkich przemazów bitumicznych.

3. Rozpuszczanie mniej odpornych na chemiczne trawienie elementów organogenicznych i centralnych fragmentów ziaren obleczonych (ooidów/onkoidów) prowadzące do powstania próżni (porowatość formowa i moldyczna); znaczna część tych pustek jest zabudowana polihalitym, anhydrytem (fig. 33B, C).

4. Częściowa dolomityzacja tła skalnego i allochemów przez krążące w porowatym osadzie wody porowe (solanki), wspomagana znacząco przez rozkład materii organicznej.

5. Cementacja węglanowa jest rozwinięta w niewielkim stopniu. Znaczne fluktuacje wód zbiornika oddziaływały hamująco na rozwój cementów obwódkowych i druzowych, ale być może nowopowstałe cementy tego typu miały charakter niestabilny i były szybko usuwane, pozostały natomiast wcześnie cementy mikrytowe, powstałe w wyniku życiowej działalności glonów i cyjanobakterii (sinic).

6. Cementy klastyczne, głównie kwarcowe, cementy fluorytowe, apatytowe są obserwowane sporadycznie. Cementy siarczanowe – polihalitytowe i anhydrytowe – są powszechne i wypełniają większość dostępnych próżni w osadzie.

Procesy związane z głębszym pogrzebaniem (kompakcja, stylolityzacja, szczelinowacenie, pirytyzacja, późna anhydrytyzacja i halityzacja) zaznaczyły się w niewielkim stopniu.

Być może procesy dolomityzacji (i redolomityzacji) odbywały się kilkakrotnie (Peryt, 1986) i najważniejsze, ostateczne stadium dolomityzacji dokonało się dopiero na etapie późnej, głębokiej diagenety. Problem ten w odniesieniu do osadów z profilu Darżlubie IG 1 pozostaje otwarty.

Środowisko sedymentacji i diagenety

Analizowane osady dolomitu głównego w profilu Darżlubie IG 1 są wykształcone w facji przybrzeżnej płytkiego zbiornika morskiego, na stosunkowo łagodnym stoku (rodzaj rampy). Stanowią one utwory facji mieszanej, węglano-siarczanowo-terygenicznego.

Sekwencja mikrofacjalna ma charakter płytkowodnych osadów platformowych, osadzanych blisko brzegu, o stosunkowo jednolitym wykształceniu mikrofacjalnym.

Początek transgresji fazy Ca² wyznaczają płytkowodne facje spągowe (biolityty algowe z pasemkami materiału terygenicznego, gruzłami anhydrytowymi i nieliczną fauną małżową). Tego typu sedymentacja ma charakter krótkotrwały, bezpośrednio powyżej ostrego kontaktu (na głęb. 827,5 m) leżą pakstony ziarniste, peloidalne i organodetrytyczne, wzbogacone w faunę szkieletową i bioklasty glonowe, a powyżej tych osadów pojawia się kompleks osadów mułowych i mikrobialnych z bioklastami fauny i mikrofauny szkieletowej, materiałem terygenicznym (głównie kwarc frakcji pyłowej) i ilasto-organicznym (saproelowo-humusowym), co wskazuje na różną intensywność prądową.

Z uwagi na ogólnie spokojną depozycję badanych osadów (mułowo-mikrobialną), brak jednoznacznych oznak spływania zbiornika w rejonie Darżlubia. Można sadzić, że kompleks ziarnistych i organodetrytycznych pakstonych utworzył się w wyniku lokalnej redepozycji (zrzutu) wyżej energetycznych osadów sąsiadujących z rejonem Darżlubia i jako taki utworzył się tam na wtórnym złożu.

W miarę postępu transgresji (środkowa i górna część profilu), udział elementów ziarnistych jest niewielki, pojawiają się laminy ilasto-organiczne (węgliste), przewarstwione osadem mikrobialnym (cyjanobakteryjnym), pokruszone i rozwleczone elementy maty mikrobialnej grudkowej? (819,4 m) oraz zespoły otwornic płózących, co wskazuje na środowisko płytkie, ale chronione od depozycji prądowej. Częste fluktuacje wód spowodowały dopływ materiału terygenicznego (głównie kwarcu frakcji pyłowej) i uwęglonej substancji organicznej (saproelowej i humusowej).

Znaczna ilość materii organicznej obecna w osadzie mułowym, niezlifyfikowanym, ulegając dekompozycji już na etapie syndementacyjnym i stosunkowo wczesnej diagenety, mogła lokalnie obniżać zasadowość wód, stwarzając dogodne warunki do roztrawiania ziaren i bioklastów oraz rozpuszczania mniej odpornych fragmentów tła skalnego. Równocześnie silnie zasolone środowisko sprzyjało formowaniu cienkich warstewek mikrobialnych (biolaminowych), a lokalne nisze umożliwiały formowanie peloidów.

Częsta wymiana wód otwartych na wpływy bardziej natlenionej części zbiornika morskiego prowadziła do osiedlania się mikroorganizmów, głównie małży, małżoraczków, otwornic, które to mikroorganizmy wskutek okresowej turbulencji wód ulegały stosunkowo szybkiej dezintegracji. Prawdopodobnie dlatego cementacja węglanowa nie mogła się swobodnie rozwijać, natomiast procesy drażeniowe (endolityczne, bakteryjne i glonowe) i związane z tym powstawanie cementów mikrytowych, a także obrosty i naskorupienia glonowo-cyjanobakteryjne miały dogodne warunki rozwoju. W tych warunkach (z jednej strony znacznego zasolenia wód, a z drugiej otwartości na wpływy otwartego morza) następowała przynajmniej częściowa dolomityzacja i jednocześnie wypełnianie wolnych przestrzeni przez polihality (który ma w swym składzie oprócz jonów siarczanowych również potas i magnez) zamiast gipsu/anhydrytu lub magnezytu.

TRIAS

Grzegorz PIENKOWSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil triasu z otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 oparto na archiwalnym opisie Szyperko-Teller (1974), do którego wprowadzono nowy podział litostratygraficzny, zinterpretowano środowiska sedimentacyjne oraz zasadniczo zmieniono położenie dolnej granicy triasu, przesuwając ją o prawie 90 m w górę. Należy zaznaczyć, że rdzeniowanie otworu wiertniczego na odcinku triasu (zwłaszcza triasu górnego) było bardzo fragmentaryczne, tak więc wyróżnienie poszczególnych jednostek litostratygraficznych jest niepewne. Nie uzyskano też żadnych danych biostratygraficznych. Profil triasu w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 charakteryzuje się bardzo znacznymi lukami, przy czym stosunkowo najpełniej jest wykształcony wczesny trias, który trwał najkrócej. Świadczy to o znacznej subsydencji w tej epoce w porównaniu ze środowiskowym triasem (którego brak) i późnym, który trwał aż ok. 34 mln lat.

Trias dolny jest wykształcony stosunkowo najpełniej; obejmuje kolejno od najniższej do najwyższej formację bałtycką, pomorską i półczyńską.

Formacja bałtycka (głęb. 525,5–698,5 m) to znacznej większości utwory mułowcowo-heterolityczne z wkładkami wapieni oolitowych, reprezentujące dobrze rozpoznane w sąsiednich regionach facje lagunowo-zatokowe dolnego indu (griesbachu) – (Pieńkowski, 1991). Obecność *Conchostraca* (muszloraczków) świadczy o znacznym wysłodzeniu wód (wody oligohalinowe do słodkowodnych). Odróżnia to rejon Darżlubia od większości obszaru basenu wczesnego griesbachu w Polsce, w którym pojawia się także fauna otwornic i małżów, aczkolwiek również i tam brak jest organizmów stenohalinowych. Basen wczesnego griesbachu w rejonie obecnej Zatoki Gdańskiej był niewątpliwie bardzo wysłodzony. Od leżących niżej utworów permskich, osadzonych w środowisku śródlądowym typu playa, oddziela je powierzchnia transgresji, korelowanej z początkiem griesbachu (Pieńkowski, 1991). Z powodu braku ciągłego rdzenia nie jest jasna dokładna pozycja powierzchni transgresji, przypuszczalnie przebiega ona na głęb. 698,5 m. Choć tylko z pewnym prawdopodobieństwem, można przyjąć że wyraźna zmiana facjalna na tej głębokości może odpowiadać tej bardzo istotnej granicy korelatywnej występującej w całym basenie polskim

(Pieńkowski, 1991). Na tej podstawie przyjęto, że początek facji wapieni oolitowych leżącej nad mułowcami z siarczananami środowiska typu sebha wyznacza jednocześnie granicę systemów triasowego i permskiego.

Formacja pomorska (głęb. 462,5–525,5 m) jest reprezentowana przez mułowce i iłowce pochodzenia lagunowego (przeważające w górnej części formacji) oraz bardziej piaszczystą dolną część. Z dolnej części uzyskano 5 m rdzenia (ceglastoczerwony, masywny piaszowiec). Jest to najprawdopodobniej kompleks rzeczno-deltowy. Wiek formacji można określić na przełom indu i oleneku (diener–najniższy smit).

Formacja półczyńska (głęb. 452,5–462,5 m) stanowi zwykle miąższy kompleks piaszczysty, podrzędnie mułowcowy, z którego w profilu Darżlubie zachowało się zaledwie 10 m (w tym tylko 0,8 m rdzenia). Przez analogię regionalną można przyjąć, że są to utwory równi aluwialnej klimatu półsuchego z dominacją utworów korytowych. Formacja półczyńska odpowiada wiekowo smitowi (niższemu olenkowi).

Przy próbie korelacji stratygraficznej niewielkich zachowanych fragmentów profilu częściowo można się odnieść do pełniej wykształconego i lepiej rdzeniowanego profilu otworu wiertniczego Słupsk IG 1 (Pieńkowski, 2007), w którym w triasie górnym wydzielono warstwy zbąszyneckie i jarkowskie wieku noryckiego. Na podstawie tego podobieństwa w triasie górnym w profilu Darżlubie IG 1 można warunkowo wyróżnić warstwy zbąszyneckie (odpowiednik serii lęborskiej). Należy jednak pamiętać, że kompleks ten (prawie w całości określony na podstawie karotazu) może reprezentować wiele ogniw triasu górnego, teoretycznie wieku od późnego lądynu po noryk. Około 1 m rdzenia uzyskanego z głęb. 450,0–457,0 m reprezentuje najprawdopodobniej piaszczyste utwory korytowe rzek (zapewne okresowych); obecność konkrekcji węglanowych może świadczyć o suchym klimacie i obecności kalkretowych poziomów pedogenicznych typu *caliche*. Klasty mułowe wskazują na erozję utworów ła-
sto-mułowcowych równi zalewowej oraz na bardzo krótki, gwałtowny transport osadu.

W profilu Darżlubie IG 1 nie stwierdzono osadów wapienia muszlowego.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 utwory jury występują na głęb. 250,0–367,0 m. Zostały one przewiercone bezrzedniowo. Analiza krzywych geofizycznych, próbek okruchowych oraz uzyskanej z nich mikrofauny, a także korelacji regionalnych z pobliskimi głębokimi otworami wiertniczymi wskazuje, że utwory te są reprezentowane przez siliklastyczne osady batonu i keloweju (jura środkowa) oraz wapienie oksfordu (jura górna). W podłożu utworów jurajskich występują skały piaskowcowe wydzielone jako warstwy zbąszynieckie. Prawdopodobnie wiekowo reprezentują one wczesny trias (pstry piaskowiec środkowy) (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Stwierdzona tu luka stratygraficzna jest obserwowana na całym obszarze zachodniej części synkliny perybałtyckiej. W odcinku jurajskim brak osadów ma charakter pierwotny i jest wynikiem przewagi procesów denudacyjnych nad sedymentacyjnymi we wczesnej oraz starszej środkowej jurze. Również w stropie wapieni oksfordu jest obecna luka stratygraficzna. Młodsze utwory jurajskie zostały usunięte w wyniku procesów denudacyjnych na przełomie jury i kredy oraz we wczesnej kredzie. Powyżej w profilu występują cenomańskie utwory ilasto-mułowcowe z glaukonitem.

Jura środkowa

Profil jury środkowej otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 jest typowy dla wschodniego skłonu wyniesienia Łeby. Reprezentują go utwory piaskowcowe i mułowcowe batonu oraz keloweju. Łączna miąższość tych utworów wynosi 75 m.

BATON

Baton ?dolny, ?środkowy. W najniższym odcinku profilu (głęb. 361,0–367,0 m) występują piaskowce różnoziarniste ze żwirkiem, jasnoszare. Odpowiadają one „serii lądowej” wydzielanej na obszarze niecki pomorskiej. Seria ta została stwierdzona tylko w niektórych otworach odwierconych na synklinie perybałtyckiej (np. Żarnowiec IG 1) (Dayczak-Calikowska, 1976).

Baton górny. W wyżej położonym odcinku profilu, na głęb. 355,0–361,0 m, jest obecny pakiet skał mułowcowych o miąższości 6 m. Utwory te należy zapewne korelować z tzw. „serią mułowców dolnych” (Dadlez i in., 1976). Według Dayczak-Calikowskiej (1977) reprezentuje ona podpoziom *Paroecotraustes heterocostatus* poziomu *Oxycerites orbis*. W środkowym odcinku (głęb. 340,0–355,0 m) krzywe geofizyczne ponownie wskazują na obecność skał piaskowcowych. Odpowiadają one „serii piaszczystej ze śladami rozmyć”. W górnym odcinku (głęb. 329,5–340,0 m) stwierdzono piaskowce zailone oraz piaskowce, przykryte w stropie

4-metrowym kompleksem ilastym. Ta część profilu odpowiada „serii mułowców górnych”. Obie te serie Dayczak-Calikowska (op. cit.) zalicza do podpoziomu *Oxycerites orbis* poziomu *Oxycerites orbis*. Mikrofauna uzyskana z próbek okruchowych na głębokości 350–367 m, wskazuje na ich późnobatoński wiek (Smoleń, ten tom).

KELOWEJ

Kelowej dolny reprezentują piaskowce wydzielone na podstawie krzywych geofizycznych na głęb. 306,0–329,5 m. W próbkach okruchowych pobranych z tej głębokości dominują mułowce i łupki pochodzące z wyższej części profilu. Stwierdzony w próbkach żwirek kwarcowy sugeruje, że piaskowce keloweju dolnego są gruboziarniste. Podobne piaskowcowe wykształcenie wykazują równowiekowe osady w profilach otworów wiertniczych zachodniej części synkliny perybałtyckiej: Kościerzyna IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1982), Hel IG 1 (Ryll, 1986) oraz Żarnowiec IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1976).

Kelowej środkowy i górny tworzą utwory ilasto-mułowcowe obecne na głęb. 296,0–306,0 m. Na podstawie próbek okruchowych można stwierdzić, że są to w dużej mierze mułowce margliste, z wkładkami muszłowców oraz ooidami żelazistymi. W łożach stwierdzonych w dolnym odcinku występują kongregacje piaszczysto-syderyticzne. Wykształcenie keloweju górnego nie odbiega od obserwowanego w profilach zachodniej części synkliny perybałtyckiej (Dadlez i in., 1976). Utwory te reprezentują dolny odcinek formacji Łyny (Wagner red., 2008).

Powyżej, na głęb. 292,0–296,0 m, występuje warstwa piaskowców, prawdopodobnie chlorytowych. Ich przynależność wiekowa nie jest jednoznaczna. Dembowska (1977) w profilu Bytów IG 1 zaliczyła piaskowce chlorytowe do oksfordu dolnego. Jednak zastosowała ona podział oksfordu *sensu polonico*, według którego poziom *Quenstedtoceras lamberti* był zaliczany do najniższego oksfordu. Obecny podział, zgodny z podziałem europejskim, umieszcza ten poziom w najwyższym keloweju. Mikrofauna pochodząca z tego odcinka profilu otworu wiertniczego Bytów IG 1 została opisana przez Bielecką (1977) jako dolnooksfordzka. Kilka lat temu Smoleń (2000) dokonała rewizji biostratygrafii otwornicowej pogranicza jury środkowej i górnej na obszarze synkliny perybałtyckiej. Gatunki charakteryzujące dolny odcinek kompleksu piaskowcowego w profilu Bytów IG 1 zostały przez nią wskazane jako diagnostyczne dla poziomu otwornicowego *Lenticulina tumida*, reprezentującego górny kelowej (w nowym ujęciu). Jedynie wyższy odcinek tego kompleksu charakteryzują otwornice typowe dla dolnego oksfordu.

Ze względu na małą miąższość odcinka piaskowcowego w omawianym profilu Darżlubie IG 1 oraz brak rdzenia, cały ten kompleks zaliczono do keloweju.

W próbkach okruchowych pobranych w interwale głęb. 295–350 m stwierdzono mikrofaunę kelowejską (Smoleń, ten tom). Ponieważ mikrofauna ta pochodzi z próbek okruchowych, należy się spodziewać niekiedy znacznego przesunięcia granic poszczególnych pięter w dół, nawet o kilkadziesiąt metrów.

Jura górna

Utwory jury górnej nawiercone w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 na głęb. 250,0–292,0 m reprezentują jedynie oksford. Ich łączna miąższość wynosi 42,0 m.

W dolnym odcinku (głęb. 281,0–292,0 m) są to iłowce i mułowce, ku górze przechodzące w mułowce piaszczyste i piaskowce zailone. Utwory te tworzą górny odcinek formacji Łyny. Są to utwory charakterystyczne dla całego obszaru

syneklizy perybałtyckiej (Dadlez i in., 1976). Mikrofauna stwierdzona w próbkach okruchowych z tego odcinka profilu wskazuje na oksford dolny (Smoleń, ten tom).

Wyższy odcinek profilu jest zbudowany z wapieni piaszczystych z ooidami (głęb. 265,0–281,0 m) oraz wapieni organodetrytycznych ze szczątkami koralów, małży i ramienionogów (głęb. 250,0–265,0 m). Utwory te reprezentują formację Brdy (Dembowska, 1979). W profilu Darżlubie IG 1 nie można wyróżnić formacji Chociwla występującej zazwyczaj na obszarze syneklizy perybałtyckiej pomiędzy formacją Łyny i Brdy (np. Hel. 1, Jastarnia. 1 – Niemczycka, 1986). Ani w próbkach okruchowych, ani na karotażu nie stwierdzono obecności piaskowców chlorytowo-żelazistych o zielonej barwie, charakteryzujących tę formację. Prawdopodobnie jej odpowiednikiem wiekowym są wapienie piaszczyste z ooidami występujące w dolnym odcinku formacji Brdy.

Mikrofauna stwierdzona w próbkach okruchowych pobranych z głęb. 250–280 m określa wiek tych osadów na najwyższy oksford dolny–najniższy oksford górny (Smoleń, ten tom).

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH OSADÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Jura środkowa

W otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 osady jury środkowej obejmują interwał profilu z głęb. 292,0–367,0 m. Wyodróżnione serie osadowe jury środkowej leżą transgresywnie nad osadami triasu. Materiał do badań mikropaleontologicznych, który pochodzi z próbek okruchowych (materiały archiwalne PIG-PIB), pobranych w odstępach pięciometrowych, jest niewystarczający do przeprowadzenia szczegółowej analizy biostratygraficznej i precyzyjnego określenia wieku poszczególnych serii osadowych jury środkowej. Jednak na podstawie zmienności zespołów otwornicowych w badanym odcinku profilu Darżlubie IG 1 można z dużym prawdopodobieństwem wyróżnić osady batonu górnego i keloweju.

Leżące na głęb. 350,0–367,0 mułowce i piaskowce z detrytem fauny i szczątkami zwęglonej flory pochodzą prawdopodobnie z batonu górnego. Z wyżej wymienionego interwału przeanalizowano pod względem mikropaleontologicznym próbki pobrane z następujących głębokości: 365,0; 360,0; 355,0 i 350,0 m. Zawierają one nieliczne i źle zachowane otwornice, takie jak: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina munsteri* (Roemer), *L. cf. helios* (Terquem) oraz *Haplophragmoides* sp. Ponieważ w zespole tym nie stwierdzono charakterystycznych gatunków kelowejskich, obecność takich taksonów jak *Epistomina parastelligera* (Hofker) i *Lenticulina cf. helios* (Terquem) wskazuje na osady batonu górnego. Reprezentują one prawdopodobnie młodszy baton górny, gdyż obecność wymienionych gatunków otwornic w osadach na Niżu Polskim jest notowana dopiero od końca batonu górnego (Bielecka, Styk, 1981).

Obserwując zmiany w zespołach otwornicowych można sądzić, że osady leżące na głęb. ok. 295,0–350,0 m należą już

do keloweju. Wydzielenie poszczególnych podpięter keloweju na podstawie mikrofauny jest w przypadku profilu Darżlubie IG 1 bardzo utrudnione, ze względu na niewielką liczbę gatunków charakterystycznych oraz fakt, że zostały one opisane z próbek okruchowych. Próbkę pochodzącą z niższej części badanego interwału, z głęb. 335,0–345,0 m, zawierają ubogie pod względem liczby osobników i różnorodności gatunków asocjacje otwornicowe. Są wśród nich taksony, które pojawiają się w keloweju dolnym i są znane z całego keloweju (Bielecka i in., 1980; Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2000). Należą do nich taksony *Lenticulina tumida* (Mjatliuk) i *Lenticulina catascopium* (Mitjanina). Oprócz wymienionych gatunków występują także formy o dłuższych zasięgach stratygraficznych, np.: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina mosquensis* Uhlig, *L. munsteri* (Roemer) i *L. helios* (Terquem), a także inne z rodzajów: *Dentalina*, *Lagena*, *Epistomina*, *Trocholina* i *Nodosaria*. Z powodu braku otwornic typowych dla keloweju górnego w próbkach pobranych na głęb. 335,0–345,0 m można jedynie przypuszczać, że osady z tego interwału pochodzą z keloweju dolnego.

Leżące wyżej margle i mułowce margliste z domieszką rozproszonych w nich oolitów żelazistych, głównie limonitowych, zawierają dość urozmaicone pod względem taksonomicznym zespoły otwornic. Gatunki typowe dla utworów keloweju górnego pojawiają się w profilu na głęb. 330,0 m i zostały rozpoznane także w próbkach pobranych z głęb. 295,0–330,0 m. Taksony, które pojawiają się w keloweju górnym, to: *Citharinella moelleri* (Uhlig) (fig. 34 E), *Lenticulina lithuanica* (Brückmann) (fig. 34 H), *Epistomina elschankaensis* Mjatliuk, *Ichtyolaria cf. supracallowiensis* (Wiśniowski) (fig. 34 F) czy *Pachyphloides glandulinoides* (Wiśniowski). Oprócz nich w utworach keloweju górnego występują inne

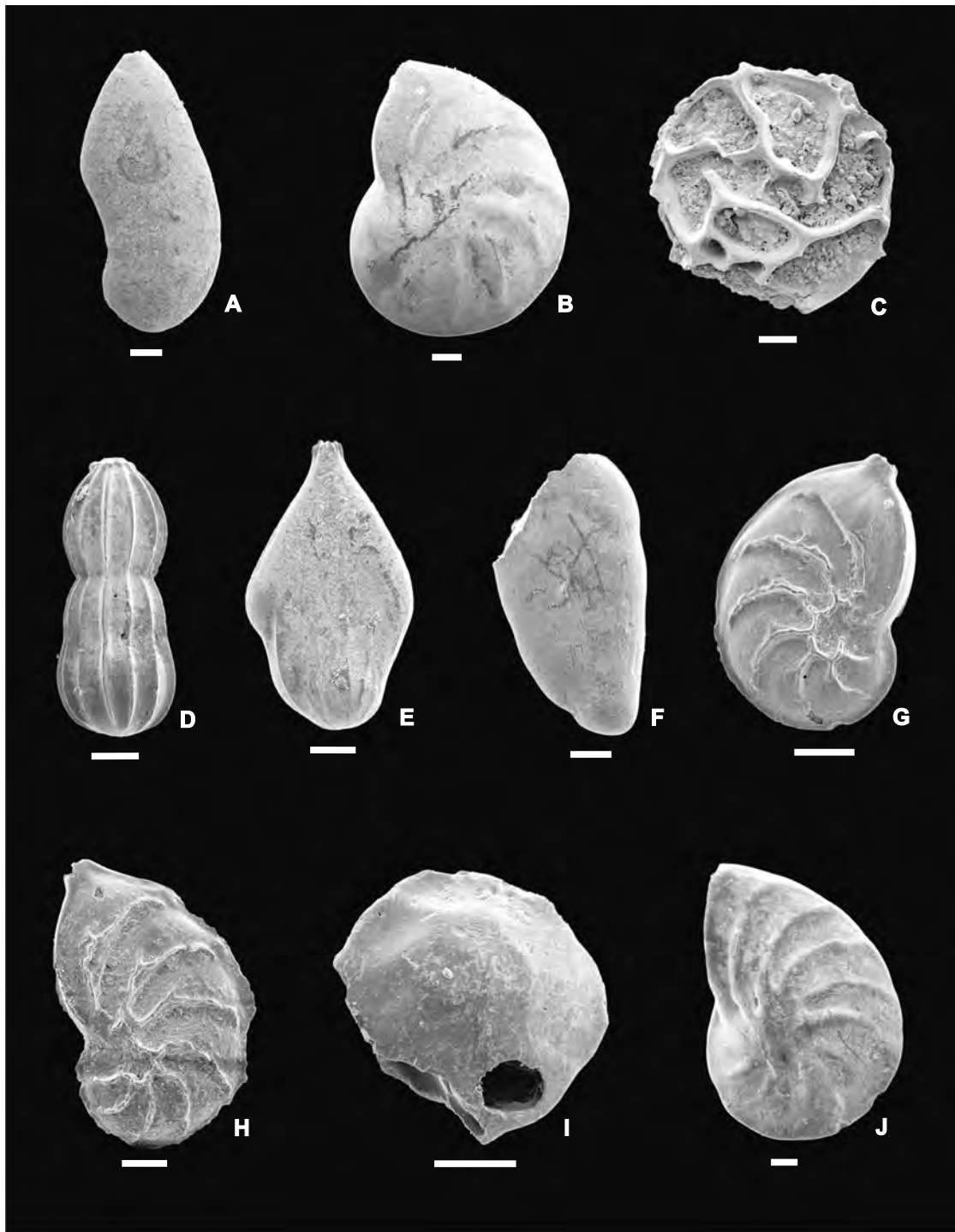


Fig. 34. Charakterystyczne otwornice jury środkowej (skala liniowa – 100 μ m)

A. *Astacolus* cf. *hybridus* (Terquem); głęb. 320,0 m, kelowej górny. **B.** *Lenticulina tumida* (Mjatliuk); głęb. 320,0 m, kelowej górny. **C.** *Lenticulina mosquensis* Uhlig; głęb. 325,0 m, kelowej górny. **D.** *Nodosaria mutabilis* Terquem; głęb. 320,0 m, kelowej górny. **E.** *Citharinella moelleri* (Uhlig); głęb. 325,0 m, kelowej górny. **F.** *Ichtyolaria* cf. *supracalloviensis* (Wiśniowski) – okaz uszkodzony; głęb. 325,0 m, kelowej górny. **G.** *Lenticulina quenstedti* (Gümbel); głęb. 325,0 m, kelowej górny. **H.** *Lenticulina lithuanica* (Brückmann); głęb. 315,0 m, kelowej górny. **I.** *Epistomina parastelligera* (Hofker) – okaz uszkodzony; głęb. 320,0 m, kelowej górny. **J.** *Lenticulina catascopium* (Mitjanina); głęb. 310,0 m, kelowej górny

The characteristic foraminifers of the Middle Jurassic (scale bar – 100 μ m)

A. *Astacolus* cf. *hybridus* (Terquem); depth 320.0 m, Upper Callovian. **B.** *Lenticulina tumida* (Mjatliuk); depth 320.0 m, Upper Callovian. **C.** *Lenticulina mosquensis* Uhlig; depth 325.0 m, Upper Callovian. **D.** *Nodosaria mutabilis* Terquem; depth 320.0 m, Upper Callovian. **E.** *Citharinella moelleri* (Uhlig); depth 325.0 m, Upper Callovian. **F.** *Ichtyolaria* cf. *supracalloviensis* (Wiśniowski) – specimen damaged; depth 325.0 m, Upper Callovian. **G.** *Lenticulina quenstedti* (Gümbel); depth 325.0 m, Upper Callovian. **H.** *Lenticulina lithuanica* (Brückmann); depth 315.0 m, Upper Callovian. **I.** *Epistomina parastelligera* (Hofker) – specimen damaged, depth 320.0 m, Upper Callovian. **J.** *Lenticulina catascopium* (Mitjanina); depth 310.0 m, Upper Callovian

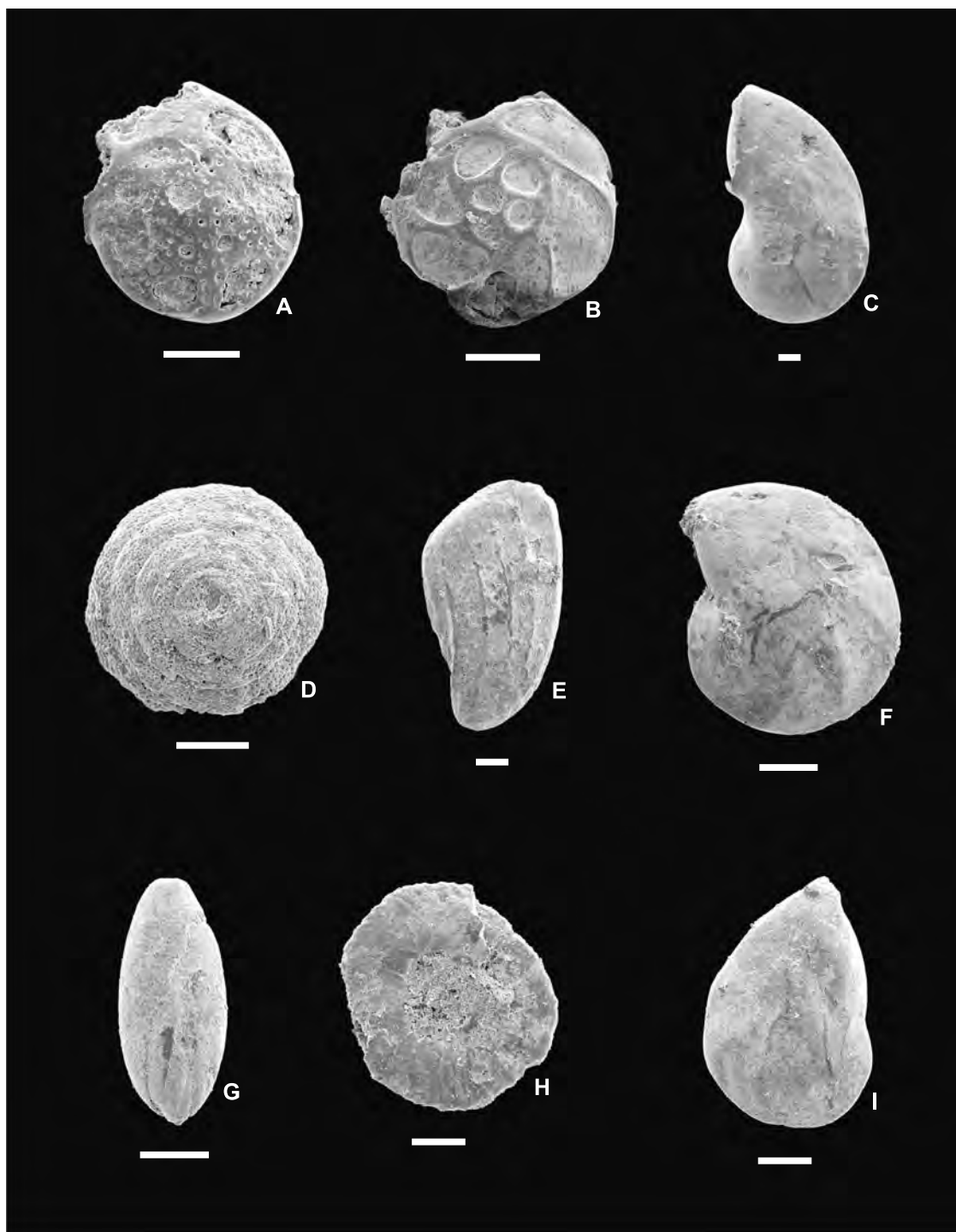


Fig. 35. Charakterystyczne otwornice jury górnej (skala liniowa – 100 μm)

A. *Epistomina uhligi* Mjatluk; głęb. 290,0 m; oksford dolny. **B.** *Epistomina volgensis* Grigelis; głęb. 290,0 m, oksford dolny. **C.** *Astacolus* sp.; głęb. 290,0 m, oksford dolny. **D.** *Trocholina nodulosa* Seibold; głęb. 290,0 m, oksford dolny. **E.** *Citharina* cf. *flabellata* (Gümbel); głęb. 265,0 m; oksford. **F.** *Lenticulina* cf. *tumida* (Mjatluk); głęb. 290,0 m, oksford dolny. **G.** *Eoguttulina oolithica* (Terquem); głęb. 255,0 m, oksford. **H.** *Trocholina* sp. (strona brzuszna); głęb. 265,0 m, oksford. **I.** *Lenticulina* sp.; głęb. 260,0 m, oksford.

The characteristic foraminifers of the Upper Jurassic (scale bar – 100 μm)

A. *Epistomina uhligi* Mjatluk; depth 290.0 m, Lower Oxfordian. **B.** *Epistomina volgensis* Grigelis; depth 290.0 m, Lower Oxfordian. **C.** *Astacolus* sp.; depth 290.0 m, Lower Oxfordian. **D.** *Trocholina nodulosa* Seibold; depth 290.0 m, Lower Oxfordian. **E.** *Citharina* cf. *flabellata* (Gümbel); depth 265.0 m, Oxfordian. **F.** *Lenticulina* cf. *tumida* (Mjatluk); depth 290.0 m, Lower Oxfordian. **G.** *Eoguttulina oolithica* (Terquem); depth 255.0 m, Oxfordian. **H.** *Trocholina* sp. (ventral side); depth 265.0 m, Oxfordian. **I.** *Lenticulina* sp.; depth 260.0 m, Oxfordian

gatunki otwornic o dłuższych zasięgach stratygraficznych, powszechnie spotykane w profilu całego keloweju, takie jak: *Pseudolamarckina plana* Bielecka et Styk, *P. rjasanensis* (Uhlig), *Lenticulina okroajanzi* Mjatiuk, *L. mosquensis* Uhlig (fig. 34C), *L. tumida* (Mjatiuk) (fig. 34B), *L. quenstedti* (Gümbel) (fig. 34G), *Epistomina parastelligera* (Hofker) (fig. 34I), *Nodosaria mutabilis* Terquem (fig. 34D), *Astacolus* cf. *hybridus* (Terquem) (fig. 34A), *Trocholina conica* (Schlumberger) i *Lenticulina catascopium* (Mjatiuk) (fig. 34J). Pozostałe gatunki otwornic zachowane fragmentarycznie należą do rodzajów: *Astacolus*, *Dentalina*, *Lagena*, *Spirillina* i *Nubecularia*. Wyżej opisany zespół otwornic jest charakterystyczny dla poziomu otwornicowego *Lenticulina tumida*, który został wyróżniony na obszarze syneklizy perybałtyckiej dla osadów keloweju górnego w granicach poziomów amonitowych *Kosmoceras duncani* i *Quenstedtoceras lamberti* (Smoleń, 2000). Zespoły otwornic z osadów keloweju górnego w profilu Darżlubie IG 1 są zubożone pod względem liczby gatunków i osobników w stosunku do asocjacji znanych ze środkowej i północnej części syneklizy perybałtyckiej. Wykazują także cechy wysortowania i pokruszenia, świadczące o występowaniu w płytkiej strefie basenu morskiego.

Jura górna

Utwory jury górnej w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 zostały przewiercone bezrdzeniowo. Osady wyróżnione na podstawie danych geofizyki otworowej na głęb. 250,0–292,0 m zaliczono do oksfordu. Ich miąższość wynosi ok. 42 m. Są to w dolnej części profilu piaskowce i mułowce z okruchami wapieni, przechodzące w wapienie detrytyczno-onkoidowe i wapienie jasnoszare ze szczątkami koralii (Modliński, red., 1974).

Z wymienionego interwału głębokości do badań mikropaleontologicznych przekazano jedynie 8 próbek, co jest liczbą niewystarczającą do przeprowadzenia szczegółowej analizy biostratygraficznej. Materiał mikropaleontologiczny jest ubogi zarówno pod względem taksonomicznym, jak i ilościowym. Dodatkowo stan zachowania mikrofauny nie zawsze pozwala na dokładną identyfikację gatunkową i dlatego uściślenie biostratygrafii serii osadowych oksfordu na podstawie mikrofauny jest znacznie utrudnione. Zmiana i następstwo wyróżnionych zespołów mikrofauny w badanym profilu potwierdza jednak obecność osadów oksfordu dolnego i środkowego.

Z badanych osadów, obejmujących interwał głęb. 280,0–292,0 m, analizę mikropaleontologiczną przeprowadzono dla dwóch próbek pochodzących z głęb. 290,0 i 285,0 m. Próbkę te zawierają zespoły otwornic, które wskazują na dolnooksfordzki wiek tej serii osadowej. Gatunkami wskaźnikowymi dla oksfordu dolnego są tu otwornice: *Epistomina volgensis* Grigelis (fig. 35B) i *E. uhligi* Mjatiuk (fig. 35A). Ponadto w badanych próbkach występują nielicz-

ne gatunki znane z osadów keloweju górnego, takie jak: *Lenticulina* cf. *tumida* (Mjatiuk) (fig. 35F), *L. parastelligeta* (Hofker) czy *L. munsteri* (Roemer). Odnótowano także obecność gatunku *Trocholina nodulosa* Seibold (fig. 35D), który ma szeroki zasięg stratygraficzny, oraz fragmentarycznie zachowane okazy należące do rodzajów: *Astacolus* (*Astacolus* sp. – fig. 35C), *Dentalina*, *Epistomina* i *Nodosaria*. Zbliżone zespoły otwornicowe są charakterystyczne dla niższej części poziomu *Ophthalmidium sagittum* – *Epistomina volgensis*, który został wyróżniony dla osadów oksfordu dolnego w pozostałej części syneklizy perybałtyckiej (Smoleń, 2000).

Ponad osadami oksfordu dolnego, na głęb. od ok. 250,0 do 280,0 m, leży pakiet utworów wapiennych, które zaliczono do oksfordu środkowego i w najwyższej części – prawdopodobnie do oksfordu górnego. Z powodu braku fauny przewodniej osady te wyróżniono głównie na podstawie danych geofizycznych. Z tej części profilu przeanalizowano pod względem mikropaleontologicznym 6 próbek. Większość z nich zawierała pojedyncze okazy otwornic, na ogół źle zachowane i trudne do identyfikacji taksonomicznej. W próbkach pochodzących z osadów wapieni detrytyczno-onkoidowych na głęb. 280,0 i 275,0 m zanotowano występowanie takich gatunków otwornic, jak: *Spirillina tenuissima* (Gümbel), *Astacolus* cf. *varians* (Bornemann) i *Lenticulna* sp. Wymienione wyżej taksony są powszechnie znane z całego profilu oksfordu, stąd precyzyjne określenia wieku osadów na podstawie powyższych próbek jest niemożliwe. Nieco liczniejsze pod względem liczby gatunków i osobników zespoły otwornicowe stwierdzono w próbkach pochodzących z głęb. 270,0 i 265,0 m. Zawierają one takie gatunki, jak: *Trocholina conica* (Schlumberger), *Spirillina tenuissima* (Gümbel), *Astacolus* cf. *varians* (Bornemann), *Trocholina nodulosa* Seibold, *Eoguttulina oolithica* (Terquem) (fig. 35G), *Trocholina* cf. *granulata* Cordey, *Citharina* cf. *flabellata* (Gümbel) (fig. 35E), a także gorzej zachowane okazy z rodzajów: *Spirillina*, *Astacolus*, *Trocholina* (*Trocholina* sp. – fig. 35H), *Lenticulina* (*Lenticulina* sp. – fig. 35I), *Eoguttulina* czy *Soccorhiza*. W następnych dwóch próbkach, pobranych z górnej części profilu, z głęb. 260,0 i 255,0 m, występują podobne zespoły otwornicowe, ale znacznie zubożone pod względem liczby osobników. Zbliżone gatunkowo asocjacje są spotykane w osadach od najwyższego oksfordu dolnego, w oksfordzie środkowym oraz w starszym oksfordzie górnym i są charakterystyczne dla facji wapieni gąbkowych na obszarze Niżu Polskiego (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, 1980; Smoleń, 1998). Jak wynika z analizy mikropaleontologicznej, precyzyjne określenie wieku osadów na głęb. 255,0–270,0 m nie jest możliwe ze względu na zbyt ubogi materiał paleontologiczny. Na podstawie wyróżnionych zespołów otwornic oraz z powodu braku gatunków otwornic charakterystycznych dla oksfordu górnego, można sugerować środkowo-oksfordzki wiek partii profilu z głęb. 255,0–270,0 m.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Darżlubie IG 1 jest zlokalizowany we wschodniej części wyniesienia Łeby. W profilu tego otworu osady kredy górnej występują według pomiarów geofizycznych na głęb. 148,0–250,0 m (102,0 m miąższości). Przewiercono je w większości bezrdzeniowo; wydobyto jedynie dwa rdzenie kontrolne (z utworów turonu–koniaku dolnego – 6,0 m i cenomanu – 7,0 m). Z tego powodu profil litologiczny utworów górnokredowych został odtworzony przez M. Jaskowiak-Schoeneichową głównie na podstawie analizy i opisu próbek okruchowych oraz interpretacji wykresów pomiarów geofizyki otworowej.

Podział stratygraficzny został opracowany przez M. Jaskowiak-Schoeneichową i uaktualniony przez K. Leszczyńskiego na podstawie porównania ze znacznie lepiej poznanym profilem górnokredowym w pełni rdzeniowanego otworu wiertniczego Żelistrzewo IG 1 (fig. 36), odwierconego ok. 4 km na południowy wschód, w którym osady kredy górnej udokumentowano odpowiednimi zespołami mikro- i makrofauny. Przeprowadzono także korelację z sąsiednim, również rdzeniowanym, otworem wiertniczym Połczyn IG 1.

Cały profil kredy górnej jest reprezentowany przez facje deponowane w strefie płytkiego szelfu silikoklastycznego w pobliżu łądu tarczy bałtyckiej, będącego obszarem źródłowym materiału klastycznego transportowanego do basenu późnej kredy z kierunków północnych.

Znaleziona w profilu Darżlubie IG 1 nieliczna makrofauna, oznaczona przez A. Błaszkwiewicza, nie ma żadnego znaczenia stratygraficznego, natomiast wśród mikrofauny oznaczonej przez E. Gawor-Biedową zanotowano obecność form uznawanych za charakterystyczne dla cenomanu i turonu alfa.

Utwory kredy górnej w tej części wyniesienia Łeby leżą na utworach najniższej jury górnej: oksfordu górnego w profilach Darżlubie IG 1 i Połczyn IG 1 oraz oksfordu dolnego w profilu Żelistrzewo IG 1, i są przykryte osadami eocenu górnego. W profilach Połczyn IG 1 i Żelistrzewo IG 1 ponad osadami turonu–koniaku dolnego występuje prawdopodobnie cienka seria osadów kampanu (fig. 36).

Cenoman

Profil litologiczny cenomanu o miąższości 71,0 m to seria utworów silikoklastycznych płytkiego szelfu, reprezentowanych głównie przez piaski kwarcowo-glaukonitowe drobno- i bardzo drobnoziarniste, w dolnej części przechodzące w mulki piaszczyste z przewarstwieniami piasków mulastych. Barwa tych skał jest szara i ciemnoszara, z odcieniem zielonym (zabarwienie glaukonitem). W spągu utworów cenomanu w profilu Żelistrzewo IG 1 M. Jaskowiak-Schoeneichowa stwierdziła występowanie warstwy transgresywnej, którą tworzy piaszowiec różnoziarnisty kwarcowo-glaukonitowy,

zawierający żwir kwarcowy o średnicy do 1 cm i bardzo liczne konglomeraty fosforytów (fig. 36). W otworze Darżlubie IG 1 odcinek ten przewiercono bezrdzeniowo, przy czym wykresy pomiarów geofizycznych nie wskazują na istnienie warstwy piaszczystej z fosforytami. Wśród luźnych piasków partiami występują kilkucentymetrowe wkładki bardzo twardych piaszczystych wapienistych, zaznaczających się na wykresach oporności (PO).

Profil cenomanu w badanym otworze wiertniczym jest typowy dla zachodniej części syneklizy perybałtyckiej i wyniesienia Łeby. W schemacie cykliczności sedimentacji późnej kredy zaproponowanym przez Leszczyńskiego (1997) odpowiada ten odpowiada cyklem K3-II i K3-III, z tym że nie można jednoznacznie stwierdzić, czy są tu reprezentowane obydwa cykle, czy też tylko jeden z nich.

W jednym rdzeniu pochodzącym ze spągowej części cenomanu stwierdzono nieliczną i źle zachowaną faunę małżów *Inoceramus* cf. *crippsi* Mantell, *Spondylus* sp. i *Pecten* (*Syn-cyclonema*) sp.

Wśród mikrofauny zidentyfikowano następujące gatunki: *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *G. baltica* Brotzen, *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen), *L. asterigerinoides asterigerinoides* (Plummer) oraz *Hedbergella planispira* (Tappan), znane zarówno z albu górnego, jak i z cenomanu.

Turon–koniak dolny

Profil turonu–koniaku dolnego w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 ma miąższość 31,0 m (miąższość niepełna, wskutek epigenetycznego usunięcia młodszych osadów). Podobny zapis na krzywych geofizycznych w wielu otworach wiertniczych tego regionu sugeruje, że odcinek ten wykazuje w nich duże podobieństwa litologiczne, co ułatwia korelacje międzyotworowe.

Dolna część profilu, odpowiadająca prawdopodobnie cyklowi K3-IV w schemacie cykliczności sedimentacji Leszczyńskiego (1997), jest reprezentowana przez ilowce ciemnoszare z radiolariami, o niskiej zawartości węgla wapnia.

W otworze Żelistrzewo IG 1 w osadach tych oznaczono otwornice charakterystyczne dla turonu alfa, są to: *Gavelinella tourainensis* (Butt), *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *Praeglobotruncana* cf. *imbricata* (Mornod), *P. oraviensis* Scheibnerova i *Tappanina eouvigeriniformis* (Keller).

W wyższej części profilu, reprezentującej prawdopodobnie już cykl K4-I, występują mulki piaszczyste z glaukonitem, szare, ciemnoszare i ciemnozielone, podługnie tylko mułowce wapieniste. Skały te są miejscami warstwowane poziomo, co jest podkreślone pokrojem dość regularnych płytek. Co interesujące, utwory te są w większości bezwęglanowe. Nie znaleziono w nich także żadnej fauny.

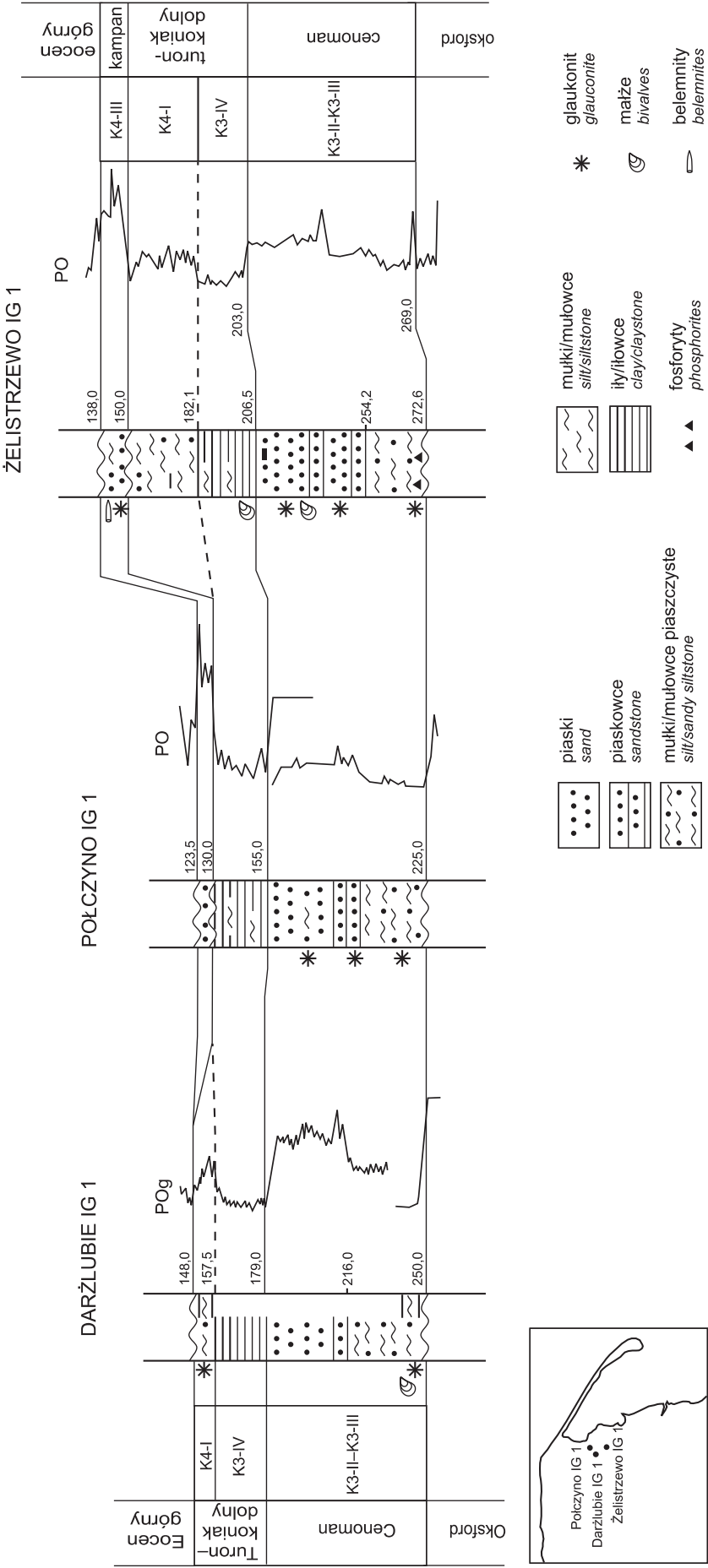


Fig. 36. Korelacja profili kredy górnej w otworach wiertniczych Darżlubie IG 1, Połczyn IG 1 i Żelistrzewo IG 1
Chronostratygrafia i litologia wg M. Jaskowiak-Schoeneichowej (uaktualnione)

Correlation of Upper Cretaceous section in Darżlubie IG 1, Połczyn IG 1 and Żelistrzewo IG 1 boreholes

Chronostratigraphy and lithology after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (updated)

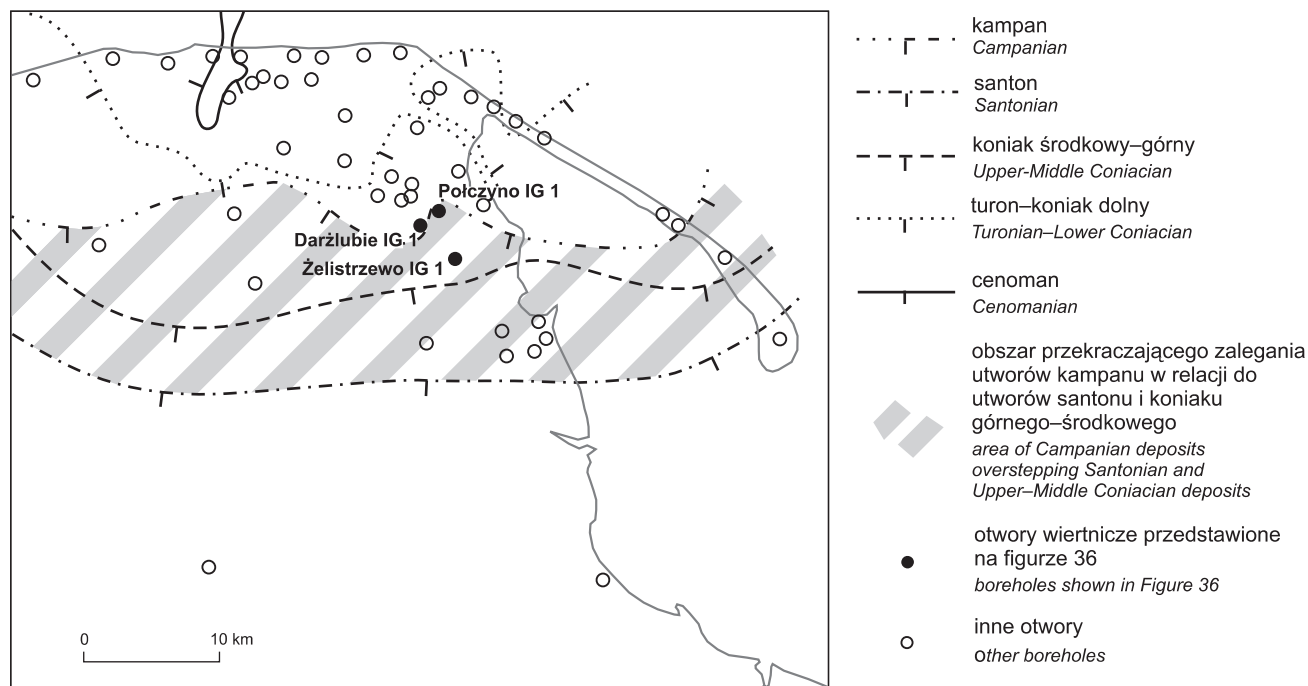


Fig. 37. Zasięgi wybranych pięter kredy górnej we wschodniej części wyniesienia Łeby (wg M. Jaskowiak-Schoeneichowej, uaktualnione przez K. Leszczyńskiego)

Extents of some of Upper Cretaceous stages in eastern part of the Łeba Elevation (after M. Jaskowiak-Schoeneichowa, updated by K. Leszczyński)

Basen sedimentacyjny późnej kredy istniał na tym obszarze po mastrycht (Dadlez i in., 1976; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). Jednak znaczna część profilu (od wyższego turonu do mastrychtu) została usunięta wskutek śród- i pokredowej erozji i obecnie na różnych ogniwach turonu-koniaku dolnego leżą najczęściej osady eocenu górnego. W niektórych profilach (np. Połczyn IG 1 i Żelistrzewo IG 1)

zachowała się jeszcze cienka seria osadów reprezentujących prawdopodobnie kampan. Jak bowiem wynika z analizy regionalnej, na obszarze tym kampan leży przekraczająco w relacji do osadów koniak środkowego-górnego i santonu (fig. 37). Może mieć to związek z eustatycznym podniesieniem się poziomu morza rejestrowanym w późnym kampanie (Hancock, 1989).

Eugenia GAWOR-BIEDOWA, Ewa ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA

BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW KREDOWYCH I PALEOGENSKICH NA PODSTAWIE OTWORNIC

Z osadów kredy i paleogenu z otworu Darżlubie IG 1 zbzdano ogółem 17 próbek (w większości okruchowych). Mimo ograniczonego materiału możliwe jednak było dość dokładne określenie wieku badanych osadów.

Cenoman

Próbka okruchowa z głęb. 250,0 m zawiera dość liczny zespół otwornic w składzie: *Gavelinella intermedia* (Berthelin), *G. белорусска* (Akimez), *Saracenaria bononiensis* (Berthelin), *S. spinosa* Eichenberg, *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova), *Lenticulina* sp. i *Vaginulina* sp. Gatunki te są reprezentowane przez nieliczne okazy. Z innych mikroszczątków są tu włókna inoceramów i koprolity.

Powyższe gatunki otwornic na Niżu Polskim występują w osadach albu górnego i przechodzą do cenomanu (Gawor-Biedowa i in., 1984). Nie wskazują one jednoznacznie na któreś z pięter. Na podstawie obecności *Gavelinella intermedia* (Berthelin) i *Saracenaria bononiensis* (Berthelin) można przypuszczać, że osady z głęb. 250,0 m mogą należeć do najstarszych warstw cenomanu, do otwornicowego poziomu *Gavelinella varsoviensis*, odpowiadającego makrofaunistycznemu poziomowi *Mantelliceras mantelli* (Gawor-Biedowa, 1984). Oba wyżej wymienione gatunki nie przekraczają bowiem górnej granicy tego poziomu. Należy zaznaczyć, że na Niżu Polskim nie prześledzono jeszcze zasięgu występowania charakterystycznego gatunku *Saracenaria spinosa* Eichenberg. Autorka tej pracy notuje jego występowanie w osadach albu górnego i cenomanu dolnego. Jest on cytowa-

ny przez Kaptarenko-Tshernousovą i in. (1979) z osadów dolnokredowych Kaukazu i Krymu. Wspólną cechą gatunków *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova) i *Gavelinella belorussica* (Akimez) jest rozpoczęcie zasięgu występowania w warstwach albu górnego i zanikanie w najstarszych osadach turonu (Gawor-Biedowa, 1972).

Skład zespołu stwierdzony w próbkach rdzeniowych z głęb. 247,0; 243,0 i 240,0 m nie pozostawia wątpliwości, że ta część profilu składa się ze skał wieku cenomańskiego. Najbogatszy zespół otwornic stwierdzono na głęb. 247,0 m. W zespole tym gatunkiem przewodnim dla osadów cenomanu jest *Gavelinella cenomanica* (Brotzen). Towarzyszą mu: *Gavelinella baltica* Brotzen, *Marginulina jonesi* Reuss, *Bilingulogavelinella ornatissima* (Lipnik) oraz *Lingulogavelinella albiensis* Malapris-Bizouard rozpoczynające zasięgi występowania w najmłodszych osadach albu górnego i zanikające w najstarszych warstwach turonu dolnego. *Discorbis altus* Plotnikova opisany z cenomanu Donbasu (Plotnikova, 1976) oraz występujące już w niższej części badanego profilu *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova), a zwłaszcza *Gavelinella intermedia* (Berthelin) i *Saracenaria bononiensis* (Berthelin), jak również *Gavelinella sigmoicosta* (ten Dam) pozwalają zaliczyć badane osady do podpoziomu otwornicowego *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora appenninica*, podobnie jak osady z głęb. 250,0 m. Na głęb. 247,0 m zanotowano również przedstawicieli rodzajów *Vaginulina* sp. i *Lenticulina* sp. (w złym stanie, niepozwalającym na dokładniejszą identyfikację). Charakterystyczną cechą omawianych zespołów jest całkowity brak w nich zarówno otwornic planktonicznych, jak też bentonicznych o skorupkach zlepieńcowatych. Brak tych ostatnich jest zastanawiający, gdyż reziduum składa się z ziaren kwarcu, co znaczy, że w środowisku nie brakowało tego materiału do budowy skorupki. Widocznie brak było innych czynników do rozwoju tej grupy otwornic.

W osadach z głęb. 243,0 i 240,1 m zespół otwornic jest znacznie uboższy niż tych z głęb. 247,0 m. Pojawiają się tu już jednak pierwsi przedstawiciele otwornic planktonicznych reprezentowanych przez *Hedbergella planispira* (Tappan). Na Niżu Polskim jest on związany z osadami albu górnego i cenomanu. W Karpatach zaś wkracza do najstarszych warstw turonu (Gawor-Biedowa i in., 1984). Wspólnymi gatunkami zespołów z omawianych głębokości, obok *Hedbergella planispira* (Tappan), są *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova) i *Lenticulina* sp. Zespół z głęb. 243,0 m jest ponadto wzbogacony o *Discorbis altus* Plotnikova, *Lingulogavelinella albiensis* Malapris-Bizouard, *Gavelinella baltica* Brotzen, *Lagena* sp. Najuboższy zespół z głęb. 240,1 m zawiera jeszcze *Marginulina jonesi* Reuss i *Bilingulogavelinella ornatissima* (Lipnik). Omawianym zespołom towarzyszą liczne mikroskamieniałości (fig. 38). Występujące tu koprolity są zbudowane z glaukonitu, liczne w residuum.

Mimo braku w zespołach otwornic z głęb. 243,0 i 240,1 m gatunków *Gavelinella intermedia* (Berthelin) i *Saracenaria bononiensis* (Berthelin), wyznaczających górną granicę podpoziomu *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora*

appenninica, osady z powyższych głębokości zaliczono do wymienionego podpoziomu.

Turon dolny

Podobnie jak w Karpatach, *Hedbergella planispira* (Tappan) w badanym profilu występuje również w najstarszych warstwach dolnego turonu, o ile próbki okruchowe z otwornicami dolnego turonu nie mają domieszek skał cenomańskich. Na głęb. 220,0 m obok wspomnianej już *Hedbergella planispira* (Tappan) stwierdzono planktoniczny gatunek *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan). Występuje on sporadycznie w osadach cenomanu i osiąga optimum rozwoju w turonie dolnym w podpoziomie *Praeglobotruncana orviensis* poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Podobnie przebiega rozwój notowanej tu *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen). Wchodząca w skład tego zespołu *Gavelinella belorussica* (Akimez), kończy zasięg występowania w najmłodszych warstwach turonu dolnego. Obok otwornic są tu liczne człony liliowców, kolce jeżowców, skorupy małży i koprolity zbudowane z liczne w osadzie glaukonitu.

Skład zespołu otwornic ze skał z głęb. 200,0 m różni się nieco od omówionego powyżej. Nie stwierdzono tu *Gavelinella belorussica* (Akimez), natomiast jest on wzbogacony przez *Dicarinella imbricata* (Mormod), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) i *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa. Pierwszy z wymienionych jest gatunkiem przewodnim dla turonu dolnego. Dwa następne są znane również z niższych pięter. *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), rozpoczynająca zasięg występowania w środkowym cenomanie, optimum rozwoju wykazuje w osadach turonu dolnego i zanika w jego najmłodszych warstwach. Gatunek *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa, opisany pierwszy raz z niecki łódzkiej (Gawor-Biedowa, 1972), występuje na Niżu Polskim od albu górnego do turonu dolnego włącznie (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1984; Revets, 2001). Revets (2001), przeprowadzający rewizję gatunków rodzaju *Gavelinella*, na podstawie zgromadzonych paratypów gatunków z całego świata, w tym także z Polski, potwierdził jego istnienie, podobnie jak innych gatunków opisanych w pracach Gawor-Biedowej (1972, 1992a, b).

W badanej próbce pobranej na głęb. 200,0 m obok otwornic znajdują się również liczne radiolarie, koprolity różnego rodzaju i kształtu zbudowane z glaukonitu oraz mniej liczne zęby i łuski ryb, kolce i płytki jeżowców, a także włókna inoceramów oraz skorupy małży.

Dolnoturońskiego wieku są również osady z głęb. 180,0 i 165,0 m. Na pierwszej z wymienionych głębokości występują jeszcze *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa i *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), na obu zaś *Hedbergella planispira* (Tappan) i *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan). W bardzo ubogim zespole otwornic ze skał z głęb. 165,0 m zanotowano nieoznaczalne skorupki należące do gatunków z rodzaju *Globigerinelloides*.

W próbkach ze skał z powyższych głębokości zanotowano bardzo liczne i różnorodne radiolarie należące do różnych gatunków, a być może i rodzajów oraz koprolity z glaukonitu, kolce jeżowców oraz włókna inoceramów. Wiek skał z inter-

wału 150,1–155,1 m nie został określony z powodu braku otwornic. Residuum ze skał z głęb. 155,1 m składa się w 80% z radiolarii. Występują w nim również zęby i łuski ryb. Pokruszone zęby ryb znaleziono również na głęb. 153,3 i 150,1 m.

W osadach z głęb. 156,0; 152,5 i 151,4 m nie stwierdzono mikrofauny. Residuum tych skał składa się z kwarcu, glaukonitu i miki.

Eocen–oligocen

Na podstawie mikrofauny występującej w próbkach z osadów z głębokości 145,0; 140,0 i 135,0 m (fig. 38) Odrzywolska-Bieńkowa (1974) określiła ich wiek jako pogranicze eocenu i oligocenu.

PALEOGEN I NEOGEN

Jacek KASIŃSKI

WYSTĘPOWANIE UTWORÓW PALEOGENU I NEOGENU W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO DARŻLUBIE IG 1

Profil paleogenu w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1

W otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 występuje jedynie fragment profilu paleogenu – formacji pomorskiej o miąższości 18,0 m; wyższa część profilu paleogenu i neogen uległy zniszczeniu w wyniku erozji plejstoceńskiej.

Przewiercone utwory paleogeńskie nie były rdzeniowane, a podstawę korelacji stratygraficznej stanowiły: próbki okruczowe, wyniki pomiarów geofizyki otworowej i korelacja z pobliskim otworem Żelistrzewo IG 1.

Eocen

Rozwój transgresji środkowoeoceńskiej na przełomie lutetu i bartonu doprowadził w rejonie otworu wiertniczego Darżlubie IG 1 do rozwoju osadów formacji pomorskiej, wykształconych w strefie litoralnej oraz w środowiskach pływowych i deltowych (Jaworowski, 1987b). Są to szarozielone mułowce piaszczyste z glaukonitem oraz iłowce łupkowate z przemazami jasnozielonych piasków glaukonitowych, niekiedy ze żwirkiem kwarcowym i pojedynczymi konkrecjami fosforytowymi, a w wyższej części profilu także z licznymi ziarnami bursztynu (Piwocki, 2004). Osady te budują ogniwo z Połczyna. Są one miejscami wapniste i zawierają nieoznaczalny detrytus fauny mięczaków, ichtnoskamieniałości, szczątki ryb oraz drobne okruczki zwęglonych roślin. Poprzez obszar obecnego Bałtyku, a częściowo poprzez pływiczny archipelagu rozwiniętego na terenie wyniesień wału śródpolskiego, odbywała się ograniczona wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych, przy czym te ostatnie migrowały z południowego wschodu, co wskazuje na połączenie Oceanu Arktycznego i Oceanu Atlantyckiego poprzez baseny Niżu Polskiego i Prypeci (Odrzywolska-Bieńkowa, Pożaryska, 1978). Poprzez obszar dzisiejszej Zatoki Botnickiej z północnej Finlandii istniało zapewne połączenie z Oceanem Arktycznym (Knox i in., 2010), w którego litoralnych częściach, w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej, osadzały się utwory bursztynonośne z ziarnami bursztynu transportowanymi ze wschodniego wybrzeża basenu sedymentacyjnego i rozwlekkanymi następnie przez prądy wzdłużbrzeżo-

we. W utworach tych na obszarze nieodległej Kępy Swarzewskiej występują bogate złoża bursztynu.

Powyżej ogniwa z Połczyna powstał zespół piasków kwarcowo-glaukonitowych z muskowitem i drobnym żwirem kwarcowym, wyróżniany jako ogniwo z Chłapowa (Piwocki, 2004).

Pod koniec eocenu na omawianym obszarze zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które doprowadziły miejscami do zniszczenia stosunkowo cienkich warstw osadów eoceńskich.

Oligocen

Kolejna transgresja postępująca od zachodu w najniższym rupelu rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Buchard, 1978; Odrzywolska-Bieńkowa, Pożaryska, 1978) świadczy o połączeniu omawianego obszaru z basenem zachodniej Europy i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą pływiczną i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (*highstands*) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i górnej. Ciąg progradujących transgresyjnych systemów depozycyjnych rozpoczynają osady formacji mosińskiej dolnej. W spągu formacji występuje często transgresywna warstewka żwirku kwarcowego. Osady formacji mosińskiej dolnej są reprezentowane przez szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek, w spągu ze żwirkiem kwarcowym i konkrecjami fosforytowymi.

Ponad utworami formacji mosińskiej górnej występują brakiczne osady formacji czempińskiej, wykształcone w postaci szarobrazowych piasków mułkowatych, mułków i iłów z przewarstwieniami piasków. Osady te są często laminowane i zawierają liczne struktury bioturbacyjne. Pojawiające się okazjonalnie w dolnej części sekwencji zawęglenia świadczą o lokalnej sedymentacji w środowisku bagiennym (proksymalne partie lagun, bagna nadbrzeżne). Niewielki epizod transgresywny, kończący sedymentację paleogenu w północno-wschodniej Polsce, miał miejsce po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej: drobnoziarniste i mułkowate

piaski kwarcowe z glaukonitem, w spągu ze żwirem kwarcowym, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mułowce piaszczyste z glaukonitem.

Regresję morską na Niżu Polskim wyznacza poziom piasków kwarcowych z glaukonitem, które powstały na pograniczu rupelu i szatu lub w szacie dolnym. Przez pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

Miocen

Najstarsze utwory miocenu, zaliczane do formacji gorzowskiej (vierland i hemmor dolny), powstały w środowisku lądowym, na obszarze równi aluwialnej, gdzie w warunkach skrajnie niskoenerygetycznych osadzały się utwory bardzo drobnodetrytyczne. W starorzeczach powstawały torfy i namuły organiczne.

Leżące wyżej osady formacji krajeńskiej, należące do górnego hemmoru i dolnego reinbeku, powstały w warunkach kontynentalnych na rozległej równinie aluwialnej, na której rozwijały się przybrzeżne bagna i torfowiska węglotwórcze. Zapisem sedimentacyjnym meandrujących traktów fluwialnych są występujące w osadzie soczewy piasków ze żwirem. Spektrum pyłkowe osadów świadczy o ociepleniu klimatu: w wilgotnym klimacie ciepło-umiarkowanym dominowały lasy bagienne i torfowiska zaroślowe, a wyżej położone tereny były zajęte przez mezofilne lasy liściaste ze znacznym udziałem roślin wiecznie zielonych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ważyńska red., 1998). Charakterystycznymi osadami formacji krajeńskiej znanymi z omawianego obszaru są piaski kwarcowe drobnodziarniste i pylaste, szarobrunatne i szare, ze znaczną domieszką muskowitu oraz szarobrunatne piaski pylaste z cienkimi przeławieniami piasku grubodziarnistego i drobnego żwiru kwarcowego oraz z okrucami ksyliotów. Wśród osadów piaszczystych występują przeławienia laminowanych mułków zawęglonych z detrytusem roślinnym, barwy brunatnej lub czarnej, miejscami silnie węglistych, przechodzących w węgle brunatne atrytowe,

często piaszczyste, stanowiące ekwiwalent II pokładu luzyckiego węgla brunatnego, które odsłaniają się w nieodległym klifie chłapowskim. Osady te mają genezę aluwialną i występują zwykle w kilku prostych cyklach sedimentacyjnych.

W górnym reinbeku utworzyły się osady formacji adamskiej, które powstawały na obszarze równi aluwialnej i są wykształcone w postaci drobnodziarnistych szarych piasków kwarcowo-łyszczkowych z wkładkami ilów i mułków węglistych. W piaskach powszechnie występują warstwowania skośne wielkoskalowe (nasypy prądowe) oraz warstwowania skośne płaskie i żłobiste. Według wyników prowadzonych badań sedimentologicznych (Rudowski, 1965; Osijek, 1979) nachylenie warstwowań skośnych wskazuje na transport materiału klastycznego wleczonego przez słabe prądy trakcyjne w kierunku południowym. Obserwowane są także przeławienia węgla i ilów węglistych, będące ekwiwalentem IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego, będące zapewne utworami starorzeczy. Na obszarach lądowych w klimacie typu sawannowego, ciepłym i wilgotnym z epizodami aridnymi, rozwijała się fauna kręgowców (Głazek i in., 1972; Głazek, Szynkiewicz, 1987; Kowalski, 1990).

W profilach otworów wiertniczych z omawianego obszaru brak utworów górnego reinbeku, reprezentujących górną część formacji krajeńskiej i dolną część formacji poznańskiej, które zapewne na tym obszarze nie osadziły się.

W langenfeldzie na omawianym obszarze ponownie dominowała sedimentacja w środowisku równi aluwialnej. W nieco chłodniejszym lecz nadal wilgotnym klimacie, w środowisku o bardzo niskiej energii osadzały się szaroniebieskie mułki i ily, z silnie zżelifikowanym detrytusem roślinnym, należące do formacji poznańskiej. W lokalnych zabagnieniach powstawały osady fitogeniczne, które następnie przekształciły się we wkładki węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent IA pokładu oczkowickiego. Wyżej położone tereny były nadal porastane przez las mezofilny.

W najwyższej części miocenu i w pliocenie na omawianym obszarze panowały warunki lądowe, zdominowane przez procesy erozji i denudacji.