

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI, Krzysztof RADLICZ

WYNIKI BADAŃ LITOSTRATYGRAFICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

Wstęp

Rozdział opracowano na podstawie badań stratygraficznych i innych, przeprowadzonych przez pierwszego z autorów nad dewonem otworu wiertniczego Lublin IG 1 i otworów sąsiednich oraz badań petrograficznych, w tym mikroskopowych i geochemicznych, przeprowadzonych przez drugiego z autorów i zawartych w obszernym opracowaniu archiwalnym pt. „Dewon rowu lubelskiego – petrografia osadów dewonu z otworu wiertniczego Lublin IG 1 (Radlicz, 1972a). Szlify mikroskopowe (271 sztuk – tab. 2), opisane przez K. Radlicza, są zdeponowane w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. W Głównym Laboratorium Chemicznym ówczesnego Instytutu Geologicznego dokonano 148 oznaczeń chemicznych CaO, MgO, CO₂ i części nierozpuszczalnych w HCl oraz 3 oznaczenia SO₃ z próbek dewońskich. Wyniki analiz zostały przeliczone przez K. Radlicza na zawartość CaCO₃, MgCO₃, CaSO₄, MgO i CaO, związanych z węglanami, oraz na stosunek CaO/MgO i stopień dolomityczności (dd) według opracowanej przez niego metodyki (Radlicz, 1967, 1968) (tab. 3, fig. 4). Stopień dolomityczności jest określony wzorem

$$dd = [\%wag] \text{ MgO} : [\%wag] \text{ CaO} \times 1390$$

i określa zawartość dolomitu w węglanach. Stosunek ten jest zawsze wyrażony liczbą całkowitą. W czystym dolomicie dd = 1000, przy 50% zawartości CaCO₃ i 50% zawartości dolomitu dd = 352, przy zawartości 95% CaCO₃ i 5% zawartości dolomitu dd = 29. K. Radlicz również dokonał identyfikacji szczątków skamieniałości w szlifach na podstawie odpowiednich atlasów i publikacji, takich jak: Johnson (1951, 1961), Masłow (1956), Głazek i Radwański (1968), Dubatołow (1969), Horowitz i Potter (1971). Klasyfikacja spoiwa została przyjęta według Smirnowa i Jakuszewa (1969), zaś nomenklaturę skał chemicznych przyjęto według Chilingara i in. (1966), Kutka (1969) i Friedmana (1965). Udział składników w szlifach określono według wzorców stopnia zacierzenia pola metodą *Colour Index*, podaną w publikacji Tanaka i Katada (1966).

Opracowanie petrograficzne pozostaje nadal aktualne, natomiast stratygrafia utworów dewonu w nim zawarta uległa od lat 60. XX w. pewnej dezaktualizacji, tak samo, jak wnioski wyprowadzane na jej podstawie.

Dane geologiczne na temat dewonu w wierceniu Lublin IG 1 zawarto w dokumentacji geologicznej otworu. Uległy one również dezaktualizacji i dla potrzeb niniejszego opracowania zostały zaktualizowane przez L. Miłaczewskiego.

Opis dewonu w otworze Lublin IG 1 podano w porządku stratygraficznym, od najstarszych nawierconych utworów po najmłodsze, w ujęciu litostratygraficznym, mniej podatnym na zmiany poglądów na temat wieku przewierconych utworów.

Litologia

Formacja zwoleńska (głęb. geofizyczna 4680,0–5028,0 m) jest szeroko rozwinięta na całym obszarze radomsko-lubelskim. Poprzednio była nazywana „serią old redu” (Miłaczewski, 1971). Obszerna charakterystyka facji była publikowana przez Miłaczewskiego (1981) oraz Miłaczewskiego i in. (1983). W otworze Lublin IG 1 formacja ta nie została przewiercona, natomiast została rozpoznana w pobliskim otworze Trawniki 1, w którym przykrywa formację czarnolesską dolnego lochkowu. W otworze Lublin IG 1 utwory formacji zwoleńskiej są zaburzone uskoki i mają zwiększone upady, przez co rzeczywista miąższość pionowa formacji jest określona z pewnym przybliżeniem, podobnie jak rzeczywista (prawdziwa) głębokość pionowa otworu (TVD – *True Vertical Depth*).

W przewierconym odcinku profilu formacja zwoleńska jest wykształcona typowo, jako alternacja szarych piaskowców oraz różnokolorowych, głównie czerwonych i zielonych, mułowców i/lub iłowców mułowcowych (pylastych), ułożonych w charakterystyczny cykliczny sposób z następstwem *fining upward*, to jest z wielkością ziarna malejącą ku górze profilu. Jest to cykliczność charakterystyczna dla osadów rzecznych. Inne cechy sedymentologiczne wskazują, że były to osady rzek meandrujących.

Tabela 2

Spis szlifów wykonanych z utworów dewońskich

List of thin sections performed in Devonian rocks

Numer szlif	Głębokość stropu marszu rdzeniowego [m]	Głębokość od stropu marszu [m]	Rodzaj skały	Cecha dodatkowa 1	Cecha dodatkowa 2
1	2	3	4	5	6
Formacja hulczańska					
1	2171,7	0,5	iłowiec	dolomityczno-piaszczysty	–
1a	2168,8	0,5	piaskowiec	średnioziarnisty	–
1b	2174,4	0,5	piaskowiec	–	–
1c	2193,2	0,3	zlepieniec	–	–
1d	2195,4	0,3	piaskowiec	średnioziarnisty	–
1e	2200,9	0,5	piaskowiec	gruboziarnisty	–
2a	2208,7	0,5	piaskowiec	średnioziarnisty	–
2b	2224,9	0,3	piaskowiec	średnioziarnisty	–
2	2204,5	0,5	mułowiec	dolomityczny	–
3	2242,6	0,5	iłowiec	dolomityczno-piaszczysty	–
4	2242,6	3,2	piaskowiec	–	–
4a	2263,0	2,5	iłowiec	dolomityczno-pylasty	–
5	2288,1	1,5	piaskowiec	wapnisty	–
6	2308,2	0,5	iłowiec	dolomityczny	–
7	2308,2	3,5	mułowiec	dolomityczny	–
8	2331,6	1,5	piaskowiec	średnioziarnisty	–
8a	2345,5	0,0	piaskowiec	średnioziarnisty, ortokwarcyt	–
Formacja firlejska – odcinek przejściowy					
9	2375,8	1,5	piaskowiec	drobnoziarnisty	–
10	2383,8	0,5	piaskowiec	drobnoziarnisty	–
11	2397,3	3,2	piaskowiec	drobnoziarnisty	–
12	1397,3	4,5	margiel	dolomityczny	–
13	2397,3	5,5	zlepieniec	wapienny	piaszczysty
14	2404,6	4,5	piaskowiec	–	–
15	2410,1	2,4	piaskowiec	pylasty	–
16	2414,8	2,8	piaskowiec	dolomityczny	–
17	2422,9	2,2	wapień	dolomityczno-piaszczysty	–
18	2422,9	6,5	margiel	–	–
19	2430,9	3,5	wapień	marglisty	–
20	2430,9	7,3	mułowiec	–	–
21	2439,0	3,5	margiel	dolomityczny	–
21a	2439,0	4,5	osad	gruzłowy	–
22	2439,0	6,5	piaskowiec	pylasty	–

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
23	2447,0	4,5	margiel	dolomityczno-pylasty	–
24	2447,0	10,5	wapień	piaszczysty	–
25	2447,0	12,5	iłowiec	–	–
26	2457,8	1,5	wapień	piaszczysty	–
27	2457,8	6,2	muszlowiec	–	–
28	2457,8	9,4	wapień	dolomityczno-ilasty	–
29	2457,8	11,3	wapień	bioklastyczny	–
30	2470,0	1,5	wapień	bioklastyczny	–
31	2470,0	3,5	wapień	bioklastyczny	–
32	2470,0	8,3	wapień	bioklastyczny	–
33	2470,0	12,3	margiel	dolomityczno-pylasty	–
34	2482,3	2,2	wapień	piaszczysty	–
35	2482,3	9,5	osad	gruzłowy	–
36	2482,3	11,3	wapień	piaszczysty	–
37	2498,3	1,5	piaskowiec	drobnoziarnisty	–
38	2498,3	7,2	margiel	ilasty	–
39	2498,3	11,2	wapień	marglisty	–
40	2510,9	3,5	wapień	dolomityczno-piaszczysty	–
41	2516,1	3,2	osad	gruzłowy	–
42	2516,1	7,4	wapień	dolomityczno-pylasty	–
42a	2516,1	9,1	wapień	dolomityczny	–
42b	2516,1	19,6	osad	gruzłowy	–
43	2527,6	2,2	wapień	piaszczysty	–
44	2527,6	9,4	wapień	marglisty	–
45	2542,0	2,5	wapień	piaszczysto-marglisty	–
46	2542,0	8,8	osad	gruzłowy	–
47	2542,0	11,5	piaskowiec	marglisty	–
48	2542,0	16,5	wapień	marglisty	–
49	2558,0	0,5	osad	gruzłowy	–
49a	2558,0	7,5	osad	gruzłowy	–
50	2558,0	9,5	wapień	piaszczysty	–
51	2558,0	10,5	margiel	dolomityczny	–
51a	2574,0	0,5	wapień	dolomityczno-pylasty	–
52	2574,0	4,5	piaskowiec	–	–
53	2574,0	9,5	wapień	bioklastyczny	–
53a	2586,5	0,5	piaskowiec	–	–
53b	2586,5	2,1	wapień	dolomityczno-pylasty	–
54	2586,5	2,6	piaskowiec	ływczykowo-kwarcowy	–

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
Formacja firlejska – odcinek właściwy					
55	2586,5	6,5	wapień	marglisty	–
55a	2586,5	11,9	zlepienieć	–	–
56	2586,5	13,5	margiel	dolomityczno-pylasty	–
57	2600,0	5,5	osad	gruzłowy	–
58	2609,5	5,2	osad	gruzłowy	–
59	2609,5	14,2	osad	gruzłowy	–
60	2623,7	3,3	wapień	pylasty	–
60a	2630,6	1,5	osad	gruzłowy	–
61	2630,6	7,5	wapień	–	–
62	2638,9	3,6	wapień	–	–
63	2651,3	1,5	wapień	marglisty	–
64	2665,4	7,4	osad	gruzłowy	–
64a	2702,8	0,5	wapień	bioklastyczny	–
65	2702,8	4,5	wapień	marglisty	–
66	2707,3	3,4	osad	gruzłowy	–
67	2713,2	3,3	osad	gruzłowy	–
68	2750,7	3,5	osad	gruzłowy	–
68a	2750,7	11,5	osad	gruzłowy	–
69	2763,4	2,6	osad	gruzłowy	–
70	2763,4	14,5	osad	gruzłowy	–
70a	2780,1	0,0	osad	gruzłowy	–
71	2811,2	2,5	osad	gruzłowy	–
71a	2811,2	13,5	wapień	marglisty	–
72	2854,2	0,5	osad	gruzłowy	–
72a	2854,2	6,5	wapień	marglisty	–
73	2854,2	15,5	osad	gruzłowy	–
74	2901,3	0,5	osad	gruzłowy	–
74a	2901,3	9,5	osad	gruzłowy	–
74b	2901,3	16,5	osad	gruzłowy	–
75	3000,0	0,2	osad	gruzłowy	–
76	3000,0	10,5	osad	gruzłowy	–
77	3000,0	17,5	osad	gruzłowy	–
78	3048,0	1,5	osad	gruzłowy	–
78a	3048,0	7,5	osad	gruzłowy	–
79	3048,0	16,5	osad	gruzłowy	–
80	3125,6	1,5	osad	gruzłowy	–
81	3125,6	5,5	osad	gruzłowy	–
81a	3125,6	10,5	osad	gruzłowy	–

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
82	3125,6	17,5	osad	gruzłowy	–
83	3178,0	1,5	wapień	marglisty	–
84	3178,0	14,5	wapień	pelletowy	–
85	3246,0	0,5	osad	gruzłowy	–
86	3246,0	16,5	osad	gruzłowy	–
87	3300,0	0,5	osad	gruzłowy	–
87a	3300,0	10,5	osad	gruzłowy	–
88	3300,0	17,5	osad	gruzłowy	–
„Formacja” bychawska					
89	3350,0	1,5	wapień	marglisty	–
89a	3350,0	10,5	osad	gruzłowy	–
90	3350,0	16,5	osad	gruzłowy	–
91	3400,0	1,5	margiel	–	–
91a	3400,0	8,5	wapień	marglisto-dolomityczny	–
92	3400,0	16,5	margiel	dolomityczny	–
92b	3459,0	1,3	wapień	przekryształizowany – kontakt z diabazem	–
93	3459,0	3,5	osad	gruzłowy	–
93a	3459,0	8,5	osad	gruzłowy	–
94	3459,0	19,5	osad	gruzłowy	–
94a	3476,7	4,5	osad	gruzłowy	–
94b	3476,7	15,5	osad	gruzłowy	–
95	3494,7	16,5	osad	gruzłowy	–
96	3512,7	15,5	margiel	dolomityczno-pylasty	–
96a	3529,5	3,5	margiel	dolomityczny	–
97	3529,5	10,5	osad	gruzłowy	–
98	3547,5	4,5	margiel	dolomityczny	–
99	3547,5	15,5	wapień	pylasty	–
100	3547,5	15,6	margiel	dolomityczny	–
101	3574,5	3,5	margiel	dolomityczny	–
102	3574,5	25,5	margiel	dolomityczny	–
103	3601,5	9,5	margiel	dolomityczno-pylasty	–
104	3660,0	0,5	osad	gruzłowy	–
105	3660,0	15,5	osad	gruzłowy	–
105a	3709,7	1,5	osad	gruzłowy	–
106	3720,0	3,5	osad	gruzłowy	–
106a	3728,2	1,0	osad	gruzłowy-margiel	–
107	3728,2	16,3	osad	gruzłowy	–
108	3771,6	5,5	margiel	–	–

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
109	3771,6	25,5	margiel	dolomityczny	–
Formacja modryńska – ogniwo zubowickie					
110	3798,6	1,5	wapień	mikrytowo-bioklastyczny	–
111	3798,6	8,5	wapień	mikrytowo-bioklastyczny	–
111a	3825,3	0,0	wapień	mikrytowo-bioklastyczny	–
112	3825,3	0,2	wapień	brekcja tektoniczna	–
113	3825,3	11,5	wapień	korallowcowy	–
114	3837,9	8,5	wapień	korallowcowy	–
115	3837,9	26,5	wapień	bioklastyczny	–
115a	3864,9	0,0	wapień	korallowcowy	–
116	3864,9	15,1	wapień	korallowcowy	–
116a	3864,9	23,3	wapień	korallowcowy	–
116b	3891,9	0,2	wapień	mikrytowy-brekcja tektoniczna	–
117	3891,9	2,8	wapień	korallowcowy	–
117a	3891,9	7,2	wapień	korallowcowy	–
118	3891,9	15,3	wapień	bioklastyczny	–
119	3912,7	3,7	wapień	stromatoporoidowy	–
119a	3912,7	6,0	wapień	bioklastyczny	–
120	3912,7	7,7	wapień	stromatoporoidowy	–
121	3912,7	15,3	wapień	mikrytowo-bioklastyczny	–
122	3930,4	3,2	wapień	stromatoporoidowy	–
123	3937,6	8,5	wapień	bioklastyczny	–
123a	3937,6	11,4	wapień	stromatoporoidowo-korallowcowy	–
124	3937,6	12,4	wapień	korallowcowy	–
125	3964,6	3,4	wapień	stromatoporoidowy	–
126	3964,6	20,6	wapień	korallowcowy	–
126a	3964,6	20,8	wapień	korallowcowy	–
126b	3990,7	0,3	wapień	mikrytowy	–
126c	3990,7	4,6	wapień	mikrytowy	–
127	3990,7	10,4	wapień	mikrytowy	–
127a	3990,7	15,5	wapień	mikrytowy	–
127b	3990,7	23,3	osad	gruzłowy	–
128	4134,0	5,5	wapień	mikrytowy	–
129	4134,0	18,6	wapień	stromatoporoidowo-korallowcowy	–
Formacja modryńska – ogniwo werbkowickie					
129a	4234,2	0,5	anhydryt	–	–
130	4234,2	0,5	mata	glonowa	–
131	4234,2	3,8	wapień	pelletowy	z anhydrytem

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
132	4261,2	0,5	dolomit	anhydrytowy	–
131a	4234,0	20,5	anhydryt	–	–
133	4261,2	3,5	anhydryt	dolomitowy	–
134	4288,2	3,5	dolomit	anhydrytowy	–
135	4288,2	22,5	dolomit	–	–
Formacja modryńska – ogniwo lipowieckie					
136	4390,1	0,5	dolomit	marglisty	–
137	4390,1	10,5	iłowiec	–	–
138	4390,1	13,5	wapień	dolomityczny	–
Seria dolomitowo-terygeniczna					
139	4390,1	15,4	dolomit	marglisty	–
140	4390,1	16,5	iłowiec	dolomityczny	–
141	4390,1	25,5	dolomit	piaszczysty	–
142	4436,1	0,5	piaskowiec	–	–
143	4436,1	5,5	iłowiec	–	–
144	4436,1	9,5	iłowiec	–	–
144a	4446,9	0,5	piaskowiec	średnioziarnisty	–
145	4446,9	1,5	dolomit	marglisty	–
146	4446,9	5,5	margiel	dolomityczny	–
146a	4456,0	7,9	margiel	dolomityczny	–
147	4465,0	1,5	dolomit	piaszczysty	–
Seria piaskowców z mułwami					
148	4468,0	2,2	piaskowiec	średnioziarnisty	–
149	4474,4	1,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
150	4486,4	2,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
151	4492,0	2,5	piaskowiec	gruboziarnisty	ortokwarcytowy
152	4497,7	0,5	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
153	4500,4	8,2	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
154	4510,0	1,0	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
155	4510,0	1,2	zlepieniec	piaszczysty	–
156	4510,0	3,2	zlepieniec	–	–
Seria terygeniczna szara					
157	4518,6	8,5	zlepieniec	–	–
158	4528,2	0,4	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
159	4533,7	7,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
160	4544,1	5,5	iłowiec	pylasty	–
161	4554,8	2,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
162	4554,8	5,2	iłowiec	pylasty	–

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
163	4564,1	1,6	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
164	4564,1	3,5	iłowiec	–	–
165	4564,1	5,6	zlepieniec	piaszczysty	–
166	4564,1	8,5	iłowiec	piaszczysty	–
167	4573,1	7,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
168	4582,5	8,5	iłowiec	piaszczysty	–
169	4591,7	4,7	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
Seria czarnych mułowców i szarych piaskowców					
170	4600,3	0,5	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
171	4605,3	3,5	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
172	4613,2	0,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
173	4618,8	0,2	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
174	4631,2	0,5	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
175	4640,9	0,5	iłowiec	pylasty	–
176	4660,7	0,2	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
177	4660,7	0,7	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
178	4668,3	0,4	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
179	4675,3	0,8	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
180	4575,3	4,5	iłowiec	piaszczysty	–
181	4683,6	1,2	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
Formacja zwoleńska					
182	4683,6	3,5	iłowiec	piaszczysty	–
183	4701,1	0,5	piaskowiec	ilasto-żelazisty	–
184	4719,1	12,5	iłowiec	piaszczysty	–
185	4735,3	6,5	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
186	4744,2	7,6	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
187	4754,8	12,5	iłowiec	pylasty	–
188	4788,3	6,5	iłowiec	pylasto-piaszczysty	–
189	4796,9	1,7	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
190	4806,7	8,3	iłowiec	pylasto-piaszczysty	–
191	4826,7	1,2	piaskowiec	średnioziarnisty	ortokwarcytowy
192	4838,5	3,3	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
193	4842,7	9,1	piaskowiec	zlepieńcowy	–
194	4851,8	2,8	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
195	4867,6	0,2	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
196	4867,6	0,6	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
197	4867,6	2,5	iłowiec	piaszczysty	–
198	4873,4	2,4	piaskowiec	ortokwarcytowy	–

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6
199	4882,6	15,5	iłowiec	pylasto-piaszczysty	–
200	4882,6	17,5	mułowiec	piaszczysty	–
201	4923,1	0,2	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
202	4923,1	7,3	iłowiec	pylasty	–
203	4946,5	6,5	piaskowiec	polimiktyczny	–
204	4946,5	9,5	piaskowiec	polimiktyczny	–
205	4960,4	2,6	mułowiec	piaszczysty	–
206	4964,0	0,5	piaskowiec	polimiktyczny	ortokwarcytowy
207	4964,0	14,2	iłowiec	pylasto-piaszczysty	–
208	4978,8	3,4	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
209	4986,3	4,4	iłowiec	pylasty	–
210	4986,3	12,7	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
211	5004,3	0,5	iłowiec	pylasty	–
212	5004,3	3,3	piaskowiec	polimiktyczny	ortokwarcytowy
213	5004,3	7,2	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
214	5016,1	1,6	piaskowiec	ortokwarcytowy	–
215	5016,1	3,5	iłowiec	pylasty	–
216	5020,7	0,5	iłowiec	pylasty	–
217	5020,7	5,7	iłowiec	pylasty	–

Tabela 3

Wyniki analiz chemicznych i wskaźnikowych utworów dewonu (według Radlicza, 1972)

Results of chemical and index analyses of Devonian rocks (after Radlicz, 1972)

Nr próbki	Głębokość [m]	CaCO ₃ [% wag.]	MgCO ₃ [% wag.]	CaSO ₄ [% wag.]	MgO niewęgl. [% wag.]	CaO w węgl. [% wag.]	MgO w węgl. [% wag.]	CaO/MgO [% wag.]	Stopień dolomityczności dd	CaCO ₃ +MgCO ₃ [% wag.]	Dolomit [% wag.]	Os. nierozp. w HCl [% wag.]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	2172,2	28,4	1,0	–	1,9	15,9	0,5	0,031	43	29,4	2,2	59,9
2	2205,0	11,1	3,0	–	1,4	6,2	1,8	0,290	403	14,9	8,3	68,6
3	2243,1	17,5	6,0	–	2,2	9,8	2,9	0,184	256	23,5	13,1	58,7
4	2245,8	16,6	6,5	–	0,9	9,3	3,1	0,333	463	23,1	14,2	70,7
5	2289,6	41,6	3,1	–	0,6	23,3	1,5	0,064	89	44,7	6,8	53,4
6	2308,7	22,0	4,8	–	2,3	12,3	2,3	0,187	260	26,8	10,5	59,7
7	2311,7	56,2	3,3	–	1,4	31,5	1,6	0,051	71	59,5	7,2	36,0
8	2333,1	21,2	2,9	–	0,5	11,9	1,4	0,118	164	24,1	6,3	73,0
9	2377,3	20,0	5,2	–	0,8	11,2	2,5	0,223	310	25,2	11,4	68,0
10	2384,3	23,9	6,2	–	–	13,4	3,0	0,224	311	30,1	13,6	66,4

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
11	2400,5	46,2	2,5	–	0,2	25,9	1,2	0,046	64	48,7	5,5	49,0
12	2401,8	11,4	4,0	–	2,8	6,4	1,9	0,297	413	15,4	8,7	63,8
13	2402,8	68,9	2,7	–	0,5	38,6	1,3	0,034	47	71,6	5,9	22,5
14	2409,1	19,1	4,0	–	0,7	10,7	1,9	0,178	247	23,1	8,7	72,1
15	2412,5	28,4	4,8	–	1,0	15,9	2,3	0,145	202	33,2	10,5	58,4
16	2417,0	43,9	4,6	–	0,4	24,6	2,2	0,089	124	48,5	10,1	47,0
17	2423,0	50,9	4,6	–	0,6	28,5	2,2	0,077	107	55,5	10,1	41,3
18	2429,3	60,5	2,3	–	1,1	33,9	1,1	0,032	44	62,8	5,0	26,1
19	2434,4	66,2	2,5	–	0,8	37,1	1,2	0,032	44	63,7	5,5	23,2
20	2438,2	44,8	5,6	–	0,8	25,1	2,7	0,107	149	50,4	12,2	43,5
21	2442,5	23,0	3,8	–	2,6	12,9	1,8	0,140	195	26,8	8,3	57,4
22	2445,5	56,0	3,5	–	0,3	31,4	1,7	0,054	75	59,5	7,7	35,1
23	2451,5	6,6	2,5	–	3,2	3,7	1,2	0,324	450	9,1	5,5	70,2
24	2457,5	61,0	1,3	–	0,7	34,2	0,6	0,017	24	62,3	2,8	34,3
25	2458,5	18,2	4,4	–	3,0	10,2	2,1	0,206	286	22,6	9,6	60,7
26	2459,3	55,5	1,5	–	0,6	31,1	0,7	0,023	32	57,0	3,3	39,6
27	2464,0	42,3	5,0	–	1,3	23,7	2,4	0,101	140	47,3	10,9	43,1
28	2467,2	54,1	5,9	–	0,9	30,3	2,8	0,092	128	60,0	12,9	35,9
29	2469,1	50,7	3,3	–	1,7	28,4	1,6	0,056	78	54,0	7,2	34,0
30	2471,5	88,0	1,1	–	0,5	49,3	0,5	0,010	14	89,1	2,4	6,4
31	2473,5	75,3	0,9	–	1,2	42,2	0,4	0,009	13	76,2	2,0	17,0
32	2478,3	76,2	0,4	–	1,2	42,7	0,2	0,005	7	76,6	0,9	15,3
33	2482,5	36,4	3,3	–	1,5	20,4	1,6	0,078	108	39,7	7,2	46,0
34	2484,5	51,2	3,3	–	0,7	28,7	1,6	0,056	78	54,5	7,2	42,0
35	2491,8	59,4	2,5	–	1,2	33,3	1,2	0,036	50	61,9	5,5	27,4
36	2493,6	13,2	3,5	–	0,3	10,2	1,7	0,167	232	21,7	7,7	66,7
37	2499,8	32,3	0,8	–	2,1	18,1	0,4	0,082	31	33,1	1,7	60,2
38	2505,5	20,3	3,1	–	2,7	11,4	1,5	0,132	183	23,4	6,8	59,8
39	2509,5	86,2	0,2	–	1,0	48,4	0,1	0,002	3	86,4	0,4	8,6
40	2514,4	46,1	5,9	–	1,1	25,8	2,6	0,101	140	52,0	12,9	44,9
41	2519,3	64,1	1,5	–	1,7	35,9	0,7	0,019	26	65,6	3,3	25,8
42	2523,5	75,3	5,2	–	0,3	42,2	2,5	0,059	82	80,5	11,4	17,0
43	2529,8	83,4	0,4	–	1,0	46,7	0,2	0,004	6	83,8	0,9	13,6
44	2537,0	81,6	0,2	–	0,6	45,7	0,1	0,002	3	81,8	0,4	16,0
45	2544,5	42,8	5,9	–	0,6	24,0	2,8	0,117	163	48,7	12,9	46,9
46	2550,8	38,4	4,4	–	1,9	21,5	2,1	0,098	136	42,8	9,6	45,5
47	2553,5	43,9	3,5	–	0,3	24,6	1,7	0,069	96	47,4	7,7	50,7
48	2557,5	76,9	2,1	–	0,5	43,1	1,0	0,023	32	79,0	4,6	15,3
49	2558,5	39,3	4,0	–	1,7	22,0	1,9	0,086	120	43,3	8,7	47,5

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
50	2567,5	51,9	4,8	–	0,2	29,1	2,3	0,079	110	56,7	10,5	41,7
51	2568,5	25,7	5,2	–	1,6	14,4	2,5	0,174	242	30,9	11,4	57,0
52	2578,5	27,0	6,1	–	0,3	15,1	2,9	0,192	267	33,1	13,3	64,4
53	2583,5	93,7	0,5	–	–	52,5	0,2	0,004	6	94,2	1,1	4,2
54	2589,1	10,2	8,2	–	0,3	5,7	3,9	0,684	951	18,4	17,9	75,0
55	2593,0	76,2	3,6	–	0,9	42,7	1,7	0,040	56	79,8	7,9	14,9
56	2600,0	65,3	4,3	–	0,5	36,6	2,3	0,063	88	70,1	10,5	27,8
57	2605,8	74,4	4,2	–	0,5	41,7	2,0	0,048	67	78,6	9,2	16,7
58	2614,7	81,4	3,6	–	0,4	45,6	1,7	0,037	51	85,0	7,9	10,8
59	2624,7	82,6	4,4	–	0,3	46,3	2,1	0,045	63	87,0	9,6	9,1
60	2627,0	89,2	0,2	–	0,8	50,0	0,1	0,002	3	89,4	0,4	7,3
61	2638,3	93,7	0,6	–	0,4	52,5	0,3	0,006	8	94,3	1,2	3,2
62	2642,5	95,3	0,4	–	0,5	53,4	0,2	0,004	6	95,7	0,8	2,4
63	2652,8	87,8	1,7	–	0,6	49,2	0,8	0,016	22	89,5	3,7	7,0
64	2673,0	35,3	1,9	–	0,9	47,8	0,9	0,019	26	87,2	4,2	8,2
65	2707,3	84,0	1,1	–	1,6	47,1	0,5	0,011	15	85,1	2,4	10,2
66	2710,7	77,8	2,1	–	1,3	43,6	1,0	0,023	32	79,9	4,6	14,1
67	2716,5	73,2	3,5	–	1,4	41,0	1,7	0,041	57	76,6	7,7	17,4
68	2754,2	81,9	3,5	–	0,3	45,9	1,7	0,037	51	85,4	7,7	11,0
69	2766,0	81,7	0,2	–	0,6	45,8	0,1	0,002	3	81,9	0,4	13,0
70	2777,9	83,0	0,8	–	0,8	46,5	0,4	0,009	13	83,8	1,7	11,0
71	2813,7	68,5	3,4	–	0,7	38,4	1,6	0,042	58	71,9	7,4	22,8
72	2854,7	79,1	3,6	–	0,2	44,3	1,7	0,038	53	82,7	7,9	13,0
73	2869,7	80,7	2,5	–	0,8	45,2	1,2	0,027	38	83,2	5,5	13,6
74	2901,8	83,9	0,8	–	0,5	47,0	0,4	0,008	11	84,7	1,7	10,8
75	3000,2	74,1	1,3	–	1,0	41,5	0,6	0,014	19	75,4	2,8	17,2
76	3010,5	91,6	2,1	–	0,1	51,3	0,9	0,018	25	93,7	4,6	5,0
77	3017,5	35,3	2,1	–	–	47,8	0,9	0,019	26	87,4	4,6	9,2
78	3049,5	55,9	3,4	–	1,6	31,3	1,6	0,051	71	59,3	7,4	30,9
79	3064,5	88,4	1,9	–	0,5	49,5	0,9	0,018	25	90,3	4,2	6,4
80	3127,1	80,3	3,3	–	–	45,0	1,6	0,0356	49	83,6	7,2	12,0
81	3131,1	73,2	2,1	–	1,4	43,8	1,0	0,0228	38	80,3	4,6	14,1
82	3143,1	79,1	1,3	–	1,5	44,3	0,6	0,0135	19	80,4	2,8	14,3
83	3179,5	87,6	0,2	–	1,2	49,1	0,1	0,0020	3	87,8	0,4	9,3
84	3192,5	94,5	0,2	–	0,7	53,2	0,1	0,0019	3	94,7	0,4	3,1
85	3246,5	59,3	2,7	–	1,3	33,2	1,3	0,0391	54	62,0	5,9	30,4
86	3262,5	75,0	0,6	–	1,6	42,0	0,3	0,0071	10	75,6	13,0	18,0
87	3300,5	58,2	4,4	–	1,7	32,6	2,1	0,0644	89	62,6	9,6	28,2
88	3317,5	74,8	0,8	–	1,8	41,9	0,4	0,0095	13	75,6	1,7	16,9

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
89	3351,5	77,5	1,1	–	1,3	43,5	0,5	0,0115	17	78,6	2,4	15,4
90	3366,5	55,9	2,7	–	1,7	31,3	1,3	0,0415	58	68,6	5,9	33,6
91	3401,5	56,2	2,3	–	2,3	31,5	1,1	0,0349	49	58,5	5,0	29,2
92	3416,5	60,5	4,8	–	0,7	33,9	2,3	0,0678	95	65,3	10,5	27,2
93	3462,5	61,6	1,1	–	2,1	34,5	0,5	0,0145	20	62,7	2,4	25,0
94	3478,5	57,3	3,5	–	1,7	32,1	1,7	0,0530	74	60,8	7,7	29,4
95	3511,2	59,6	2,9	–	2,0	33,4	1,4	0,0419	58	62,5	6,4	25,2
96	3528,2	52,3	4,6	–	1,5	29,3	2,2	0,075	104	56,9	10,1	30,9
97	3540,0	56,4	3,2	–	1,8	31,6	1,5	0,047	65	59,6	7,0	28,7
98	3552,0	35,7	5,7	–	2,0	20,0	2,7	0,135	188	41,4	12,5	45,2
99	3563,0	70,7	4,6	–	0,3	39,6	2,2	0,056	78	75,3	10,1	23,1
100	3563,1	43,4	3,2	–	2,7	24,3	1,5	0,062	86	46,6	3,2	37,9
101	3573,0	45,7	5,2	–	1,8	25,6	2,5	0,098	136	50,9	11,4	35,6
102	3600,0	44,3	7,5	–	0,4	24,8	3,6	0,145	202	51,8	16,4	36,6
103	3611,0	43,7	6,9	–	1,1	24,5	3,3	0,135	188	50,6	15,1	37,9
104	3660,5	51,9	8,2	–	0,7	29,1	3,9	0,134	186	60,1	17,9	30,6
105	3675,5	64,4	5,4	–	0,5	36,1	2,6	0,072	100	69,8	11,8	22,1
106	3724,5	73,6	2,5	–	1,1	40,9	1,2	0,029	40	76,1	5,5	19,0
107	3744,5	65,9	3,2	–	1,8	36,9	1,5	0,041	57	69,1	7,0	21,1
108	3777,1	65,5	1,5	–	2,3	36,7	0,7	0,019	26	67,0	3,3	24,2
109	3797,1	66,5	5,2	0,7	–	37,31	2,5	0,067	93	71,7	11,4	20,9
110	3800,1	93,1	2,1	–	–	52,1	1,0	0,019	26	95,2	4,6	4,0
111	3807,1	96,1	2,7	0,2	–	53,7	1,3	0,024	33	98,8	5,9	0,9
112	3825,5	86,5	2,1	2,4	–	98,4	1,0	0,021	29	88,6	4,6	8,4
113	3836,8	94,1	3,4	0,2	–	52,6	1,6	0,03	42	97,5	7,5	2,9
114	3845,4	96,2	2,0	–	–	53,8	1,0	0,019	26	98,2	4,4	2,0
115	3864,4	94,7	2,0	1,9	–	53,1	1,0	0,019	26	96,7	4,4	2,1
116	3880,0	91,0	4,8	–	–	51,0	2,3	0,045	63	95,8	10,5	2,6
117	3884,7	96,9	2,5	–	–	54,3	1,2	0,022	31	99,4	5,5	0,6
118	3907,2	95,7	2,0	–	–	53,6	1,0	0,019	26	97,7	4,4	1,6
119	3916,4	95,9	3,4	–	–	53,7	1,6	0,030	42	99,3	7,5	0,7
120	3917,4	94,3	2,3	–	–	52,8	1,1	0,021	29	96,6	5,0	2,7
121	3928,0	91,6	1,3	4,4	–	51,3	0,6	0,012	17	92,9	2,8	2,7
122	3933,6	94,8	0,4	3,4	–	53,2	0,2	0,004	6	95,2	0,9	0,9
123	3946,1	95,3	2,5	–	–	53,4	1,2	0,022	31	97,8	5,5	0,9
124	3950,0	89,5	3,8	3,6	–	50,2	1,3	0,036	50	93,3	8,3	2,6
125	3968,0	86,9	4,0	6,8	–	48,8	1,9	0,039	54	90,9	8,8	2,6
126	3985,2	98,0	0,8	–	–	54,9	0,4	0,007	10	98,8	1,7	0,6
127	4001,1	83,4	2,1	6,6	–	46,7	1,0	0,021	29	85,5	4,6	6,3

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
128	4139,5	6,5	3,8	6,6	–	48,5	1,8	0,037	51	90,3	8,3	3,8
129	4152,6	92,8	1,2	3,6	–	52,1	0,6	0,012	17	94,0	2,6	1,7
130	4236,5	75,0	17,2	3,2	0,7	42,0	8,2	0,195	271	92,2	37,6	1,3
131	4237,8	75,8	0,8	21,8	–	42,5	0,4	0,009	13	76,6	1,7	1,4
132	4261,7	47,0	36,0	12,9	–	26,4	17,2	0,652	906	83,0	78,8	3,8
133	4264,7	18,0	13,2	68,8	–	10,1	6,3	0,623	866	31,2	23,9	0,4
134	4291,7	44,7	37,7	11,4	–	25,0	18,0	0,720	1000	82,4	82,4	0,8
135	4310,7	49,7	41,8	–	–	27,8	20,0	0,719	999	91,5	91,4	3,2
136	4390,6	40,9	34,5	5,3	–	22,9	16,5	0,720	1000	75,4	75,5	17,7
137	4400,6	0,5	0,5	1,0	1,8	0,35	0,2	0,571	794	0,85	0,8	81,0
138	4403,6	70,7	8,6	19,3	–	39,7	4,1	0,103	143	79,3	18,8	1,4
139	4405,5	45,0	27,2	13,1	–	25,2	13,0	0,516	717	72,2	59,5	12,4
140	4406,6	12,0	10,0	2,2	–	6,7	4,8	0,716	995	22,0	21,8	64,1
141	4415,6	24,7	18,8	4,4	–	13,8	9,0	0,652	906	43,5	41,1	46,2
142	4436,6	16,4	8,2	0,5	–	9,2	3,9	0,424	589	24,6	17,9	70,3
143	4441,6	37,4	31,64	9,6	–	21,0	15,0	0,714	992	68,8	68,7	18,6
144	4445,6	0,5	0,4	1,2	–	0,3	0,2	0,666	926	0,9	0,9	82,0
145	4448,4	52,6	40,0	–	–	29,5	19,1	0,647	899	92,6	87,5	4,4
146	4452,4	37,7	39,5	–	–	21,1	14,6	0,692	962	68,2	66,7	24,0
147	4469,5	31,8	24,7	–	–	17,8	11,8	0,663	922	56,5	54,0	39,4
148	4472,2	7,9	5,7	–	–	4,4	2,7	0,614	853	13,6	12,5	78,7

Strop formacji przebiega na głębokości wiertniczej 4686,1 m (głęb. geofizyczna 4680,0 m), w stropie warstwy szarzielonego, piaszczystego mułowca z licznymi konkrekcjami dolomitycznymi. W wielu otworach wiertniczych na obszarze radomsko-lubelskim stropowa powierzchnia ma charakter powierzchni nieciągłości erozyjnej i jest przykryta warstwą zlepieńca podstawowego wyższej jednostki, należącej do nowego cyklu transgresywno-regresywnego. W otworze Lublin IG 1 takiego zlepieńca nie ma, być może nie zachował się w rdzeniu lub w ogóle go nie było. Ukryta nieciągłość sedimentacyjna jest jednak prawdopodobna.

Wiek formacji w pełnych profilach jest określany jako górny lochkow, prag i ems. W przypadku otworu Lublin IG 1 zachowany odcinek profilu może należeć do emsu i części pragu, lub tylko do emsu. Zagadnienie to pozostaje otwarte. Powyżej formacji zwoleńskiej leżą szare i czarne utwory terygeniczne nowego cyklu sedimentacyjnego.

Cechy petrograficzne i mikrofacjalne formacji podano w tabelach 4 i 5.

Iłowce mułowcowe, w opisach makroskopowych określone najczęściej mianem mułowców, ujawniają w szlifach większą zawartość frakcji iłowej oraz łyszczków niż iłowce

piaszczyste, natomiast zawartość drobnoziarnistego i bardzo drobnoziarnistego kwarcu detrytycznego jest zbliżona, rzędu 10–35%. Iłowce piaszczyste są ponadto często laminowane lub smugowane piaskowcem. Wiele iłowców ma wiśniowo-brązową lub plamistą barwę. Niektóre mają czarną barwę, pokrój łupkowy i zawierają drobny detrytus zwęglonej flory na powierzchniach uławiczenia. Te ostatnie stanowią osad zastóisk i starorzeczy.

Piaskowce (tab. 5) należą do grupy piaskowców kwarcowych monomiktycznych, polimiktycznych oraz „przejściowych” członu polimiktycznego i kwarcowego. W piaskowcach polimiktycznych jest nieco więcej skaleni i łyszczków niż w pozostałych grupach. Różnice te nie są jednak zbyt duże i makroskopowo wszystkie piaskowce jawią się jako drobnoziarniste piaskowce kwarcowe. Przeważają piaskowce jasnoszare. Z racji położenia w dolnej części cyklów *fining upwards* są one traktowane jako osady korytowe rzek.

Seria czarnych mułowców i szarych piaskowców (głęb. 4592,0–4680,0 m) jest nieformalną jednostką podziału protolitostratygraficznego. Planowana jest szybka formalizacja tej jednostki. Seria leży na formacji zwoleńskiej. Dolna granica

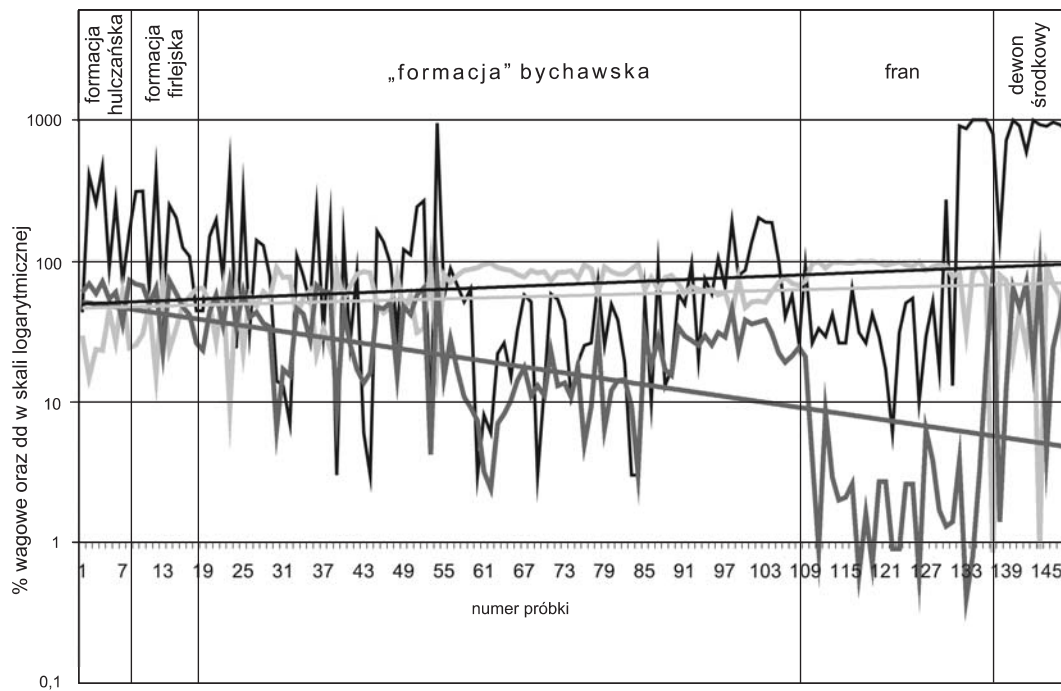


Fig. 4. Wykres zawartości części nierozpuszczalnych w HCl (kolor ciemnoszary), sumy węglanów (kolor jasnoszary) i stopnia dolomityczności dd (kolor czarny) w profilu dewonu

Linie proste pokazują trendy logarytmiczne

Content of residue insoluble in HCl (in dark grey), sum of carbonates (in light grey) and dolomite content dd (in black) in Devonian section

Straight lines show logarithm trends

serii przebiega w rdzeniu wiertniczym na głębokości 4686,1 m (głęb. geofizyczna 4680,0 m). Górna granica serii przebiega również w rdzeniu wiertniczym na głębokości 4596,7 m (głęb. geofizyczna 4592,0 m).

Seria jest reprezentowana przez charakterystyczne czarne mułowce lub/i iłowce pylaste, często zawierające rozproszony detrytus zwęglonej flory oraz szare piaskowce kwarcowe, niekiedy średnioziarniste, ortokwarcytowe. Mułowce ciemnoszare i szarozielone są rzadsze. Te ostatnie zawierają szare konglomeraty dolomitowe, stanowiące relikty gleb kopalnych. Spotyka się kilkumetrowe warstwy stanowiące zespół 15 cm pakietów złożonych z kilkunastocentymetrowych warstewek piaskowców ciemnoszarych i czarnych mułowców o sekwencji *fining upward* oddzielonych powierzchniami rozmyć. Występują też pograży piaszczyste i warstwowanie konwolutive.

Omawiana seria stanowi odzwierciedlenie inicjalnego etapu transgresji wywołanej czynnikami eustatycznymi. Nie wykluczone, że jest to osad wciętych dolin rzecznych (*incised valleys*). Wiek serii nie jest ściśle określony, ponieważ nie znaleziono w niej skamieniałości. Prawdopodobnie należy do eiflu lub późnego emsu.

Cechy petrograficzne i mikrofacjalne serii podano w tabelach 6 i 7.

Piaskowce w serii należą do drobno- i średnioziarnistych piaskowców kwarcowych. Zawartość kwarcu wynosi 60–80%, łuszczyków jest mało, do 2% (tab. 7), znacznie wię-

cej jest ich w iłowcach, do 10% (tab. 6). Niekiedy obserwuje się wzbogacenie do 5% w skalenie (szlif 177) lub laminy mineralów ciężkich (1–2%) (szlif 176).

Seria terygeniczna szara (głęb. geofizyczna 4508,0–4592,0 m) jest nieformalną jednostką podziału protolitostratigraficznego. Planowana jest szybka formalizacja tej jednostki. Dolna granica serii przebiega w spągu szarego piaskowca kwarcytowego z przewarstwieniami czarnych mułowców (głęb. wiertnicza 4596,7 m; głęb. geofizyczna 4592,0 m). Górna granica serii znajduje się w stropie warstwy ciemnoszarego, równoległe laminowanego mułowca, zawierającego na powierzchniach warstwowania liczny rozproszony muskowi (głęb. wiertnicza 4511,2 m; głęb. geofizyczna 4508,0 m).

Seria stanowi alternację ciemnoszarych mułowców i/lub iłowców pylastych oraz szarych piaskowców kwarcowych. Niekiedy mułowce są gęsto laminowane piaskowcem, tworząc heterolity. Występują też trzymetrowe warstwy piaszczystych zlepieńców śródwarstwowych. Szara barwa dominuje. Jedynie na głębokości wiertniczej 4548,5 m występuje mułowiec z wiśniowymi plamami.

Wiek serii nie jest ściśle określony. Prawdopodobnie należy do eiflu. Geneza serii nie jest jasna. Zapewne są to przybrzeżne utwory morskie powstałe w strefie pływów.

Cechy petrograficzne i mikrofacjalne serii podano w tabelach 6–8.

Tabela 5

Charakterystyka mikrofacjalna piaskowców formacji zwolenńskiej

Microfacies characteristics of Zwolen Formation sandstones

Nr szlifu	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Spoivo	Tekstura	Uwagi
Piaskowce polimiktyczne								
201	4923,1+0,2	50-60	0,03-0,45	0,1-0,25	kwarc	gniazdowo-podstawowe, ilasto-kwarcowe	równoległa, laminowana równoległe lub przekątnie, czasem frakcjonalnie	do 5% dolosparytu o średnicy 0,1-0,7 mm; w pr. 201 szczelina ilasto-hyszczykowa przecinająca laminy; żyłki i skupienia bitumiczne; w pr. 203 intraklasty wyprasowane; procesy weiskowe; ślady drażenia mulożerców odżelazione; świeże kryształy albitu i mikroklinu
203	4946,5+6,5	10-15	0,05-0,4	0,2	skalenię + agregaty kaolinitowe i serycytowe	blonkowo-podstawowe, porowe i gniazdowo-ilaste, getytowo-hematytowe		
204	4946,5+9,5	3-15	0,1-2,4	0,3	muskwit + chloryt + biotyt			
206	4964,0+0,5	pojedyncze	0,04-0,2	0,08-0,15	minerale ciężkie			
208	4978,8+3,4	do 5	0,7-9,0	2,4	intraklasty ilowców			
212	5004,3+3,3					dolosparytowe i kwarcowe regeneracyjne		
Piaskowce „przejściowe” czlonu polimiktycznego i kwarcowego								
189	4796,9+1,7	60-70	0,04-0,6	0,1-0,3	kwarc	blonkowo-gniazdowe ilasto-hematytowe i dolosparytowe	równoległa	wśród skaleni: albit i mikroklin świeże, rzadziej lekko zmętałe; mikroszczeliny dolosparytowe; do 8% dolosparytu o średnicy 0,2-0,8 mm
192	4838,5+3,3	5-10	0,08-0,6	0,1-0,25	skalenię + agregaty kaolinitowe i serycytowe poskaleniowe	stykowe kwarcowo-regeneracyjne		
194	4851,8+2,8	1-2	0,12-0,6	0,2	muskwit + chloryt + biotyt			
195	4867,6+0,2	pojedyncze	0,04-0,28	0,08-0,15	minerale ciężkie			
196	4867,6+0,6					blonkowo podstawowe + hematytowo-kwarcowe regeneracyjne		
198	4873,4+2,4							
210	4986,3+1,2,7							
213	5004,3+7,2							
Piaskowce monomiktyczne								
183	4701,1+0,5	60-70	0,04-0,7	0,15-0,4	kwarc	blonkowo-podstawowe, ilasto-hematytowo-kwarcowe	równoległa (pr. 191) porowata	do 5% dolosparytu o średnicy 0,1-0,3 mm; szczeliny kwarcowe w pr. 183 i 191; szczeliny mylonityzacji w pr. 185, 191; w pr. 186 zwęglone szczątki flory; w pr. 185 intraklasty wapieni mikrytowych, zaś w pr. 193 intraklasty ilowców mulowcowych
185	4735,3+6,5	do 2	0,08-0,5	0,12-0,25	skalenię + agregaty kaolinitowe i serycytowe poskaleniowe	blonkowo-gniazdowe, ilasto-dolosparytowo-kwarcowe		
186	4744,2+7,6	do 2	0,08-0,6	0,2	muskwit + chloryt			
191	4826,7+1,2	pojedyncze	0,02-0,15	0,1	minerale ciężkie			
193	4842,7+9,1	do 5	0,08-0,3	0,2	intraklasty wapieni mikrytowych			
214	5016,1+1,6	do 10	0,4-14,0	2,0-5,0	intraklasty ilowców mulowcowych	mieszane ilasto-hematytowo-kwarcowe		

Tabela 6

Charakterystyka mikrofacjalna skal ilastych i mulastych dewonu środkowego

Microfacies characteristics of Middle Devonian mudrocks

Numer szlifów	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Spoivo masa podstawowa	Tekstura	Uwagi
Seria dolomitowo-terygeniczna								
140	4390,1+16,5	20	0,01–0,12	0,06	dolosparyt	mikrytowa, ilasta	smużysta	il smużysto przekryształizowany
143 144	4436,1+5,5 4436,1+9,5	pojedyncze	0,01–0,16	–	kwarc	mikrytowa, ilasta	równoległa	il przekryształizowany
		sporadyczne	0,01–0,16	–	dolosparyt			
		pojedyncze	0,15–0,25	–	zęby ryb			
Seria terygeniczna szara + seria czarnych mulowców i szarych piaskowców								
157	4518,6+8,5	50	0,5–11,0	1,0–2,5	intraaklasty ilowców i ilowców dolomitycznych	mikrytowe ilaste	równoległa	zlepienie z florą zwęgloną i z impregnacjami pirytu
		30	0,01–0,3	–	matriks: kwarc			
		3	0,12–0,6	–	muskowit + biotyt			
160 162 166 168 175 180	4544,1+5,5 4554,8+5,2 4564,1+8,5 4582,5+8,5 4640,9+0,5 4675,3+4,5	–	–	–	laminy mulowcowe i mulowcowo-piaszczyste	ilaste błonkowe i stykowe, kwarcowe regeneracyjne	laminowana równoległa	laminy ilaste, ilasto-mulowcowe, mulowcowe i mulowcowo-piaszczyste rytmicznie powtarzające się; ostre granice między poszczególnymi rytмами; laminy ilaste przekryształizowane; w pr. 168 ślady działalności mulożerców wypelnione materiałem pylastym
		60–70	0,01–0,2	0,04–0,08	kwarc			
		2–10	0,1–0,6	0,15–0,2	muskowit + chloryt + biotyt			
		pojedyncze	0,01–0,15	0,04	kwarc			
		2	0,08–0,25	0,15	muskowit			
164	4564,1+3,5				ilasta, przekryształizowana	równoległa	liczne strzępki substancji asfaltowej	

Tabela 7

Charakterystyka mikrofacjalna piaskowców dewonu środkowego

Microfacies characteristics of Middle Devonian sandstones

Nr szlifu	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Spoivo	Tekstura	Uwagi
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Seria dolomitowo-teryogeniczna								
142	4436,1+0,5	60	0,05–0,45	0,1–0,15	kwarc	stykowo-porowo-gniazdowe, dolomitowe, anhydrytowe, kwarcowe	równoległa	ziarna kwarcu na wpół obtoczone i ostrokrawędziste, 25% dolosparytu o średnicy 0,01–0,06 mm, 3% sparytu anhydrytowego o średnicy 0,01–0,15 mm
		0,5	0,02–0,06	0,04	minerały ciężkie			
144a	4446,9+0,5	60	0,1–0,8	0,2–0,3	kwarc	stykowo-porowe generacje: – ilaste, – węglanowe, anhydrytowe i fosforanowe, – kwarcowe-regeneracyjne	równoległa	skalenie mocno zserycytyzowane
		5	0,12–1,6	0,3–0,5	zęby i łuski ryb, tkanka kostna i konodonty			
		pojedyncze	0,1–0,4	–	skalenie			
		pojedyncze	0,2–0,6	–	muskowit + biotyt			
		pojedyncze	0,04–0,2	0,1	minerały ciężkie			
Seria piaskowców z mułowcami								
148	4468,0+2,2	50	0,03–0,2	0,25–0,3	kwarc + kwarc agregatowy	porowo-błonkowo-gniazdowe, dolomitowe ilaste, pirytowe	równoległa	faliste żyłki powierzchni suturopodobnych; spoivo ilasto-dolomitowe impregnowane pirytem; według analiz chemicznych węglanów 13,6%, dolomitu 12,5%
		3	0,02–1,5	0,08 i 0,3	piryt			
149 150	4474,4+1,5 4486,4+2,5	80	0,06–0,6	0,2–0,3	kwarc	stykowo-błonkowo-porowe	równoległe laminowana	skalenie nieco zserycytyzowane; minerały ciężkie głównie w laminach
		pojedyncze	0,1–0,3	0,15–0,2	skalenie			
		pojedyncze	0,2–0,6	–	muskowit			
		7	0,04–0,25	0,08–0,20	minerały ciężkie			
151	4492,0+2,5	75	0,08–1,6	0,3–0,4	kwarc	błonkowo-porowe, ilasto-kwarcowe, regeneracyjne	frakcjonalnie laminowana	–
		pojedyncze	0,15–0,3	0,5–0,6	skalenie			
		pojedyncze	0,15–0,3	–	minerały ciężkie			
152	4497,7+0,5	70	0,08–0,4	0,2–0,25	kwarc	błonkowo-podstawowe, chlorytowo-kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	ziarna na wpół obtoczone i obtoczone; schlorytyzowane amfibole; piryty idiotopowy
		pojedyncze	0,15–0,25	–	skalenie			
		10	0,2–1,6	0,2–0,3	muskowit + chloryt			
		pojedyncze	0,04–0,25	–	minerały ciężkie			
153 154	4500,4+8,2 4510,0+1,0	75	0,1–0,8	0,25–0,4	kwarc	błonkowo-gniazdowe, ilasto-kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	skalenie skaolinityzowane i zserycytyzowane; gniazda wypełnione iltm
		pojedyncze	0,15–0,25	0,2	skalenie			
		pojedyncze	0,2–0,9	–	muskowit			
		5	0,2–22,0	–	intraklasty iltm			
		pojedyncze	0,02–0,2	–	minerały ciężkie			

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Seria terygeniczna szara								
158 159 161 163	4528,2+0,4 4533,7+7,5 4554,8+2,5 4564,1+1,6	75–80	0,06–0,5	0,2–0,3	kwarc	podstawowe, błonkowe, ilasto-kwarcowe, regeneracyjne	równoległa, w pr. 161 równoległe laminowana	albit i mikroklin świeże, inne skałenie skaonityzowane; w pr. 161 laminy wzbogacone w minerały ciężkie; w pr. 163 albit i mikroklin częściowo zastąpione kalcytem; drobne impregnacje pirytowe
		1	0,2–0,4	0,3	kwarc agregatowy			
		pojedyncze	0,1–0,4	0,15–0,2	skalenie			
		pojedyncze	0,1–0,5	–	muskowit + chloryt			
		pojedyncze	0,04–0,3	0,08	minerały ciężkie			
167	4573,1+7,5	60	0,06–0,4	0,15	kwarc	mieszane ilasto-kalcytowo- kwarcowe	laminowana równoległe	albit i mikroklin świeży, inne skałenie skaonityzowane i zsercytyzowane; wprysnięcia kalcytowe; laminy wzbogacone w minerały ciężkie
		10	0,1–0,25	0,15	skalenie			
		3	0,15–0,4	0,2	muskowit + chloryt + biotyt			
		0,5	0,02–0,2	0,1	minerały ciężkie			
169	4591,7+4,7	70	0,06–0,3	0,15	kwarc	podstawowe, błonkowe ilasto-kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	mikrostylolity wzbogacone w łuszczyki i substancję węglistą
		5	0,1–0,4	0,25	skalenie			
		15	0,2–0,8	0,4	muskowit + chloryt + biotyt			
Seria czarnych mułowców i szarych piaskowców								
170 171 172 173 174	4600,2+0,5 4605,3+3,5 4613,2+0,5 4618,8+0,2 4631,2+0,5	60–80	0,04–0,6	0,25–0,3	kwarc	błonkowo-stykowe ilasto-reliktowe kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	mikroklin i albit ostrokra- wędziste, świeże poskałeniowe agregaty kaolinitowe i serycytowe, obtoczone; skalenie z obwódkami regeneracyjnymi (pr. 171); agregaty skałeniowe, zmętniałe; wprysnięcia kalcytowe (pr. 172, 173, 174)
		do 2	0,1–0,4	0,25	skalenie			
		do 2	0,1–0,9	0,25–0,4	muskowit + chloryt			
		spora- dyczne	0,2–0,35	–	agregaty skałeniowe			
		pojedyncze	0,02–0,25	0,08	minerały ciężkie			
176	4660,7+0,2	80	0,06–0,3	0,15	kwarc	jw.	laminowana równoległe	laminowanie podkreślone udziałem minerałów ciężkich
		pojedyncze	0,08–0,25	–	skalenie			
		1–2	0,02–0,2	0,08	minerały ciężkie			
177	4660,7+0,7	79	0,04–0,3	0,1	kwarc	gniazdowo-stykowe, ilasto-kwarcowe	równoległa	mikrożyłka kwarcowa; mikrostylolity wzbogacone w substancję węglistą
		5	0,05–0,3	0,15	skalenie			
		1	0,1–0,7	0,3	muskowit + chloryt			
		pojedyncze	0,02–0,15	0,08	minerały ciężkie			
178 179 181	4668,3+0,4 4675,3+0,8 4683,6+1,2	70	0,08–0,8	0,2–0,4	kwarc	błonkowo-podstawowe, reliktowe ilaste, kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	relikty mikrostylolitów, mylonityzacja kwarcu wzdłuż ślizgów tektonicznych (pr. 179, 181); mikrożyłki kwarcowe
		pojedyncze	0,1–0,5	0,3	skalenie			
		spora- dyczne	0,25–0,35	–	muskowit + chloryt			
		pojedyncze	0,02–0,2	0,08	minerały ciężkie			

Tabela 8

Charakterystyka mikrofacjalna piaskowców zlepionych dewonu środkowego

Microfacies characteristics of Middle Devonian conglomeratic sandstones

Nr szlif	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Spoivo	Tekstura	Uwagi
Seria piaskowców z mułwcami								
155	4510,0+1,2	75	0,1–0,3	0,3–0,4	kwarc	ilasto-kwarcowe, podstawowe, błonkowo-gniazdowe	równoległa	spoivo gniazdowo-ilaste
		pojedyncze	0,15–0,5	0,2	skalenie			
		5	0,2–45	–	intraklasty iłowców			
		pojedyncze	0,02–0,2	–	minerały ciężkie			
		pojedyncze	0,3–0,8	–	muskowit			
156	4510,0+3,2	57,5	0,15–2,5	–	kwarc	ilasto-fosforanowo-kwarcowe podstawowe błonkowo-stykowe	równoległa	–
		0,6	0,2–0,4	–	skalenie			
		10,2	0,5–2,6	–	klasty, kwarc agregatowy			
		4,1	0,5–1,2	–	kwarc mylonityczny			
		2,0	0,4–1,8	–	agregaty kwarcowo-skalieniowe			
		1,2	3,1	–	piaskowce fosforanowe			
		10,0	0,2–65,0	–	iłowce			
		2,5	0,4–1,5	–	iłowce mułowcowe			
		2,2	1,43–3,5	–	tkanka kostna			
		0,5	1,0–12,0	–	zwęglona flora			
		0,5	0,06–0,22	–	minerały ciężkie			
		8,7	–	–	spoivo			
Seria terygeniczna szara								
165	4564,1+5,6	70	0,06–0,56	0,2–0,25	kwarc	mieszane dolosparytowe kwarcowe podstawowe	równoległa	wśród skaleni ostrokrawędziste ziarna albitu i mikroklinu oraz obtoczone agregaty kaolinitowe i serycytowe poskalieniowe; relikty błonek ilastych wokół ziaren kwarcu
		2	0,1–0,35	0,2–0,25	skalenie			
		pojedyncze	0,3–0,7	0,4	muskowit + chloryt + biotyt			
		5	0,4–45,0	–	intraklasty iłowców i iłowców piaszczystych			
		pojedyncze	0,02–0,3	0,15	minerały ciężkie			

Iłowce w serii terygeniczej prawie nie zawierają detrytycznego kwarcu (np. szlif 164 – tab. 6), chociaż występują również iłowce i mułowce piaszczyste, w których kwarc detrytyczny stanowi 60–70% (tab. 6). Zdarzają się też iłowce i mułowce zlepieńcowate, w których cienkie przewarstwienia w 50% składają się z czarnych i ciemnoszarych intraklastów iłowców i iłowców dolomitycznych (szlif 157 – tab. 6).

Piaskowce składają się ze średnio- i drobnodziarnistego kwarcu (60–80%), miejscami są wzbogacone w lyszczki (do 15% – szlif 169; tab. 7), zawierają też pojedyncze ziarna świeżych skaleni i minerałów ciężkich w polu widzenia, ale trafiają się też próbki (szlif 167), w których zawartość świeżego albitu i mikroklinu dochodzi do 10%. Niekiedy piaskowce są zlepieńcowate, intraklastowe. Intraklasty są reprezentowane przez płaskie, powyginane okruchy iłowców, dochodzące do 45 mm (szlif 165 – tab. 8).

Seria piaskowców z mułowcami (głęb. geofizyczna 4463,0–4508,0 m) jest nieformalną jednostką podziału protolitostratygraficznego. Planowana jest szybka formalizacja tej jednostki. Dolna granica serii przebiega w spągu szarego piaskowca z intraklastami (głęb. wiertnicza 4511,2 m; głęb. geofizyczna 4508,0 m). Górna granica serii przebiega nad warstwą piaskowca kwarcowego, średniodziarnistego, jasnoszarego, bezpośrednio pod warstwą dolomitu piaszczystego, należącego do wyższej jednostki (głęb. wiertnicza 4469,9 m; głęb. geofizyczna 4463,0 m).

Seria składa się z białych, jasnoszarych, rzadko ciemnoszarych piaskowców kwarcowych przewarstwionych ciemnoszarymi mułowcami. Tylko na głęb. wiertniczej 4770,0 m występuje mułowiec z wiśniowymi plamami. Seria stanowi odzwierciedlenie kolejnego etapu transgresji zapoczątkowanej, według danych z innych otworów wiertniczych, w późnym emsie. Wiek serii nie jest określony, z powodu braku skamieniałości. Jej środkowodewoński wiek przyjęto na podstawie pośrednich korelacji i położenia w profilu. Seria najprawdopodobniej należy do utworów powstałych w środowisku klastyków przybrzeżnych.

Cechy petrograficzne i mikrofacjalne osadów określone w szlifach mikroskopowych podano w tabelach 7 i 8.

Piaskowce w tej serii są makroskopowo podobne do piaskowców w serii niższej, lecz w szlifach mikroskopowych ujawniają obecność zwietrzałych skaleni. Podobnie jak w serii niższej trafiają się piaskowce zlepieńcowate, intraklastowe (szlify 155 i 156 – tab. 8). W górnej części serii w spoiwie piaskowców pojawia się dolomikryt w ilości 12,5% (szlif 148 – tab. 7).

Seria dolomitowo-terygeniczna (głęb. geofizyczna 4400,0–4463,0 m) jest nieformalną jednostką podziału protolitostratygraficznego. Planowana jest szybka formalizacja tej jednostki. Zgodnie ze swą nazwą jest ona reprezentowana przez dolomity, iłowce i piaskowce. Obie granice serii były rdzeniowane. Seria leży zgodnie na serii piaskowców z mu-

łowcami i rozpoczyna się warstwą ciemnoszarego dolomitu piaszczystego.

Stropową warstwę serii stanowi metrowa warstwa iłowca szarzielonego, pelitowego, kruchego, przykrytego warstwą wapienia z kalcysferami, należąca już do ogniwa lipowieckiego franu.

Omawiana seria stanowi kolejne ogniwo rozwoju transgresji morskiej dewonu środkowego na obszar lubelski. Jej litologia świadczy o retrogradacji linii brzegowej i odsunięciu się źródeł terygenicznego materiału osadowego oraz o rozpoczęciu działania jeszcze niezbyt intensywnej tzw. „fabryki węglanowej”. Wiek serii nie jest udokumentowany paleontologicznie. Oznaczenie próbek miospor znajdujących w osadach uniemożliwiło uwęglenie egzyn, spowodowane głębokim położeniem w profilu. Droga pośrednich korelacji można przyjąć, że seria reprezentuje jakąś część żywetu.

Górna część serii (głęb. 4400,0–4430,0 m) na wykresach profilowania gamma PG wykazuje podwyższone wskazania w stosunku do ogniwa lipowieckiego, przez co karotażowa granica obu jednostek jest ostra i wyraźna. Jest to specyfika nie tylko profilu otworu Lublin IG 1, w wielu innych otworach granica dewonu środkowego i górnego również jest ostra.

Cechy petrograficzne i mikrofacjalne utworów węglanowych i terygeniczych zebrano w tabelach 6, 7, 9, 10.

Iłowce nie zawierają właściwie detrytycznego kwarcu. W mikrytovej ilastej masie podstawowej występują smużyste przewarstwienia dolosparytowe (tab. 6).

Piaskowce zawierają jedynie 60% detrytycznego kwarcu, miejscami wzbogacone są w bioklasty: zęby i łuski ryb, tkankę kostną, konodonty. Spoiwo jest różnorodne: ilaste, węglanowe, anhydrytowe, fosforanowe i kwarcowe – regeneracyjne (szlif 144a – tab. 7).

Dolomity bywają piaszczyste i zawierają wtedy do 40% kwarcu (tab. 9). Większość jednak stanowią równoległe laminowane dolomity margliste i margle dolomityczne, zawierające jedynie miejscami detrytyczny kwarc w laminach mułowcowych, oprócz tego rozproszony kwarc autigeniczny, do 4% grudek pirytu i łuski ryb (tab. 10).

Formacja modryńska (głęb. geofizyczna 3790,0–4400,0 m) jest rozwinięta na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego, zwłaszcza na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny, skąd pochodzi jej stratotyp (Miłaczewski, 1981), a także w strefie podniesionej platformy prekambryjskiej w zapadlisku włodawskim (np. profile otworów Krowie Bagno IG 1 i Bachus 1). Formacja leży na formacji telatyńskiej, lub jej odpowiednikach, albo niezgodnie na dolnym lochkowie (otwór Wilga IG 1). Jest przykryta zgodnie przez „formację” bychawską lub formację firlejską, albo niezgodnie i z luką przez karbon. W profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 (Miłaczewski, 1971) formacja modryńska nosiła nazwę serii wapienno-koralowcowej. W nowym ujęciu stratygraficznym formacja modryńska ma szerszy zasięg głębokościowy (sięga głębiej) i jest dzielona na 3 podrzędne jed-

nostki litostratigraficzne w randze ogniwi. Formacja jest zaliczana do franu, ale wyniki badań konodontów sugerują, że jej dolna część może należeć do żywetu. Dolna część formacji jest wykształcona w postaci dolomitów, na obszarze stratotypowym w postaci charakterystycznych dolomitów jamistych, zaś górna w postaci wysokowęglanowych wapieni. Granice formacji na wykresach geofizyki otworowej są wyraźne (fig. 5).

Ogniwo lipowieckie (głęb. geofizyczna 4356,0–4400,0 m) w profilu otworu Lublin IG 1 zostało wydzielone po raz pierwszy w tym tomie. W innych profilach ogniwo lipowieckie jest reprezentowane przez wapienie, dolomity i iłowce dolomityczne, niekiedy z przewrstwieniami i konkrekcjami anhydrytu (Miłaczewski, 1981). Dotychczas dolna granica ogniwa była równocześnie uznawana za dolną granicę formacji modryńskiej. W profilu otworu Lublin IG 1 ogniwo zostało ujęte rdzeniem o długości 14,9 m. Przerdzieniono również granicę z leżącą niżej jednostką litostratigraficzną.

Na wykresach karotażowych ogniwo ma bardzo wyraźny zapis, zwłaszcza na krzywej PG, objawiający się alternacją podwyższonych i obniżonych wskazań natężenia naturalnego promieniowania gamma, odzwierciedlającą alternację ułożenia warstw mniej i bardziej ilastych z ogólnym trendem typu *coarsening upward* (por. fig. 3, 5).

Ogniwo zostało zbadane petrograficznie i mikrofacjalnie w 3 szlifach (szlify 136–138).

Według K. Radlicza wapień mikrytowo-kalcysferowy leżący w samym spągu ogniwa (szlif 138 – głęb. 4403,6 m) zawiera 20% kalcysfer z otoczką mikrytową o średnicy 0,04–0,2 mm (przeważnie 0,10–0,15 mm) oraz pojedyncze fragmenty małżoraczków o średnicy 0,3–0,9 mm (przeważnie 0,6 mm). Spoiwo jest mikrytowe, zaś tekstura bezładna. Szczeliny skały są zabliznione sparytem anhydrytowym i dolomitowym. Obecność kalcysfer może świadczyć o tym, że wapień tworzył się w wodzie o niższym od normalnego zasoleniu.

W szlifie 137 (głęb. 4400,6 m) zbadano iłowiec, który wyraźnie zaznacza się na wykresie PG. Iłowiec ten jest ciemnoszary i zwięzły. Ma teksturę równoległą. Jest złożony ze smużycie przekryształizowanej masy ilastej, reagującej na światło spolaryzowane, oraz licznych grudek pirytu o średnicy 0,005–0,04 mm z przewagą frakcji 0,01 mm.

Trzeci i ostatni szlif 136 (głęb. 4390,6 m) wykonano z ciemnoszarego dolomitu. Jest to względnie czysty dolomit, ponieważ składa się w 75% z osobników dolosparytowych o wielkości 0,03–0,25 mm, z przewagą frakcji 0,10–0,15 mm, oraz ze spoiwa mikrytowego, marglisto-pirytowego. Dolosparyt jest allotriopowy. Skałę przecinają faliste żyłki wzbogacone w piryt.

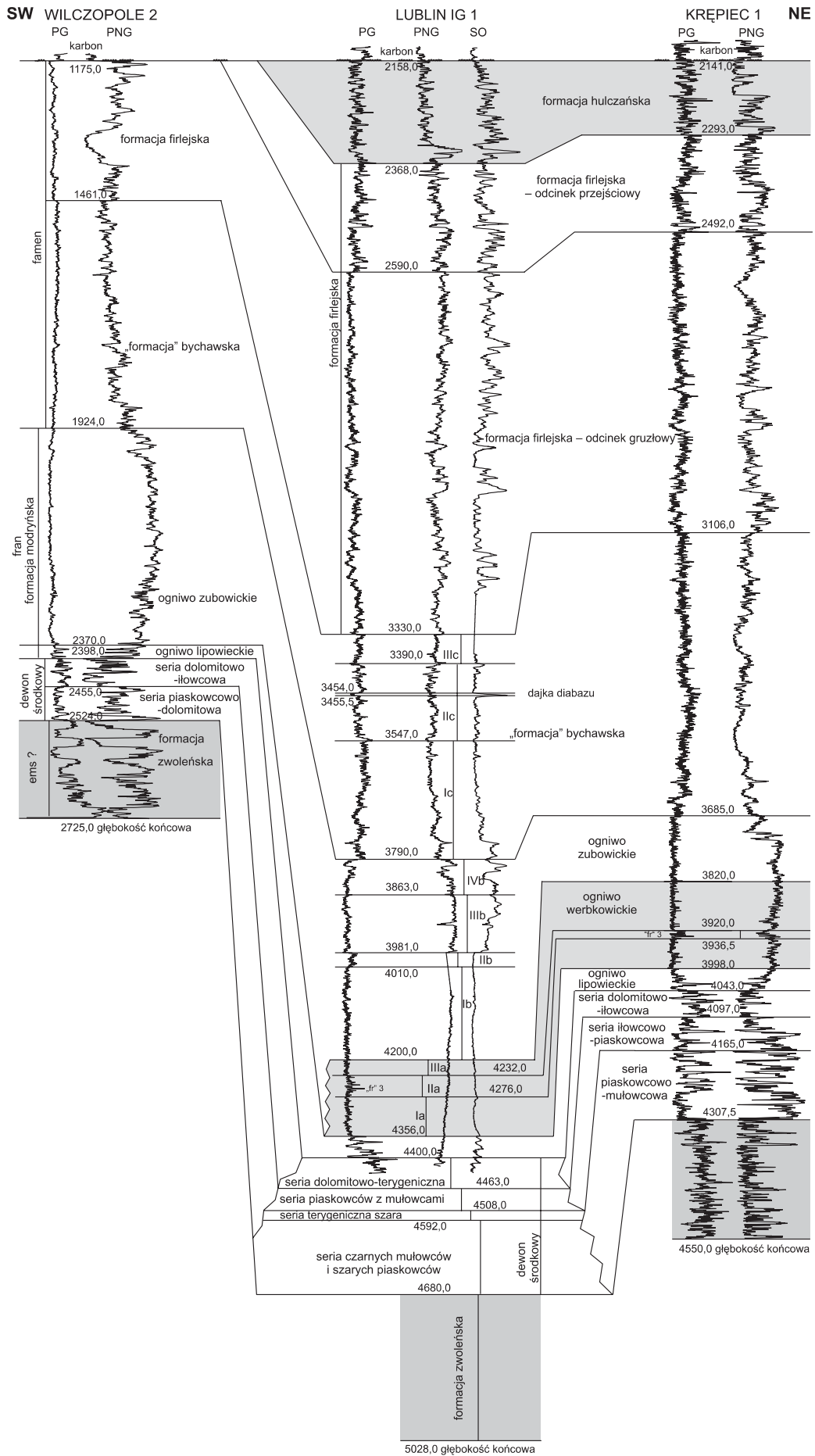
Ogniwo werbkowickie (głęb. geofizyczna 4200,0–4356,0 m) w profilu otworu Lublin IG 1 leży zgodnie na ogniwie lipowieckim. Granica jest ostra i wyraźna na karotażu; dokładnie jej charakteru nie da się określić, ponieważ nie była rdzeniowana. Górna granica ogniwa przebiega w miejscu, w którym w profilu pojawiają się grubsze warstwy wapieni,

Tabela 9

Charakterystyka mikrofacjalna dolomitów piaszczystych dewonu środkowego (seria dolomitowo-terygeniczna)

Microfacies characteristics of Middle Devonian sandy dolomites (dolomite-terrigenous series)

Numer szlif	Głębokość [m]	Materiał pylasto-piaszczysty				Materiał węglanowy				Masa podstawowa	Tekstura	Uwagi
		udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład			
151	4492,0±2,5	15	0,06–0,25	0,15	kwarc	45	0,005–0,02	0,01	dolomit	dolomikrosparytowo-marglista	smużysta	żyłki wzbogacone w asfaltyny
		40	0,06–0,8	0,2	kwarc	55	0,005–0,08	0,02	dolomit	dolomikrosparytowa	smużysta	ziarna w różnym stopniu obtoczone
147	4465,0±1,5	pojedyncze	0,12–0,25	0,2	skalenie	55	0,005–0,08	0,02	dolomit	dolomikrosparytowa	smużysta	ziarna w różnym stopniu obtoczone
		spordyczne	0,04–0,22	–	minerale ciężkie							



ma więc charakter przejścia facjalnego. Ogniwo jest zbudowane przede wszystkim z dolomitów ciemnoszarych lub ciemnoszarobrazowych, krypto- lub drobnokrystalicznych. Oprócz tego występują przewarstwienia szarych anhydrytów. Anhydryty te zajmują szczególnie miejsca w profilu ogniwa. W otworze Lublin IG 1 występują wraz z przewarstwiającymi je dolomitami w interwale głębokości geofizycznej 4276,0–4232,0 m (fig. 5), tworząc charakterystyczny w skali regionalnej poziom korelacyjny „fr3” (Miłaczewski, 1981). Poziom ten był rdzeniowany i wykonano z niego szlify mikroskopowe. Niestety niepełne rdzeniowanie ogniwa uniemożliwia stwierdzenie, czy w jego skład wchodzi charakterystyczne dolomity jamiste, od których ogniwo brało kiedyś nazwę „seria dolomitów jamistych”. Dolomity te powszechnie występują we franie na południowo-wschodniej Lubelszczyźnie (Miłaczewski, 1981) oraz w otworach wiertniczych Giełczew IG 5 i IG 6, w centralno-południowej części rowu mazowiecko-lubelskiego, koło Wysokiego Lubelskiego na południe od Lublina.

Dolny odcinek profilu formacji (głęb. geofizyczna 4356,0–4276,0 m) cechuje się agradacyjnym ułożeniem anomalii, z niskim, zwłaszcza w porównaniu z zapisem ogniwa lipowieckiego, natężeniem naturalnego promieniowania gamma (Ia – fig. 5). Wyraźnych anomalii nie ma, co sugeruje w tym odcinku profilu brak przewarstwień skał ilastych.

Środkowy odcinek profilu to wspomniany już poziom korelacyjny „fr3” z bardzo wyrazistym zapisem na wykresach PG. Najbardziej podwyższone wskazania PG występują w środku odcinka, następnie spadają ku górze profilu do wartości niskiej, takiej jak w spągu odcinka (IIa – fig. 5). Występują tu więc utwory zailone, zapewne dolomity margliste.

Górny odcinek (4200,0–4232,0 m) profilu ogniwa ma zapis geofizyczny taki, jak odcinek dolny (IIIa – fig. 5).

Dolomit (szlif 135, głęb. 4310,7 m), najniżej pobrany w profilu z opracowanego ogniwa, ujawnia udział 90% osobników dolosparytowych o wielkości 0,03–0,25 mm, najczęściej 0,1–0,15 mm i bezładną teksturę. Spoiwo jest piryto-wo-bitumiczne, wśród którego występują nieregularne skupienia anhydrytu i polihality (tab. 10). Drugi badany dolomit, pochodzący z tego samego marszu wiertniczego (szlif 134, głęb. 4291,7 m, głęb. geofizyczna ok. 4283 m), makroskopowo podobny, zawiera 80% osobników dolosparytu wśród spoiwa anhydrytowego (tab. 10).

W szlifach pobranych wyżej w profilu (szlify 133, 131a i 129a) stwierdzono anhydryt mikrosparytowy z laminami dolosparytu w ilości dochodzącej do 25%, przez co anhydryty należą do grupy anhydrytów dolomitowych.

Interesujących danych dostarczyły szlify pobrane wyżej, świadczące o tworzeniu się laminatów algowych i wapieni pelletowych (grudkowych) w specyficznym środowisku sebkim.

Szlif 131 (głęb. wiertnicza 4237,8 m) ujawnia udział 70% lamin grudkowych złożonych z pelletów (grudek) kalcymikrytowych o wielkości 0,04–0,2 mm (najczęściej 0,07 mm) oraz 20% porfirotopów anhydrytu i polihality o wielkości 0,2–10 mm (najczęściej 1,5–4,2 mm), spojonych kalcymikrytowym spoiwem.

Szlif 130 (głęb. 4236,5 m) został pobrany z dolomitu wapienistego lub wapienia dolomitycznego z reliktową strukturą stromatolitu, zawierającego do 50% osobników dolosparytu o wielkości 0,04–0,2 mm (przeważnie 0,1 mm) oraz 5% listewkowych impregnacji anhydrytowych o wielkości 0,2–1,2 mm (najczęściej 0,8 mm). Całość jest spojona spoiwem mikrosparytowym i ujawnia teksturę równoległą, laminowaną.

Ogniwo zubowickie (głęb. geofizyczna 3790,0–4200,0 m) leży na ogniwie werbkowickim i jest przykryte przez „formację” bychawską famenu. Ogniwo i jego odpowiedniki stratygraficzno-facjalne są szeroko rozwinięte na całym obszarze radomsko-lubelskim. Pierwotna nazwa ogniwa brzmiała: „seria wapienno-koralowcowa”. Ogniwo składa się przede wszystkim z czystych wapieni szarych i beżowych lub ciemnoszarobrazowych, z reguły zawierających szczątki koralowców, glonów wapiennych i stromatoporoidów oraz brachiopody. Oprócz wapieni bioklastycznych w profilu występują mikrytowe wapienie gruzłowe, wapienie mikrytowe i sparytowe, nieujawniające makroskopowo struktury, a przy spągu dolomity. Wykształcenie litologiczne ogniwa, tak różne od ogniwa niższych, odzwierciedla postępy frańskiej transgresji, rozwój platformy węglanowej w miejsce lagun oraz rozwój i okresowe niszczenie budowli organicznych. W porównaniu z ogniwem zubowickim z południowo-wschodniej Lubelszczyzny (np. profile Korczmin IG 1 i Terebin IG 5), reprezentującym skrajnie płytkie środowiska platform węglanowych, profil ogniwa w otworze Lublin IG 1 wydaje się nieco bardziej głębokowodny.

Dolna granica ogniwa zubowickiego na krzywych geofizycznych (fig. 5) nie jest wyraźna i dla jej dokładniejszego wyznaczenia potrzebne są dodatkowe dane pochodzące z próbek okrucowych i rdzeni.

Dolny odcinek profilu ogniwa na krzywej PG (4010,0–4200,0 m) (Ib – fig. 5) ujawnia ułożenie agradacyjne, stanowiące odzwierciedlenie stanu dynamicznej równowagi między akumulacją osadów a subsydencją dna zbiornika. Jednocześnie natężenie naturalnego promieniowania gamma jest niskie, co wyklucza obecność w profilu skał ilastych lub marglistych.

Na odcinku 3981,0–4010,0 m zaznacza się pewne podwyższenie wskazań na wykresach PG, co może świadczyć o obecności nieco marglistych wapieni gruzłowych w profilu i, być może, o okresowym pogłębieniu zbiornika (IIb – fig. 5).

Fig. 5. Korelacja utworów dewonu z otworu wiertniczego Lublin IG 1 z otworami sąsiednimi

Correlation of Devonian deposits from Lublin IG 1 borehole with neighbouring boreholes

T a b e l a 10

Charakterystyka mikrofacjalna dolomitów franu oraz dolomitów i margli dolomitycznych dewonu środkowego (seria dolomitowo-terygeniczna)

Microfacies characteristics of Frasnian dolomites, and Middle Devonian dolomites and dolomitic marls (dolomite-terrigeneous series)

Nr szlifu	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość osobników [mm]	Przewaga osobników [mm]	Skład	Masa podstawowa spoiwo	Tekstura	Uwagi
132 134	4261,2+0,5 4288,2+3,5	80	0,03–0,25	0,1–0,15	dolosparyt	anhydrytowe	beżładna	dolosparyt hipidio- i allotriopowy; skupienia kwarcu i chalcodonu autigenicznego
135	4288,2+22,5	90	0,03–0,25	0,1–0,15	dolosparyt	pirytowo-bitumiczne	beżładna	dolosparyt z błoną pirytowo-bitumiczną; nieregularne skupienia anhydrytu i polihalitytu
Ogniwo lipowieckie formacji modryńskiej franu								
136	4390,1+0,5	75	0,03–0,25	0,1–0,15	dolosparyt	mikrytowe, marglisto-pirytowe	beżładna	dolosparyt allotriopowy; faliste żyłki wzbogacone w piryt
Seria dolomitowo-terygeniczna dewonu środkowego								
139	4390,1+15,4	75	0,03–0,3	0,04 i 0,12	dolokalcypanyt	mikrytowa, marglista międzykryształiczna i gniazdowa	laminowana równoległa	laminy drobno- i średniospanytowe, relikty mikrostylolitytów przecinające dolosparyt
145	4446,9+1,5	45	0,005–0,03	0,008	dolomikrosparyt dolosparyt bioklastów	dolomikrosparytowa	równoległa	biolomikrosparyt zbrakcyjowany; stylolity co najmniej trzech generacji; szczeliny wypełnione dolosparytem oraz sparytem dolomitowo-kwarcowo-chalcodonowym; mikro-stylolity wzbogacone w substancję pirytową
		50	0,015–0,06	0,02–0,03				
146	4446,9+5,5	68	0,005–0,015	0,008–0,01	dolomikryt	międzykryształiczna ilasto-pirytowa	laminowana równoległa	w laminach wzbogacone w tuski ryb i kwarc autigeniczny; faliste żyłki powietrzni suturopodobnych wzbogacone w substancję węglisto-pirytową
		3	0,005–0,01	–	piryt			
		1	0,15–0,9	–	łuski ryb			
146a	4456,0+7,9	60	0,005–0,015	0,008–0,01	dolomikryt	jw.	jw.	laminy mułowcowe z 30% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,3 mm z przewagą 0,04–0,06 mm i łuskami ryb; w masie dolomikrytowo-łastej liczne impregnacje pirytowe i strzępki węgliste
		4	0,005–0,3	–	piryt			
		pojedyncze	0,15–0,9	–	łuski ryb			

Odcinek 3863,0–3981,0 m ponownie wykazuje ułożenie agradacyjne (IIIb – fig. 5).

Odcinek 3790,0–3863,0 m (strop serii) ma ułożenie retrogradacyjne, zaznaczające się trendem typu *fining upward* lub *deepening upward*. Natężenie promieniowania gamma rośnie ku górze profilu (IVb – fig. 5). Może to oznaczać etap zatopienia platform węglanowych i ewentualnych budowli organicznych, pogłębienia basenu, kontynuowanego z dużą prędkością w famenie.

Ogniwo zubowickie było częściowo rdzeniowane. Z próbek rdzeniowych wykonano ok. 30 petrograficznych szlifów mikroskopowych (por. tab. 2). Analiza szlifów wykazała obecność wapieni bioklastycznych (tab. 11) i wapieni biogenicznych (tab. 12). Wśród tych ostatnich występują odmiany gruzłowe i gruzłowate. Dwie próbki (szlify 126a i 128) pochodzą z prawie czarnych wapieni. Barwa taka jest bardzo rzadko spotykana. Przy stropie ogniwa występują miejscami wapienie, które są mikrofacjalnie podobne do wapieni z „formacji” bychawskiej (tab. 12). W wapieniach bioklastycznych (tab. 11) zaznacza się bardzo zmienny udział bioklastów (od pojedynczych procent do 70%) wśród spoiwa mikrytowego. W skład bioklastów wchodzi małżoraczki, szkarłupnie, małże, ślimaki, otwornice, serpule, problematyczne rurki – zdaniem K. Radlicza charakterystyczne dla wapieni franu, oraz nieoznaczalny detrytus bioklastyczny. Bioklasty nie identyfikują konkretnego biotopu, chociaż brak, na ogół, wśród bioklastów szczątków koralowców i stromatoporoidów może być symptomatyczny, sugerując środowisko głębszego morza, oddalone od raf. Wapienie biogeniczne (tab. 12) są zazwyczaj przepełnione pokruszonymi koralowcami i stromatoporoidami. Mogą one reprezentować płytkie środowisko przyrafowe.

„Formacja” bychawska (głęb. geofizyczna 3330,0–3790,0 m) pozostaje niesformalizowaną jednostką litostratygraficzną i dlatego jej nazwa jest pisana w cudzysłowie. Opis formacji można znaleźć m.in. w opracowaniu dotyczącym północno-zachodniej części rowu lubelskiego (Miłaczewski i in., 1983). Poprzednio dla tej jednostki stosowano nazwę: „seria wapieni pasiastych”. „Formacja” bychawska jest obecnie rozwinięta jedynie w centralnej i północno-zachodniej części rowu mazowiecko-lubelskiego i na podniesieniu radomsko-krańskim w profilu otworu wiertniczego Opole Lubelskie IG 1 (Miłaczewski, 1972a). Na południowo-wschodniej Lubelszczyźnie „formacja” bychawska jest facjalnie zastąpiona przez formację firlejską.

Dolna granica formacji przebiega blisko granicy fran/famen (Miłaczewski, 1972a, b) i z samej definicji jednostki litostratygraficznej nie musi być izochroniczna. Jest to wyraźna granica litologiczna między odmiennymi kompleksami skalnymi: jasnoszarymi lub beżowymi, wysokowęglanowymi wapieniami formacji modryńskiej (podwyższone wskazania na wykresach profilowania natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami – PNG; wysokie pozorne oporności właściwe na wykresach profilowań elektrycznych; obniżone wskazania na wykresach profilowania natężenia naturalnego promieniowania gamma – PG) a ciemnoszarymi lub czarnymi wapienno-marglisto-ilastymi utworami „formacji”

bychawskiej (niskie wskazania na wykresach PNG i PO, wysokie wskazania na wykresach PG). Z punktu widzenia stratygrafii sekwencji granica między formacjami przebiega po granicy sekwencji depozycyjnych III rzędu. Górna granica „formacji” bychawskiej przebiega w spągu formacji firlejskiej i ma charakter ciągłego przejścia litologicznego, jak w otworze wiertniczym Lublin IG 1 (patrz niżej) lub jest granicą erozyjną na skutek działania późnej erozji epigenetycznej (np. w profilu otworu Stężycza 1). Granica ta jest również granicą heterochroniczną.

Większa część „formacji” bychawskiej przynależy najprawdopodobniej do dolnofameńskiego poziomu konodontowego *crepida*. „Formacja” bychawska to litologicznie monotony kompleks skalny złożony z marglistych osadów o teksturze gruzłowej, które chociaż niedominujące, są wyraźnie widoczne w rdzeniu wiertniczym, ciemnoszarych lub czarnych wapieni marglistych, margli i iłowców wapienistych. Cechami charakterystycznymi są ciemna barwa, marglistość, ubóstwo skamieniałości bentonicznych oraz subtelna, równoległa lub nieco falista laminacja, wyrażona alternacją czarnych lub ciemnoszarych i nieco tylko jaśniejszych lamin, które często mają ostry spąg. Zespoły lamin wykazują ułożenie zgodne z sekwencją Boumy, wskazującą na prądy zawiesinowe jako czynnik sprawczy genezy formacji.

Gruzły wśród osadów formacji należą do typu warstwowego. Są ułożone dłuższymi osiami równoległe do siebie. Często zachowują lateralną ciągłość, tworząc faliste warstewki z przewężeniami, przypominającymi znane tekstury budinażu sedymentacyjnego.

Obraz geofizyczny formacji w profilu otworu Lublin IG 1 pomimo pozornej monotonii litologicznej jest zróżnicowany na kompleksy. Dolny kompleks (Ic – fig. 5), występujący w interwale głębokości geofizycznych 3547,0–3790,0 m, wykazuje ogólny trend na wykresach PG typu *fining upward* lub zamiennie, typu *deepening upward*, co przekłada się na zmniejszanie się średnicy ziarna osadu ku górze profilu lub, odpowiednio, pogłębianie się zbiornika sedymentacyjnego w tę stronę. Analiza mikrofacjalna zdaje się potwierdzać te tendencje.

Następny kompleks na krzywych karotażowych (IIc – fig. 5), w interwale głębokości 3390,0–3547,0 m, jest pozbawiony wyraźnego trendu, co sugeruje agradacyjne ułożenie warstw (*aggradational stacking pattern*), stanowiące odbicie dynamicznie niezmiennych warunków depozycji osadów – dynamicznej równowagi między prędkością akumulacji osadów i prędkością subsydencji dna zbiornika sedymentacyjnego. Odpowiadający wykresom karotażowym kompleks skalny jest przecięty w interwale głębokości wiertniczych 3459,0–3460,2 m dajką diabazu karbońskiego, otoczoną jedynie 30 cm strefą zmienioną kontaktowo. Na wykresach geofizyki wiertniczej dajka ta zaznacza się anomalią w interwale głębokości geofizycznych 3454,0–3455,5 m (lub na innych wykresach na głębokości 3452,0–3458,0 m, co wydaje się niezbyt ściśle). Wiek radiometryczny diabazu został określony przez Depciucha (1974) na 333 mln lat.

Górny kompleks na krzywych geofizycznych (IIIc – fig. 5) zaznacza się w interwale głębokości geofizycznych

Tabela 11

Charakterystyka mikrofacjalna wapieni bioklastycznych ogniwa Zubowickiego

Microfacies characteristics of Zubowice Member bioclastic limestones

Numer szlifu	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Skład	Spoivo	Tekstura	Uwagi
115	3837,9+26,5	40	0,03–0,5	małżoraczki, rurki – problematyki + sieczka bioklastyczna	mikrytowe	równoległa	mikroszczeliny kalcymparytowe, mikrostylolity z asfaltenami i dolosparytem
		6	0,005–0,04	dolosparyt			
116b	3891,9+0,2	pojedyncze	0,04–0,5	małżoraczki + sieczka bioklastów	mikrytowe	bezlądna	brekcja tektoniczna kilka systemów szczelin kalcymparytowych i mikrostylolitów
118 119a 123	891,9+15,3 3912,7+6,0 3937,6+8,5	70	0,06–20,0	bioklasty: stromatoporoidy, brachiopody, szkarłupnie, rurki – problematyki, małże, małżoraczki, otwornice (pr. 119a)	mikrytowe	równoległa	mikroszczeliny kalcymparytowe i mikrostylolity z asfaltenami i dolosparytem
121	3912,7+15,3	30	0,06–1,0	rurki – problematyki, otwornice + sieczka bioklastyczna	mikrytowe	równoległa	jw.
		2	0,25–2,0	intraclasty mikrytowe			
126b 126c 127 127a	3990,7+0,3 3990,7+4,6 3990,7+10,4 3990,7+15,5	2–5	0,04–15,0	bioklasty: szkarłupnie, brachiopody, otwornice, małżoraczki, ślimaki, serpule	mikrytowe	równoległa	pr. 126b – brekcja tektoniczna; mikrostylolity z substancją asfaltenowo-pirytową
		pojedyncze	0,25–0,9	koprolity mikrytowe			
127b	3990,7+23,3	15	0,03–1,8	bioklasty: małżoraczki, ślimaki, szkarłupnie + sieczka bioklastyczna	mikrytowe wapienno-margliste	bezlądna	wapień gruzłowy, kwarc autigeniczny; stylolitom towarzyszą kalcymparyty <i>cone in cone</i>
		pojedyncze	0,15–0,3	małżoraczki			
128	4134,0+5,5	3	0,03–0,8	koprolity mikrytowe	mikrytowe	równoległa	mikrostylolity z asfaltenami i dolosparytem; druzi kalcymparytowe z asfaltenami

Tabela 12

Charakterystyka mikrofacjalna wapieni biogenicznych ogniwa zubowickiego

Microfacies characteristics of Zubowice Member biogenic limestones

Numer szlif	Głębokość [m]	Skład fauny	Spoiwo	Uwagi
113	3825,3+11,5	korallowce, podrzędnie serpule, małżoraczki, brachiopody, liliowce, otwornice	kalcysparytowe	brekcja tektoniczna wypełniona kalcysparytem
114	3837,9+8,5	korallowce, rurki fauny franu – problematyki, małże	mikrytowe	krzyżujące się systemy mikrostylolity z asfaltenami
115a	3864,9+0,0	korallowce, stromatoporoidy, brachiopody, rurki fauny – problematyki, małżoraczki, szkarłupnie	mikrytowe	mikrostylolity z asfaltenami
116	3864,9+15,1	korallowce, rurki fauny – problematyki, małżoraczki	mikrytowe	mikroszczeliny kalcysparytowe i mikrostylolity z pirytem
116a	3864,9+23,3	korallowce, rurki fauny – problematyki, brachiopody, otwornice	mikrytowe i kalcysparytowe	mikroszczeliny i stylolity z asfaltenami; w lukach międzykrystalicznych w korallowcach wypełnienia asfaltenowe
117	3891,9+2,8	korallowce	kalcysparytowe	mikroszczeliny kalcysparytowe i mikrostylolity z asfaltenami
117a	3891,9+7,2	korallowce, sporadycznie małżoraczki i przekrystalizowana nieoznaczalna fauna	mikrytowe	–
119	3912,7+3,7	stromatoporoidy, pojedyncze trachity liliowców	mikrytowe	mikrostylolity z asfaltenami
120	3912,7+7,7	stromatoporoidy, brachiopody	mikrytowe	brekcja tektoniczna ze szczelinami kalcysparytowymi
122	3930,4+3,2	stromatoporoidy	kalcysparytowe	mikrostylolity z asfaltenami
123a	3937,6+11,4	korallowce, stromatoporoidy, brachiopody, liścionogi	mikrytowe	w korallowcach i stromatoporoidach kwarc autigeniczny
124	3937,6+12,4	korallowce, brachiopody, małżoraczki, trachity liliowców, otwornice	mikrytowe	mikrostylolity z asfaltenami i dolosparytem
125	3964,6+3,4	stromatoporoidy, brachiopody, trachity liliowców, ślimaki, otwornice	mikrytowe	mikroszczeliny kalcysparytowe; kwarc autigeniczny
126	3964,6+20,6	korallowce, bioklasty brachiopodów	mikrytowe	mikroszczeliny kalcysparytowe, mikrostylolity z asfaltenami
126a	3964,6+20,8	korallowce, brachiopody	mikrytowe	w korallowcach i w skorupach brachiopodów kwarc autigeniczny; mikrostylolity z asfaltenami i dolosparytem
129	4134,0+18,6	korallowce, stromatoporoidy	kalcysparyt	szczeliny kalcysparytowo-asfaltenowe

3330,0–3390,0 m. Wykazuje on wyraźny trend typu *fining upward* i retrogradacyjne ułożenie warstw (parasekwencji) tzw. *retrogradational stacking pattern*, charakterystyczny dla cofania się (retrogradacji) linii brzegowej.

W świetle wymienionej wyżej charakterystyki zbiornik sedimentacyjny „formacji” bychawskiej jawi się jako stosunkowo głęboki basen szelfowy z depozycją osadów pelagicznych i z prądów zawiesinowych, z dnem poniżej strefy fotycznej oraz niedostatkami tlenu w wodzie przydennej i w osadzie.

Obserwacje petrograficzne i analiza mikrofacjalna K. Radlicza potwierdzają ten model (por. niżej).

Wapienie margliste i wapienie marglisto-dolomityczne są podobne do margli dolomitycznych, od których trudno je odróżnić makroskopowo. Ich cechy mikrofacjalne przedstawiono w tabeli 13. Większość badanych szlifów ujawnia laminowaną teksturę badanych skał, ubóstwo bioklastów, obecność w laminach bardzo drobnych ziaren kwarcu detrytycznego i/lub autigenicznego. Makroskopowo podobne utwory występują również w wyższej formacji firlejskiej, jednak w ich szlifach (tab. 13) ujawnia się obecność licznych i różnorodnych bioklastów, w tym również znanych z franu problematycznych rurek, prawdopodobnie, jak bioklasty stromatoporoidów, występujących w famenie na wtórnym złożu. Zawartość ziaren kwarcu jest zmienna – od pojedynczych do 20%. Ich średnica jest też większa, do 0,5 mm, chociaż przeważa frakcja 0,04–0,08 mm.

Margle dolomityczne i dolomityczno-pylaste oraz iłowce są spotykane zarówno w „formacji” bychawskiej, jak i w wyższej – firlejskiej. Ich cechy mikrofacjalne przedstawiono w tabeli 14. Osady te są ciemnoszare, miejscami prawie czarne. Odznaczają się przeważnie teksturą laminowaną równoległą, przełamem zadziorowo-muszlowym i oddzielnością bulastą lub łupkową. Do margli dolomitycznych łądząco podobne makroskopowo są iłowce zbadane w szlifach 25, 38 i 51 (tab. 14). Materiał terygeniczny zawarty w opisywanych skałach ogranicza się do kwarcu i muskowitu. Kwarc w marglach „formacji” bychawskiej występuje w ilości do 2%, przeważnie we frakcji 0,04 mm, a muskowitu w szlifach nie stwierdzono. W marglach i iłowcach formacji firlejskiej kwarc ma udział 2–10% i przeważa frakcja 0,04–0,06 mm. Muskowit występuje w postaci pojedynczych łusek w polu widzenia. Rozpoznawalny optycznie materiał węglanowy w opisywanych utworach jest ograniczony do ziaren dolosparytu (do 15%) i nielicznych bioklastów wapiennych oraz spirytyzowanej i zwęglonej siewki roślinnej.

Osady gruzłowe „formacji” bychawskiej (tab. 15) są podobne do analogicznych osadów formacji firlejskiej i zostaną omówione razem.

Formacja firlejska (głęb. 2368,0–3330,0 m) w profilu otworu Lublin IG 1 leży zgodnie na „formacji” bychawskiej i jest z nią połączona stopniowym przejściem facjalnym. Formacja firlejska została ustanowiona przez Miłaczewskiego (1981) na miejsce nieformalnej jednostki litostratygraficznej – serii wapieni gruzłowych. Wiek formacji został określony jako fameński ze wskazaniem na famen niższy, lecz bez bliż-

szego sprecyzowania, bowiem na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego jest on zmienny. Na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny (*op. cit.*), gdzie formacja zalega bezpośrednio i zgodnie na franie, jej spąg przebiega w przybliżeniu w spągu wczesnego poziomu *triangularis*, a w otworze wiertniczym Maciejowice IG 1 (Miłaczewski i in., 1983) – w pobliżu spągu poziomu *rhomboidea*, czyli 2 poziomy konodontowe wyżej (ok. 3,5 mln lat różnicy).

W profilu otworu Lublin IG 1 spąg formacji może przebiegać stratygraficznie nieco niżej, w obrębie poziomu *crepida*. Górna granica formacji ma również charakter przejścia facjalnego. Poziom stratygraficzny, w którym ta granica przebiega, nie jest jeszcze w profilu wiercenia określony. Na podstawie korelacji z profilem pobliskiego otworu Minkowice 1 można przypuszczać, że przebiega w późnym poziomie *marginifera* (Matyja, Żbikowska, 1974; Miłaczewski, 1978b).

Formacja firlejska w opisywanym otworze wiertniczym ma monotony skład litologiczny: są to osady węglanowe o charakterystycznej teksturze gruzłowej. Ciemnoszare lub ciemnoszarobrazowe gruzły najrozmaitszych kształtów i wielkości, utworzone najczęściej z kalcy- lub dolomikrytu, tkwiące różnie rozmieszczone w nieco ciemniejszej, zawsze nieco bardziej marglistej lub ilastej węglanowej masie spajającej. Skała jest z reguły twarda i zwarta. Wyraźnego warstwowania na ogół nie wykazuje, jednak często samo ułożenie gruzłów dłuższymi osiami równoległe do siebie sugeruje pewne uwarstwienie, niekiedy odbiegające od poziomego. Skamieniałości w osadach gruzłowych są dość liczne. Są to głównie skamieniałości brachiopodów, najczęściej *Cyrtospirifer* ex. gr. *archiaci* Murchison, które tworzą ławiczki, prawdopodobnie o sztormowej genezie, zwartych muszłowców złożonych z rozdzielonych skorupki. Częste są ławiczki utworzone z całych muszli *Ptychomaletoechia* sp., a także ławiczki *Athyris* sp. *sensu lato*. Oprócz tego występują inne skamieniałości zwierzęce, lecz nie tak licznie, jak brachiopody. Nie stwierdzono *in situ* koralowców i stromatoporoidów oraz tentakulitów. Jeśli są one znajdowane, to w intraklastach. Cyrtospiryfery występują, jednak ich liczebność zmniejsza się przez cały profil formacji. Bardziej szczegółowe dane dotyczące osadów gruzłowych, oparte na obserwacjach K. Radlicza, podano niżej, podobnie jak dane dotyczące innych skał występujących w formacji. Należy jedynie podkreślić, że w górę profilu formacji rośnie zawartość kwarcu detrytycznego w osadach, pojawiają się wapienie piaszczyste i piaszkowce wapniste, zmniejsza się udział osadów gruzłowych. Jest to szczególnie widoczne w interwale głęb. 2368,0–2590,0 m. Tego rodzaju zmiany są widoczne w skali makro – na wykresach geofizyki wiertniczej i w skali mikro – w mikroskopowych płytkach cienkich.

Na wykresach geofizyki wiertniczej, zwłaszcza wykresach natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG), w interwale głęb. 2590,0–3330,0 m jest widoczny dość niewyraźny ogólny trend typu *shallowing upward*, tj. ze zmniejszającym się natężeniem promieniowania gamma w górę profilu. Na tym tle widoczne są również fluktuacje niższego rzędu z trendem odwrotnym. W interwale głęb. 2368,0–2590,0 m następuje zmiana trendu na *deepening upward* lub *fining*

Tabela 13

Charakterystyka mikrofacjalna wapieni, wapieni marglistych i wapieni dolomityczno-marglistych franu i famenu
 Microfacies characteristics of Frasnian and Famennian limestones, marly limestones and dolomitic-marly limestones

Nr szlifu	Głębokość [m]	Materiał pylasto-piaszczysty			Materiał węglanowy			Spoiwo	Tekstura	Uwagi		
		udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]				przewaga frakcji [mm]	skład
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Formacja firnejska												
19	2430,9+3,5	5	0,01-0,2	0,08	kwarc	40	0,06-5,0	0,4-1,2	bioklasty, brachiopody, liliowce, małżoraczki, rurki fauny franu, głony	mikrytowe	laminowana zaburzona z ławicami bioklastów	segregacja materiału rytmiczna, struktury płynięcia
29	2457,8+11,3	5	0,01-0,50	0,08	kwarc	5	0,04-0,15	0,08	grudki mikrytowe			
30	2470,0+1,5					5	1,0-3,0	1,5	intraklasty i protointraklasty wapieni marglistych			
31	2470,0+3,5	pojedyncze	0,0-0,3	-	muskowit	70	0,04-3,5	0,1-0,6	w laminach bioklastycznych bioklasty: brachiopody, szkarłupnie, małżoraczki, głony, ryby	mikrytowe i kalcy-sparytowe	laminowana	laminy mikrytowe i bioklastyczne
32	2470,0+8,3					do 5	0,01-0,06	-	stromatorporoidy, otwornice, rurki fauny franu, koralowce			
39	2498,3+11,2	5	0,02-0,2	0,08	kwarc	40-60	0,1-10,0	0,3-1,3	bioklasty: brachiopody, szkarłupnie, otwornice, małżoraczki, głony, mszywioły, ślimaki	kalcy-sparytowe i mikrytowe	równoległa i laminowana	w mikrostylolitach wzbogacenia w ziarna kwarcu do 50%
44	2527,6+9,4	pojedyncze	0,04-0,15	-	mikrokl. albit	do 20	0,06-0,4	0,1	grudki mikrytowe			
48	2542,0+16,5	pojedyncze	0,06-0,3	-	muskowit	5	0,01-0,15	0,02-0,04	dolosparyt			
53	2574,0+9,5					pojedyncze	0,06-0,9	-	bioklasty: małżoraczki, głony, ryby	mikrytowe	laminowana	laminy mikrytowe, mikrytowo-mułcowo-piaszczyste i marglisto-dolosparytowe powierzcnie suturopodobne
55	2586,5+6,5	20	0,02-0,45	-	kwarc detrytyczny + autigeniczny	15	0,01-0,15	0,02-0,04	dolosparyt			
61	2630,6+7,5	-	-	-	-	20	0,06-9,0	0,2-0,7	bioklasty, szkarłupnie, brachiopody, ślimaki, małżoraczki	mikrytowe i kalcy-dolosparytowe	bezlądna	szczeliny kalcy-sparytowe z asfaltunami
63	2651,3+1,5					2	0,01-1,2	0,3-0,5	intraklasty mikrytowe			

Tabela 13 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
62	2638,9+3,6	2	0,02-0,2	-	kwarc detrytyczny + autigeniczny	30	0,03-1,8	0,3-0,8	bioklasty: małżoraczki, szkarłupnie, brachiopody, ślimaki, glony	kalcy sparytowe	równoległa	-
64a 65	2702,8+0,5 2702,8+4,5	pojedyncze	0,02-0,12	-	-	40	0,03-4,2	0,1-0,6	bioklasty: szkarłupnie, brachiopody, małże, ślimaki, małżoraczki, otwornice, glony	mikrytowe i kalcydolosparytowe	równoległa	systemy mikroszczelin i mikrostyliów; asfaltyny międzykryształiczne i wewnątrzszkieletowe
71a 72a	2811,2+13,5 2854,2+6,5	-	-	-	-	10	0,01-0,08	0,02-0,04	dolosparyt	mikrytowe	laminowana	laminy bioklastyczne śród-mikrytowe; mikrostylioty z asfaltunami
83 84	3178,0+1,5 3178,0+14,5	do 5	0,01-0,08	0,04-0,06	kwarc detrytyczny + autigeniczny	20-60	0,03-8,0	0,7-1,6	bioklasty: małżoraczki, brachiopody, głowonogi, ślimaki, otwornice, glony, ryby	mikrytowe i kalcydolosparytowe	laminowana	laminy grudkowe oraz bioklastyczne
„Formacja” bychawska												
89	3350,0+1,5	do 5	0,01-0,08	0,04-0,06	kwarc detrytyczny + autigeniczny	20-60	0,03-8,0	0,7-1,6	bioklasty: małżoraczki, brachiopody, głowonogi, ślimaki, otwornice, glony, ryby	mikrytowe i kalcydolosparytowe	laminowana	laminy grudkowe oraz bioklastyczne
91 92	3400,0+1,5 3400,0+16,5	5-15	0,01-0,1	0,04	kwarc detrytyczny + autigeniczny	10	0,01-0,06	0,03	dolosparyt	mikrytowe	laminowana	laminy kalcy-mikrytowe i mikrytowe margliste z domieszka asfaltenów i kwarcu
91a	3400,0+8,5	15	0,01-0,12	0,06	kwarc	-	-	-	laminy wapienne	mikrosparytowe		laminy grudkowe, dolosparytowo-aleurytowe i laminy powierzchni suturo-podobnych
92b	3459,0+1,3	2	0,01-0,12	-	kwarc	80	0,02-0,15	0,08	grudki koproliłowe sieciska bioklastów laminy dolosparytowo-aleurytowe dolosparyt bioklasty: brachiopody i szkarłupnie kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe	bezladna	kontakt z diabazem

Tabela 13 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
96	3512,7+15,5 3529,5+3,5 3601,5+9,5	–	–	–	laminy aleurytowe	10–60	0,005–0,18	0,03	kalcydolosparyt	mikrytowe	laminowana	laminy mikrytowe, mikrytowo-dolosparytowe, aleurytowe
96a		20 średnio 2–5	0,005–0,08	0,04	kwarc	do 5	0,1–0,9	0,15	sieczka bioklastów	–	–	–
103			20	0,02–0,08	0,04	kwarc	20	0,03–0,15	0,06–0,08	grudki mikrytowe	kalcydolosparytowe	równoległa
99	3547,5+15,5	1	0,02–0,06	–	minerały ciężkie	30	0,02–0,16	0,08	kalcydolosparyt	–	–	–
110	3798,6+1,5	–	–	–	–	10	0,06–2,5	0,1–0,5	bioklasty: głównie sieczka, pojedyncze tentakulity, małże i otwornice	mikrytowe	bezhadna	liczne grudki i impregnacje pirytowe, cone in cone i asfaltowy (pr. 111a)
111	3798,6+8,5 3825,3+0,0	–	–	–	–	10	0,005–0,04	0,01	dolosparyt	–	–	–
111a									w brekcji sieczka bioklastów	kalcydolosparytowe	–	–
112	3825,3+0,2	–	–	–	–	25	0,06–1,5	0,2	–	–	–	brekcja tektoniczna

upward, zaznaczająca się wzrostem natężenia promieniowania gamma. Na tle ogólnego trendu widoczne są cykle niższego rzędu, o miąższości 20–70 m. Cztery z tych cyklów są typu *shallowing upward*, a jeden – typu *deepening upward*.

Mikrofacjalna zmienność osadów gruzłowych w profilu pionowym nie jest zbyt wielka. Dla przykładu w tabeli 15 przedstawiono dane z kilkunastu próbek tych osadów, wytypowanych spośród wielu innych, co około 100 m, zarówno z „formacji” bychawskiej, jak i firlejskiej.

W osadach formacji firlejskiej oprócz osadów gruzłowych dominujących w dolnej części formacji występują również różne odmiany wapieni pozbawionych tej tekstury (por. tab. 2). W dolnej części formacji przeważają ciemnoszare laminowane mikryty i różne wapienie bioklastyczne; w górnej części – szare wapienie piaszczyste, wapienie marglisto-mułowcowe i mułowcowe. W zapisie geofizycznym odmiany margliste i mułowcowe wapieni odróżniają się od wapieni czystych, wapieni piaszczystych i piaskowców podwyższonymi wskazaniami na wykresach natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) i obniżonymi wskazaniami na wykresach natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami (PNG).

Cechy mikrofacjalne wapieni, wapieni marglistych oraz wapieni dolomityczno-marglistych przedstawiono w tabeli 13. Zostały one omówione wyżej, przy charakterystyce „formacji” bychawskiej.

Cechy mikrofacjalne wapieni mułowcowych, marglisto-mułowcowych i wapieni piaszczystych podano w tabeli 16. Wapienie te są twarde, zwarte, o przełamie zadziorowo-ziemistym, barwy szarej lub ciemnoszarej. Miejscami zawierają nagromadzenia skorup brachiopodów (szlif 27) lub zwęglone szczątki roślin (szlif 51a). Kwarc w wapieniach piaszczystych występuje w ilości 10–30%, w przeważającej frakcji 0,06–0,1 mm. Towarzyszą mu niekiedy pojedyncze ziarna mikroklinu i albitu oraz muskowitu, chlorytu i biotyty.

Jak wspomniano wyżej, w górnej części formacji firlejskiej oprócz skał węglanowych występują również wapniste piaskowce i mułowce. Mają one barwę szarą lub ciemnoszarą, teksturę często smużystą lub laminowaną. Zawierają niekiedy nieliczne intraklasty iłowców (o średnicy do 25 mm) oraz bioklasty, głównie pokruszone brachiopody, chociaż trafiają się również ławiczki brachiopodów dość dobrze zachowanych (szlify 24 i 26 – tab. 17).

Cechy mikrofacjalne tych piaskowców przedstawiono w tabeli 17.

Zlepieńce występujące w formacji firlejskiej są niezbyt liczne. Skała z głębokości 2598,4 m, z której pochodzi szlif 55a składa się z litoklastów o średnicy do 25 mm, szarych, ciemnoszarych i czarnych, przeważnie spłaszczonych, częściowo i dobrze obtoczonych. Wśród litoklastów występują przeważnie intraklasty, choć niezbyt licznie trafiają się egzoklasty, pochodzące spoza basenu, m.in. z rozmycia osadów franu (tab. 18). W nadległej formacji hulczańskiej w zlepieńcach egzoklastów jest więcej, zgodnie z postępującą erozją obszaru alimentacyjnego (por. tab. 19). W niektórych intraklastach występuje tekstura równoległa, niektóre są impregnowane pirytem. Matriks jest piaszczysty, jasnoszary ze spoiwem kalcydolosparytowym typu właściwego.

Tabela 14

Charakterystyka mikrofacjalna margli dolomitycznych i dolomityczno-mulowcowych oraz ilowców famenu

Microfacies characteristics of Famennian dolomitic marls, dolomitic-silty marls and claystones

Nr szlif	Głębokość [m]	Materiał terygeniczny			Materiał węglanowy			Splot	Tekstura	Uwagi
		udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]			
Formacja firijska										
12	2397,3+4,5	2-10	0,01-0,15	0,06	kwarc	pojedyncze	0,04-2,2	0,15-0,5	bioklasty: brachiopody, miszwywoły, maizoraczki	w pr. 23 i 33 zwęglona i spirytywana sieczka roślinna; w próbie 18 15% bioklastów oraz protointraklasty
18	2422,9+6,5					-	-	-	smużysta laminowana	
21	2439,0+3,5					5-15	0,01-0,08	0,04		
23	2447,0+4,5	pojedyncze	0,04-0,1	-	muskowit					
33	2470,0+12,3					2	0,7-10,0	-		
25	2447,0+12,5	do 5	0,01-0,06	0,04	kwarc	pojedyncze	0,6-2,5	-	bioklasty brachiopodów	w pr. 51 zwęglona i spirytywana sieczka roślinna
38	2498,3+7,2								laminowana	
51	2558,0+10,5	pojedyncze	0,040,1	-	muskowit					
„Formacja” bychawska										
98	3547,5+4,5					3-15	0,005-0,06	0,02	dołosparyt	laminowane, laminy dolosparytowe; w próbie 109 ślady ozokerytu
100	3547,5+15,6								mikrytowe z przerostami kalcydolosparytowymi w laminach	
101	3574,5+3,5				kwarc detrytyczny + autigeniczny					
102	3574,5+25,5	do 2	0,01-0,08	0,04						
105	3660,0+15,5					do 5	0,06-2,7	-		
108	3771,6+5,5									
109	3771,6+25,5									

Tabela 15

Zmienność mikrofacjalna osadów gruzłowych fałmenu

Microfacies variability of Famennian nodular rocks

Nr szlifiu	Głębokość [m]	Gruzły						Matriks							
		maksymalna wielkość [mm]	litologia	tekstura	skład	udział [%]	średnica [mm]	średnica przeważająca [mm]	litologia	tekstura	skład	udział [%]	średnica [mm]	średnica przeważająca [mm]	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Formacja friejska															
21a	2439,0+4,5	100	margle, ilowce, wapienie mikrytowe	smużysta równoległa	illit, bioklasty	-	-	-	wapien marglisty	równoległa	mikryt	-	-	-	
															bioklasty: brachiopody, małżoraczki, relikty fauny franu
42b	2516,1+19,6	100	wapien dolomityczno-mulowcowy	równoległa, pionowe stylolity z substancją pitytowobitumiczną	grudki mikrytowe	5	0,05-0,38	0,05-0,1	-	-	-	-	-	-	-
						30	0,04-0,18	0,1							
						30	0,02-0,3	0,06-0,1							
						skalenie	spor.	0,06-0,15							
						muskowit	poj.	0,06-0,3							
25	0,15-1,8	-	bioklasty: liliowce, glony, otwornice, brachiopody	25	0,15-1,8	-	bioklasty: liliowce, glony, otwornice, brachiopody	25	0,15-1,8	-	bioklasty: liliowce, glony, otwornice, brachiopody	25	0,15-1,8	-	
60a	2630,6+1,5	45	wapien marglisto-dolomityczny	równoległa	dolosparyt	10	0,01-0,15	-	margiel dolomityczny	smużysta, powierzchniowo-sutropodobne	dolosparyt	15	0,01-0,15	-	
						5	0,01-0,15	-							
						ziarna kwarcu	5	0,01-0,15							-

Tabela 15 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
68	2750,7+3,5	120	wapień marglisto-mułowcowy	równoległa, porowata, mikrostryloliity z asfaltanami i dolosparytem	mikryt	–	–	–	–	–	–	–	–	–
					bioklasty: liliowce, głony, małżoraczki, otwornice, brachiopody	35	0,02–6,5	0,6						
					gruzełki gilonowe	5	0,04–0,5	–						
73	2854,2+15,5	100	wapień bioklastyczny	bezlądna laminowana	ziarna kwarcu detrytycznego i autigenicznego	10	0,02–0,2	–	wapień marglisto-mułowcowy, margiel dolomityczny	równoległa, powierzchniowo-suturopodobne z asfaltanami	bioklasty: skorupy i kolce brachiopodów, liliowce, kolce jeżowców, węzowidła, małżoraczki, głony	40	0,02–2,2	0,1–0,4
					dolosparyt	5	0,02–0,15	0,08–0,1						
					mikryt	–	–	–						
74b	2901,3+16,5	100	wapień mikrytowy	równoległa	ziarna kwarcu detrytycznego i autigenicznego	5	0,01–0,2	0,07	margiel	równoległa, powierzchniowo-suturopodobne z asfaltanami	mikryt	10	0,02–0,1	0,04
					grudki mikrytowe	5	0,04–0,3	0,15						
					mikryt, ślady skatoczy	–	–	–						
74b	2901,3+16,5	100	wapień mikrytowy	równoległa	bioklasty: liliowce, węzowidła, serpule, brachiopody	poj.	0,06–4,0	0,3–0,5	wapień marglisto-dolomityczny	równoległa	bioklasty, sieczka bioklastyczna, liliowce, małżoraczki	5	0,02–2,2	–
					ziarna kwarcu autigenicznego	poj.	0,01–0,15	0,1						
					ziarna kwarcu	3	0,01–0,05	0,02						

Tabela 15 cd.

„Formacja” bychawska														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
89a	3350,0+10,5	80	wapien mikrytowy	laminowana	mikryt	-	-	-	margiel dolomityczny	równoległa powierzchnie suturo-podobne z asfaltenami	mikryt	-	-	-
					sieczka przekryształizowanych bioklastów, małżoraczki, glony i inne	2	0,04-0,8	-			0,01-0,05	0,02		
93	3459,0+3,5	80	wapien marglisty mikrytowy	bezhadna	mikryt	-	-	-	margiel	równoległa	mikryt	-	-	-
					przekryształizowana sieczka bioklastów, częściov im-pregnowana pirytem, ślimaki, liliowce	2	0,04-3,5	0,1			0,04-8,0	0,1-0,2		
104	3660,0+0,5	30	wapien grudkowy	równoległa	kalcydolosparyt	-	-	-	margiel dolomityczny	laminowana	mikryt	-	-	-
					grudki mikrytowe	25	0,04-0,2	0,1			0,005-0,06	0,02		
					bioklasty: rurki fauny franu	5	0,08-0,4	-			0,04-0,2	-		
					kware autigeniczny	5	0,02-0,15	-			0,005-0,2	0,04		
107	3728,2+16,3	70	-	-	mikryt	-	-	-	margiel dolomityczny	równoległa smuzysta	mikryt	-	-	-
					grudki pirytu i strzępki asfaltenów	poj.	0,005-0,12	-			0,005-0,06	0,02		
					sieczka bioklastów	poj.	0,04-0,2	-			0,04-0,2	-		
					muskowit	2	0,04-0,2	-			0,04-0,2	-		
107	3728,2+16,3	70	-	-	grudki pirytu i strzępki asfaltenów	poj.	0,005-0,15	-	margiel dolomityczny	równoległa smuzysta	grudki pirytu i strzępki asfaltenów	poj.	0,005-0,2	0,04
					muskowit	2	0,04-0,2	-			0,005-0,2	0,04		

spor. – sporadyczne, poj. – pojedyncze

spor. – occasional, poj. – individually

Tabela 16

Charakterystyka mikrofacjalna wapieni mulowcowych, marglisto-mulowcowych i piaszczystych fałmenu

Microfacies characteristics of Famennian silt, marly-silty and sandy limestones

Nr szlifu	Głębokość [m]	Materiał pylasto-piaszczysty				Materiał węglanowy				Spoiwo	Tekstura	Uwagi
		udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13	2397,3+5,5	10	0,02–0,25	0,1	kwarce	40	0,03–20,0	–	intraklasty i protointraklasty wapieni mikrytowych i mikrytowo-bioklastycznych	kalcydolosparytowe	równoległa	–
		10	0,06–0,3	0,12	–	bioklasty: brachiopody, szkarłupnie, rurki fauny framu, małżoraczki, glony						
		20	0,06–0,2	0,15	–	–						
		5	0,03–0,15	0,08	–	–						
27	2457,8+6,2	3	0,06–0,4	0,15	muskowit + chloryt + biotyt	50	0,6–24,0	–	bioklasty: brachiopody, szkarłupnie, glony, problematyki	kalcydolosparytowe	laminowana skośnie	–
		30	0,03–0,2	0,06–0,08	kwarce	20	0,005–0,15	0,04–0,06	kalcydolosparyt			
		30	0,03–0,2	0,06–0,08	kwarce	30	0,04–0,15	–	–			
		pojedyncze	0,06–0,18	–	mikroclin + albit	pojedyncze	0,08–0,8	–	bioklasty: małżoraczki, problematyki, glony			
28	2457,8+9,4	pojedyncze	0,1–0,4	–	muskowit + chloryt + biotyt	ok. 40	0,01–0,15	0,1	kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe	równoległa	–
		15	0,04–0,25	0,08–0,1	kwarce	ok. 50	0,01–0,2	0,08	kalcydolosparyt			
42	2516,1+7,4	15	0,04–0,25	0,08–0,1	kwarce	15	0,04–0,15	0,08	grudki i gruzelki mikrytowe i glonowe	kalcydolosparytowe	równoległa	kilka generacji szczelin i szwów mikrostylitowych i stylitowych wzbogaconych w asfaltyny
42a	2516,1+9,1											
43	2527,6+2,2											

Tabela 16 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
51a	2574,0+0,5	10	0,01–0,35	0,1–0,15	kwarc	50	0,005–0,1	0,06	kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe	falistolaminowana	muszlowiec małżoraczkowy w laminie
		pojedyncze	0,04–0,2	–	muskowit	30	0,03–1,5	–	bioklasty: małżoraczki, szkarłupnie, glony, konodonty, węglona flora			
56	2586,5+13,5	25	0,04–0,15	0,08	kwarc	40	0,1–2,5	–	kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe	równoległa	–
						15	0,04–0,3	–	bioklasty: szkarłupnie, brachiopody, małżoraczki, problematyki, glony			
						30	0,03–0,2	0,08	grudki koproplitowe			
60	2623,7+3,3	3–15 (sr. 7)	0,04–0,3	0,1	kwarc	40	0,03–3,5	–	kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe	równoległa	mikrostylolity wzbogacone w dolosparyt
						20	0,04–0,4	0,1–0,15	bioklasty: glony, szkarłupnie, brachiopody, małże, małżoraczki, mszywioly, problematyki framu			
									grudki mikrytowe			

W porównaniu z formacją firlejską z obszaru południowo-wschodniej Lubelszczyzny (Miłaczewski, 1981) osady tej formacji w profilu otworu Lublin IG 1 cechują się większą różnorodnością litologiczną, większą zawartością w osadach składników terygeniczych, zwłaszcza frakcji piaszkowej, ciemniejszą barwą i mniejszą ilością skamieniałości bentosowych oraz ponad dwukrotnie większą miąższością. Cechy te sugerują tworzenie się osadów w subsydenym zbiorniku w warunkach względnej równowagi między prędkością akumulacji osadów a subsydencją dna zbiornika przy względnej bliskości obszaru alimentacyjnego.

Formacja hulczańska (głęb. geofizyczna 2158,0–2368,0 m) wraz z „formacją” niedrzwicką reprezentuje najmłodsze utwory dewonu na obszarze lubelskim. Jej ogólna charakterystyka zawarta jest w opracowaniu Miłaczewskiego (1981). Formacja ta została przewiercona również w wielu otworach wiertniczych położonych w pobliżu, takich jak: Krępiec 1, Świdnik IG 1 i innych otworach zlokalizowanych na strukturach Świdnika, Ciecierzyna i Mełgwi. Na południe i południowy zachód od otworu Lublin IG 1, w otworze Wilczopole 2, formacja jest usunięta przez erozję, natomiast w Niedrzwica IG 1 jest reprezentowana przez swój facjalny ekwiwalent – „formację” niedrzwicką (Miłaczewski i in., 1978a). Poprzednią nazwą formacji hulczańskiej, użytą w wielu dokumentacjach wyników otworów wiertniczych, były „warstwy hulczańskie”. W otworze Lublin IG 1 formacja hulczańska leży zgodnie na formacji firlejskiej i jest z nią połączona stopniowym przejściem litologicznym. Przykrywają ją zalegające niezgodnie i z luką stratygraficzną utwory wizenu.

W otworze wiertniczym Lublin IG 1 granica między formacją firlejską a formacją hulczańską przebiega w odcinku nierzedzeniowym na głębokości geofizycznej 2368,0 m i została wyznaczona na wykresach geofizyki otworowej. W skład formacji wchodzi alternacja wapieni piaszczystych, których liczba maleje w górę profilu, piaszczystych, mułowców, niekiedy dolomitycznych, iłowców marglistych, dolomitycznych, dolomitczno-mułowcowych i piaszczystych oraz zlepieńców, głównie intraklastowych, które są dość rzadko obserwowane. Mułowce i iłowce odznaczają się niekiedy pstrymi, czerwonymi i zielonymi barwami, co jest cechą diagnostyczną formacji hulczańskiej.

Na wykresach geofizyki otworowej, zwłaszcza naturalnego promieniowania gamma (PG), profil formacji hulczańskiej jawi się jako zespół warstw wykazujących dość niewyraźny trend ogólny typu *shallowing upward* lub *coarsening upward*, czyli trend spłycający ku górze lub o ziarnie rosnącym ku górze. Nie przekłada się natychmiast na rosnący udział piaszczystych lub zlepieńców ku górze profilu, lecz świadczy o tym, że natężenie naturalnego promieniowania gamma maleje ku górze profilu. Na wykresie PG można wyróżnić 7 cykli miąższości od ok. 15 do 40 m, rozpoczynających się od utworów bardziej ilastych, a kończących się utworami mniej ilastymi. Na wykresach geofizycznych w skali 1:500 oraz na rdzeniach wiertniczych widoczna jest również cykliczność niższych rzędów, niekoniecznie już typu *coarsening upward*, ale również *fining upward*. Nie zmienia to jednak trendu ogólnego.

Tabela 17

Charakterystyka mikrofacjalna piaskowców i mulowców formacji firlejskiej

Microfacies characteristics of Firlej Formation sandstones and mudstones

Nr szlifu	Głębokość [m]	Materiał pylasto-piaszczysty			Materiał węglanowy			Spoiwo	Tekstura	Uwagi		
		udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]				przewaga frakcji [mm]	skład
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
		50-70	0,02-0,2	0,1-0,14	kwarc	30-45	0,04-0,25	0,08-0,1	kalcydolosparyt			
9	2375,8+1,5	pojedyncze	0,06-0,18	0,1	mikroklina + albit	2	0,14-4,4	-	bioklasty: brachiopody, człony liliowców, małżozaczki, głony, konodonty, ryby	kalcydolosparytowe, gniazdowe oraz stykowe kwarcowe, regeneracyjne	równoległa lub laminowana fa-listo	ziarna kwarcu na wpcół obtoczone i ostrokrawędziste
10	2383,8+0,5											
11	2397,3+3,2	pojedyncze	0,06-0,3	0,15	muskowit + chloryt + biotyty	1-5	0,03-0,16	0,06-0,1	grudki mikrytowe			
		do 0,6	0,04-0,12	0,06-0,08	minerały ciężkie	-	-	-	-			
		45-80	0,02-0,18	0,08-0,1	kwarc	20-45	0,03-0,4	0,06-0,1	kalcydolosparyt			
14	2404,6+4,5	pojedyncze	0,08-0,12	-	mikroklina + albit	1	0,1-4,0	-	bioklasty: skorupy i kolce brachiopodów, liliowce, małżozaczki, głony, łuski ryb	kalcydolosparytowe, lokalnie mikrytowe i stykowe kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	-
15	2410,1+2,4											
16	2414,8+2,8	do 2	0,06-0,2	0,15	muskowit + chloryt	do 10	0,02-0,3	0,1	grudki mikrytowe			
17	2422,9+2,2	pojedyncze	0,04-0,12	-	minerały ciężkie	-	-	-	-			
20	2430,9+7,3	50	0,02-0,12	0,06	kwarc	sporad.	0,1-0,4	-	bioklasty: liliowce	mikrytowe margliste	równoległa, fa-lista, zaburzona	-
		40	0,02-0,2	0,08-0,1	kwarc	10	0,01-0,06	0,04	dolosparyt			
22	2439,0+6,5								kalcydolosparyt			
24	2447,0+10,5	sporad.	0,08-0,16	-	mikroklina + albit	do 25	0,03-5,5	-	bioklasty: brachiopody, małżozaczki, małże, jeżowce, liliowce	kalcydolosparytowe, stykowe kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	-
26	2457,8+1,5	sporad.	0,08-0,5	-	muskowit + biotyty							

Tabela 17 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
34	2482,3+2,2	sporad.	0,06-0,1	-	glaukonit	-	-	-	glony, otwornice, tentakulity	-	-	glaukonit w pr. 24; intraklasty w pr. 34
		pojed.	0,04-0,16	0,06	minerały ciężkie	5-15	0,04-0,2	0,08-0,12	grudki mikrytowe	-	-	-
		pojed.	0,5-25,0	-	intraklasty ilowców marglistych	-	-	-	-	-	-	-
37 40 45 47 50	2498,3+1,5 2510,9+3,5 2542,0+2,5 2542,0+11,5 2558,0+9,5	45-60	0,04-0,3	0,1-0,2	kware	do 30	0,04-0,2	0,1	kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe, stykowe, kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	glaukonit w pr. 47; intraklasty w pr. 37 i 45
		1	0,08-0,25	0,12	mikrokl. + albit	2-20	0,15-3,1	0,5-1,5	bioklasty: brachiopody, szkarłupnie, czasem mszywioly, konodonty, łuski ryb			
		pojed.	0,1-0,5	0,06	muskowit							
		pojed.	0,04-0,12	-	minerały ciężkie	2-7	0,05-0,4	0,15	grudki mikrytowe			
		pojed.	0,5-35,0	-	intraklasty ilowców marglistych	-	-	-	-			
		sporad.	0,1-0,12	-	glaukonit	-	-	-	-			
52 53a	2574,0+4,5 2585,5+0,5	40-60	0,06-0,4	0,08-0,2	kware	30	0,06-0,2 0	0,1	kalcydolosparyt	kalcydolosparytowe stykowe, kwarcowe, regeneracyjne	równoległa	-
		2	0,08-0,4	0,12	skalenie + kaolinitowe agregaty	do 10	0,2-1,3	-	bioklasty: brachiopody, szkarłupnie, ryby, rurki fauny framu – problematyki			
		pojed.	0,1-0,4	0,2	muskowit + chloryt	do 15	0,06-0,25	grudki mikrytowe	-			
		sporad.	0,2-0,3	-	intraklasty chaledonitu	-	-	-	-			
		sporad.	0,02-0,12	0,06-0,08	minerały ciężkie	-	-	-	-			
54	2585,5+2,6	sporad.	0,08-0,12	-	glaukonit	-	-	-	-	ilasto-luszczyczkowe	laminowana równoległa i przekątne	laminy luszczyczkowe i kwarcowe
		25	0,02-0,25	0,08	kware	10	0,06-0,2	0,12	kalcydolosparyt			
		35	0,08-0,6	-	muskowit + chloryt	-	-	-	-			

sporad. – sporadyczne, pojed. – pojedyncze

sporad. – occasional, pojed. – individually

Tabela 18

Skład petrograficzny zlepieńca z formacji firlejskiej famenu (szlif 55a, głęb. wiertnicza 2586,5 + 11,9 m)

Petrographic composition of Firlej Formation conglomerate (thin section 55a, drilling depth 2586.5 + 11.9 m)

Składnik	Zawartość [%]
Kwarc	27,3
Skalenie	0,8
Minerały ciężkie	0,2
Spoiwo właściwe	13,1
Litoklasty:	51,8
kwarc agregatowy	1,8
chalcedonit	0,9
piaskowce	5,6
wapienie mułowcowe i piaszczyste	26,2
wapień marglisty	5,2
wapień z fauną franu	3,1
wapień mikrytowy	4,4
margiel i wapień marglisto-dolomityczny	2,0
wapień dolomityczny z pirytem	1,8
margiel z pirytem	0,8
Bioklasty:	6,8
brachiopody	0,8
liliowce	5,6
ryby	0,4

Tabela 19

Skład petrograficzny zlepieńca z formacji hulczańskiej (szlif 1c, głęb. wiertnicza 2193,2 + 0,3 m)

Petrographic composition of Hulcze Formation conglomerate (thin section 1c, drilling depth 2193.2 + 0.3 m)

Składnik	Zawartość [%]
Kwarc	34,1
Skalenie	1,1
Spoiwo właściwe	12,7
Litoklasty:	43,3
wapienie i wapienie piaszczyste	33,5
dolomity	0,4
iłowce, iłowce mułowcowe i piaszczyste	5,2
kwarc agregatowy	1,1
piaskowce kwarcowe zsylikowane	0,5
piaskowce wapniste	0,5
chalcedonit	0,1
wulkanity	0,2
nieokreślone	0,7
Bioklasty:	8,8
korallowce	1,7
stromatoporoidy	2,1
brachiopody	2,5
liliowce	1,8
liścionogi	0,4
otwornice	0,3

W grupie utworów gruboziarnistych przeważają piaskowce, występujące w całym profilu formacji hulczańskiej, od spagu po sam strop. Zlepieńce są mniej liczne.

Litoklasty wykazują bardzo urozmaicony skład. Dominują wśród nich skały wapienne mikrosparytowe i mikrytowe oraz wapienie biomikrytowe z rurkowatymi szczątkami spotykanymi wyłącznie w ogniwie zubowickim franu. W litoklastach wapieni i osadów ilastych pospolite są struktury wciskowe ziaren kwarcu i innych, mniej plastycznych klastów. Obok wyróżnionych litoklastów, na szczególną uwagę zasługują egzoklasty wulkanitów nieokreślonego wieku oraz bioklasty korallowców Tabulata i stromatoporoidów (są to zapewne egzobioklasty z franu) oraz pojedyncze plechy glonów z rodzaju *Bornatella*.

Sporadycznie trafiają się ziarna jasnozielonego glaukonitu o średnicy do 0,6 mm, przeważnie zdeformowane procesami wciskowymi. Ziarna kwarcu są przeważnie na wpół obtoczone i ostrokrawędziste, o średnicy 0,06–4,00 mm, z przewagą frakcji 0,6–0,7 mm. Spoiwo właściwe jest kalcysparytowe.

Skład ziarnowy opisanych wyżej piaskowców i zlepieńca jest zbliżony. Jego analiza prowadzi do wniosku, że gruboziarniste osady formacji hulczańskiej stwierdzone w profilu otworu Lublin IG 1 pochodzą z rozmycia starszych skał występujących na zapleczu zrębu Kocka, na północ od opisywanego otworu. Rozmywane były osady od ediakaru po dewon. W czasie akumulacji osadów formacji hulczańskiej u schyłku famenu były niszczone (o ile wnioski K. Radlicza

Tabela 20

Charakterystyka mikrofacjalna ilowców i mułowców formacji hulczańskiej

Microfacies characteristics of Hulcze Formation claystones and mudstones

Nr szlif	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Spoiwo masa podstawowa	Tekstura	Uwagi
Iłowce dolomityczne								
2 6	2204,5+0,5 2308,2+0,5	–	0,01–0,04	–	dolomikrosparyt	przekrystalizowana masa illitowa	smużysta, laminowana	–
		2–5	0,01–0,12	–	kwarc			
		–	–	–	grudki i impregnacje pirytowe			
		–	–	–	strzępki substancji asfaltowej			
Iłowce mułowcowo-piaszczyste								
1 4a	2171,7+0,5 2263,0+2,5	–	0,1–0,24	0,1–0,12	laminy mułowcowo-piaszczyste: kwarc	ilasto-margliste	laminowana rytmicznie	następstwo lamin: laminy mułowcowo-piaszczyste – mułowcowe – ilasto-mułowcowe – ilaste – ostra granica – następny rytm; laminy w rytmach przechodzą w siebie bez ostrych granic, lecz bywają też zaburzone, pofalowane, porozrywane, kłębiaste i falisto-kłębiaste; grubość rytmów: 2,4–7,4 mm; w ilowcach spotyka się niekiedy ślady infauny wypełnione iłem lub kalcy-sparitem z zewnętrzną powłoką pirytową
		pojedyncze	–	–	mikroklin i albit			
		1–3%	–	–	muskowit, chloryt, biotyt: w postaci blaszek i łusek			
		pojedyncze	0,06–0,12	–	jasnozielony glaukonit			
		pojedyncze	–	–	bioklasty skorup i kołców brachiopodów; otornice			
		do 40%	–	–	laminy mułowcowo-ilaste i ilasto-mułowcowe: kwarc detrytyczny i łuszczyki			
		pojedyncze	–	–	minerały ciężkie i ziarna glaukonitu			
		–	–	–	laminy ilaste: częściowo przekrystalizowana substancja ilasta, wykazująca w smugach podobną orientację optyczną			
Iłowce dolomityczno-piaszczyste								
3	2242,6+0,5	–	–	–	kwarc detrytyczny, protointraklasty nieco żażelazione	substancja ilasta z rozproszonym dolomikrosparitem i dolosparytem	–	kompakcyjne szczeliny spękań w protointraklastach wypełnione materiałem piaszczysto-ilastym
Mułowce dolomityczne								
7	2308,2+3,5	35–50	0,04–0,16	0,08	kwarc	dolomitowe, drobnosparytowe	równoległa	barwa ciemnoszara
		12	0,04–0,7	0,09	grudki i gruzelki mikrytowe			
		pojedyncze	–	–	albit i mikroklin			
		pojedyncze	0,08–0,12	–	jasnozielony glaukonit			
		pojedyncze	–	–	bioklasty: kolce brachiopodów, człony liliowców, rurki problematyków frańskich			

Tabela 21

Charakterystyka mikrofacjalna piaskowców formacji hulczańskiej

Microfacies characteristics of Hulcze Formation sandstones

Nr szlif	Głębokość [m]	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład	Spoiwo masa podstawowa	Tekstura	Uwagi
1a 1b 1d 1e 2a 2b 4 5 8 8a	2168,8+0,5 2174,4+0,5 2195,4+0,3 2200,9+0,5 2208,7+0,5 2224,9+0,3 2242,6+3,2 2288,1+1,5 2331,6+1,5 2345,5+0,0	50–70	0,06–1,3	–	kwarc	ilasto-kalcydoloparytowe typu podstawowego oraz stykowe	laminowana równoległe, lub przekątnie, często frakcjonalnie, niekiedy bezładna	–
		do 2	0,08–0,09	–	skalenie, głównie albit An ₆ , sporadycznie oligoklaz An ₂₆			
		do 3		–	muskowit, chloryt, biotyt w postaci łusek i blaszek			
		pojedyncze	0,12–0,25	–	jasnozielony glaukonit (pr. 1a, b, d)			
		pojedyncze	–	–	intraklasty i egzoklasty: kwarc agregatowy, chalcedonit, mułowce o spoiwie kolofanowym, piaskowiec zsylikowany, skały ilaste, skały wylewne, wapienie piaszczyste i mułowcowe, wapienie mikrytowe, sparytowe, doloparyty			
		2–20	–	–	bioklasty: brachiopody, małże, małżoraczki, szkarłupnie, mszywioly, koralowce, otwornice, łuski i zęby ryb, sporadyczne glony <i>Bornatella</i> sp. i <i>Koninckopora micropora</i> Maslov (szlif 2b)			

na temat frańskiego wieku niektórych bioklastów są prawidłowe) stosunkowo niedawno złożone osady franu i, być może, osady dolnego famenu (wapienie z fauną spiriferową). Subsydencja basenu formacji hulczańskiej, której wiek drogą pośrednich korelacji należy określić jako późny famen, była izochroniczna i syngenetyczna z dźwiganiem się oraz erozją jego niedalekiego zaplecza na stokach podniesienia mazursko-białoruskiego.

Korelacja z profilami sąsiednimi

Na południe od otworu wiertniczego Lublin IG 1 znajduje się otwór Wilczopole 2, a na północ – Kępiec 1 (fig. 5). Korelacja profili dewonu, dzięki wykresom geofizyki otworowej, jest dość pewna. We wszystkich trzech profilach wiertniczych w spągu otworu występuje charakterystyczna czerwona formacja zwoleńska. Leżące wyżej szare utwory terygeniczne,

uznane za dewon środkowy, nie mają pewnej korelacji litostratygraficznej, a w każdym profilu charakteryzują się nieco inną litologią i miąższością. Jest to spowodowane usytuowaniem otworów wzdłuż linii profilowej poprzecznej do osi rowu lubelskiego. Przepuszczalną korelację litostratygraficzną tych utworów przedstawiono na figurze 5. Korelacja wyżej leżących utworów dewonu górnego jest bardziej pewna. Wykształcenie litologiczne utworów we wszystkich trzech profilach jest podobne. Różnice miąższości poszczególnych ogniw stratygraficznych wynikają z przyczyn tektonicznych (uskoki normalne i odwrócone) oraz paleotektonicznych (profil Wilczopole 2 jest prawdopodobnie usytuowany w strefie o mniejszej subsydencji, w porównaniu z profilami Lublin IG 1 i Kępiec 1, usytuowanymi przy osi subsydencji i w depocentrum rowu lubelskiego). Obecny brak formacji hulczańskiej w profilu Wilczopole 2 wynika z działania erozji epigenetycznej.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH

Wstęp

Profil otworu wiertniczego Lublin IG 1 (fig. 2) jest usytuowany w centralnej części basenu lubelskiego, w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego. Otwór zlokalizowano w obniżeniu Puławy–Lublin oraz zapadlisku Kazimierzówki (Żelichowski, 1972), ok. 5–10 km na południowy zachód od otworów Świdnik IG 1 i Łęczna IG 25, do których dowiązано opiswany profil (fig. 6). Utwory karbonu w profilu otworu Lublin IG 1 występują w interwale 1053,0–2158,0 m i mają miąższość 1105,0 m; mierzoną po krzywiźnie otworu, a zredukowaną do pionu – 1054,0 m. Spoczywają one na utworach dewonu, a przykryte są osadami jury.

Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu autorka wykonała na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni oraz interpretacji pomiarów geofizyki otworowej (Waksmundzka, 2005) oraz opisu rdzeni wiertniczych Żelichowskiego (1971).

Utwory karbonu są wykształcone jako wapienie, iłowce, mułowce, piaskowce, zlepieńce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle (fig. 3). W profilu karbonu miąższościowo zdecydowanie dominują skały ilaste i klastyczne, pozostałe utwory mają mniejszy udział.

Ławice węglanowe o miąższości od 0,01 do kilkunastu metrów są spotykane najczęściej w niższej części profilu. Są to ciemnoszare lub szarobeżowe wapienie organodetrytyczne bądź wapienie margliste, czasami gruzłowate, zawierające faunę ramienionogów, liliowców, małży, koralów oraz nieoznaczalny detrytus muszlowy.

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

Do drugiego typu iłowców włączono te o barwie ciemnoszarej i szarej, zawierające uwęglony detrytus roślinny, smugi syderytowe i czasami małże słodkowodne.

Duży udział miąższościowy mają szare i ciemnoszare mułowce laminowane poziomo i nieregularne oraz mułowce piaszczyste (heterolity) laminowane nieregularnie, soczewkowo, faliście i smużyście. Skały te zawierają najczęściej uwęglony detrytus roślinny i dużą liczbę łuseczek muskowitu, podkreślające laminację oraz konkrecje i smugi syderytowe. Mułowce występują w warstwach o miąższości od kilku do kilkunastu metrów.

Warstwy piaskowców mają miąższość od kilku do ok. 80 m. Najgrubsze występują w wyższej części profilu. W rdzeniach wiertniczych spotykane są jasnoszare, czasami szarobeżowe, piaskowce drobno- i średnioziarniste. Są to piaskowce kwarcowo-skaleniowe, o spoiwie ilasto-krzemionkowym, laminowane poziomo, faliście i warstwowane przekątnie. Mogą być masywne lub z zaburzeniami związanymi z dużymi fitoklastami. Laminację i warstwowanie podkreśla czarny uwęglony detrytus roślinny i drobne łuseczki muskowitu. W spągach lub w obrębie piaskowców spotykane są zlepieńce złożone z konkrecji syderytowych, klastów węglistych i mułowcowych. Zlepieńce te towarzyszą powierzchniowi erozyjnemu, z których niektóre mają duże znaczenie w stratygrafii sekwencyjnej.

Często w profilu spotykane są szare, szarobeżowe lub ciemnoszare iłowcowe lub mułowcowe gleby stigmariowe. Charakteryzują się one gruzłowatą, rozsypliwą teksturą, obecnością licznych zlustrowań kompakcyjnych, uwęglonego detrytus roślinny, stigmarii, apendiksów oraz konkrecji i sferolitów syderytowych.

Czarne węgle humusowe są rzadko spotykane. Ich miąższość waha się od 0,01 do 1,0 m. Iłowce węgliste (łupki węglowe) laminowane naprzemiennie węglem i czarnym iłowcem mają miąższości od 0,05 do 0,1 m i są rzadko spotykane.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

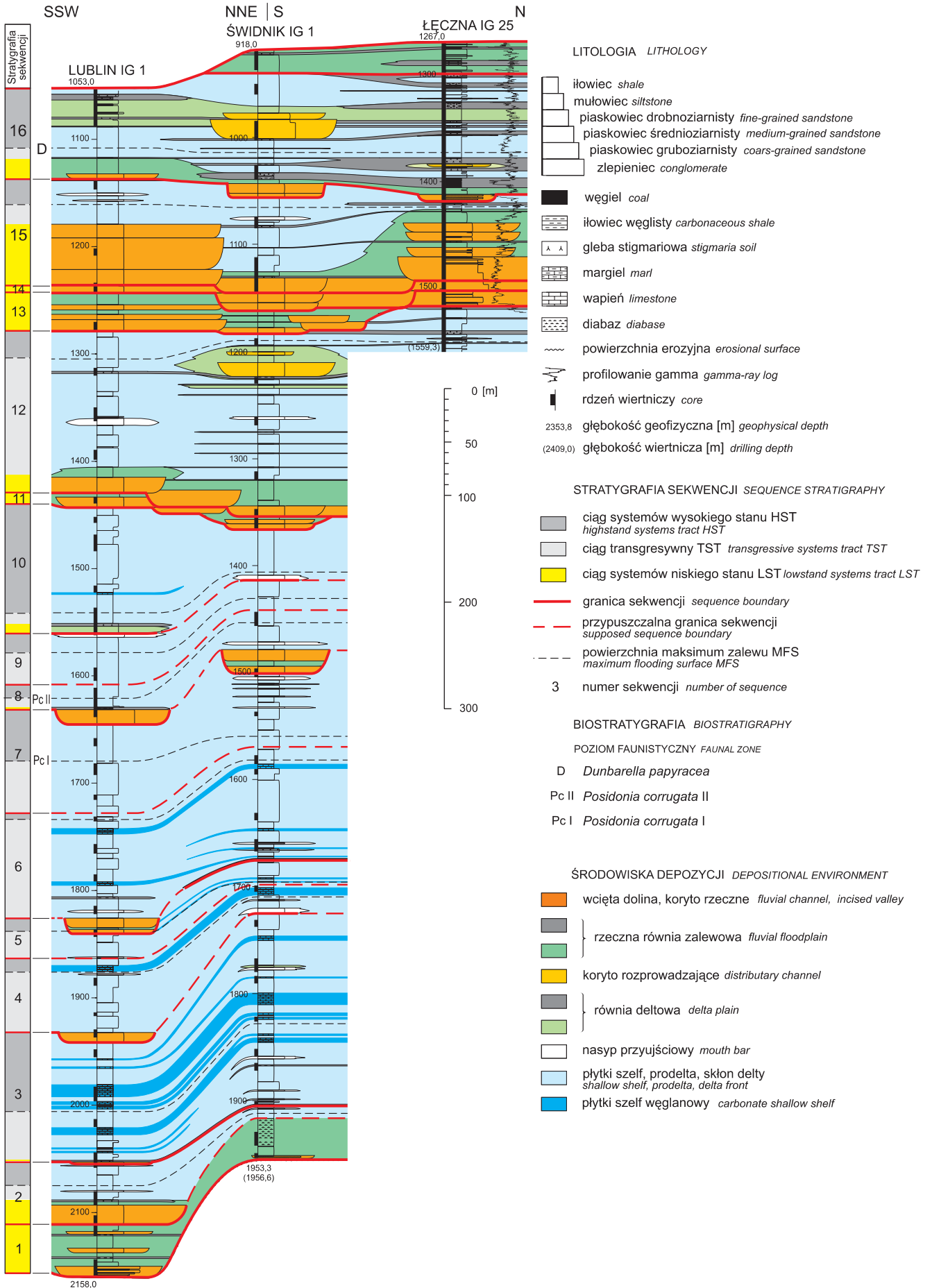
Pierwszy podział stratygraficzny utworów karbonu w profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 wprowadził Żelichowski (1971). Został on nieco zmodyfikowany przez Musiał i Tabor (1988). Autorki te wyróżniły:

- westfal A–B, w int. 1053,0–1278,0 m (miąższość 225,0 m),
- namur B–C, w int. 1278,0–1563,0 m (miąższość 285,0 m),



Fig. 6. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu wiertniczego Lublin IG 1

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Lublin IG 1 borehole area



- namur A, w int. 1563,0–1932,5,0 m (miąższość 369,5 m),
- wizen górny, w int. 1932,5–2158,0 m (miąższość 225,5 m).

Granice chronostratygraficzne, zaproponowane w tym tomie, wyznaczone z zastosowaniem nowej metodologii, opartej na korelacji granic sekwencji depozycyjnych z sąsiednimi reperowymi profilami oraz globalnym i zachodnioeuropejskim podziałem karbonu. Pozwoliło to na uszczegółowienie stratygrafii i wpłynęło na przesunięcie dotychczasowych granic.

Wyróżnienie sekwencji depozycyjnych w profilu karbonu lubelskiego (fig. 6) wykonano na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni i interpretacji profilowań geofizyki otworowej (Waksmundzka, 2005, 2006; Waksmundzka, Ptak, 2006). Badane profile zostały skorelowane przy użyciu dobrze datowanych paleontologicznie izochronicznych horyzontów faunistycznych: *Posidonia I*, *Posidonia II* i *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988), facjalnych odpowiedników tych horyzontów lub maksimów na krzywej profilowania gamma, występujących w ich obrębie. Korelacja litofacjalna umożliwiła odtworzenie elementów architektury depozycyjnej, które następnie osadzono w ramy chronostratygraficzne, przy zastosowaniu stratygrafii sekwencyjnej. Wykorzystując walor izochroniczności granic sekwencji oraz powierzchni maksimum zalewu, przeprowadzono korelację schematu sekwencji z podziałem zachodnioeuropejskim oraz globalnym karbonu (fig. 7). Tak przyjęta metodologia zaowocowała wyróżnieniem oddziałów i pięter globalnych oraz jednostek zachodnioeuropejskich z dokładnością do podpięter.

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Poniższa charakterystyka odnosi się do obu, współistniejących obecnie podziałów karbonu: zachodnioeuropejskiego i globalnego (fig. 7).

Missisip i niższa część pensylwanu (podział globalny)

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

Wizen środkowy (podział zachodnioeuropejski). Do utworów wizenu środkowego, którego obecność stwierdzono w karbonie lubelskim na podstawie wyników stratygrafii sekwencyjnej (Waksmundzka, 2005), zaliczono niższą część sekwencji 1, przypuszczalnie odpowiadającą ciągowi niskiego stanu (LST). Jest on wykształcony jako piaskowce, iłowce i mułowce powstałe na równi aluwialnej.

Wizen górny (podział zachodnioeuropejski). Wizenowi górnemu odpowiadają sekwencje 2–5, tak więc jego strop pokrywa się z górną powierzchnią niezgodności sekwencji 5.

Utwory wizenu górnego są wykształcone głównie jako iłowce, mułowce i wapienie powstałe w deltach płytkowodnych oraz na płytkim szelfie wapiennym i ilastym. Warunki te

rozwickały się w czasie podnoszenia się względnego poziomu morza (WPM) oraz w czasie jego wysokiego stanu. Powstałe wtedy utwory ciągów transgresywnych (TST) i wysokiego stanu WPM (HST) dominują miąższościowo nad cienkimi warstwami piaskowców i zlepieńców, powstałych w korytach rzecznych i w małych lub średnich wciętych dolinach, w czasie niskiego stanu WPM. Utwory te tworzą ciągi niskiego stanu WPM (LST).

Serpuchow i niższy baszkir (podział globalny). Serpuchow odpowiada sekwencjom 6–7. W jego stropie odpowiadającemu górnej niezgodności sekwencji 7, występuje granica śródkarbońska oddzielająca missisip i pensylwan. Niższa część baszkiru odpowiada sekwencjom 8, 11 oraz LST i TST sekwencji 12 (do powierzchni maksymalnego zalewu – MFS). Powszechnie jest występowanie w niższym baszkirze Lubelszczyzny luki stratygraficznej (Waksmundzka, 1998; Waksmundzka, Ptak, 2006). W profilu Lublin IG 1 luka ta zawiera interwał między sekwencjami 9 i 10, a jej rozpiętość obejmuje podpiętra zachodnioeuropejskie, tj.: wyższy alportian i kinderscoutian (fig. 7). Serpuchow i niższy baszkir odpowiadają namurowi A, B i C.

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

Wyższa część pensylwanu (podział globalny)

Wyższa część baszkiru (podział globalny). Do wyższej części baszkiru należy pozostała część profilu, odpowiadająca HST sekwencji 12 oraz sekwencjom 13–16. Strop baszkiru pokrywa się ze stropem karbonu. Ta część profilu odpowiada westfalowi A i najniższej części westfalu B.

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

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

Westfal B (podział zachodnioeuropejski). Westfal B obejmuje jedynie HST sekwencji 16, wyższa część profilu karbonu została zapewne zerodowana. Interwał ten powstał w środowisku deltowym i płytkiego szelfu, pozostała część profilu ma charakter lądowy. Znajdują się tu głównie iłowce, mułowce, gleby stigmariowe i węgle powstałe w środowisku

równi deltowej z rozwiniętymi bagnami. Nieliczne, o małej miąższości, piaskowce były deponowane w korytach rzecznych i stożkach krewasowych.

Litostratygrafia

Żelichowski (1971) wyróżnił w profilu karbonu wykreowane wcześniej przez siebie (1969) nieformalne jednostki litostratygraficzne, takie jak:

- seria Karczmisk, w interwale 1053,0–1278,0 m (miąższość 225,0 m),
- seria Bystrzycy, w interwale 1278,0–1443,0 m (miąższość 165,0 m),
- seria Komarowa, w interwale 1443,0–1748,0 m (miąższość 305,0 m),
- seria Korczmina, w interwale 1748,0–1981,0 m (miąższość 233,0 m),
- seria Huczwy, w int. 1981,0–2133,0 m (200,0 m),
- seria Kłodnicy, w int. 2133,0–2158,0 m (25,0 m).

Powszechnie stosowany jest nieco późniejszy podział litostratygraficzny karbonu Lubelszczyzny, wprowadzony przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 w: Porzycki, 1979). Podział ten nosi zewnętrzne atrybuty formalności (nazwy jednostek), jednak również jest podziałem nieformalnym. Ze względu na duże podobieństwo oraz tożsamość granic obu podziałów (fig. 8), autorka zastosowała w profilu karbonu otworu Lublin IG 1 nowszy podział. Praktycznie sprowadziło się to do zmiany nazw poszczególnych jednostek.


→	
	luki stratygraficzne <i>stratigraphical gaps</i>
WIZ. SR.?	przypuszczalny wizen środkowy <i>supposed Middle Visean</i>
MCB	granica śródkarbońska <i>Mid-Carboniferous boundary</i>
STRAT. SEKW.	stratygrafia sekwencji <i>sequence stratigraphy</i>
– MFS –	powierzchnia maksimum zalewu <i>maximum flooding surface</i>
LITOSTR.	litostratygrafia <i>lithostratigraphy</i>
OG. BUŻ.	ogniwo bużańskie <i>Bug member</i>

Fig. 7. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Lublin IG 1

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

PODZIAŁ GLOBALNY			PODZIAŁY REGIONALNE							
SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	PIĘTRO	PODPIĘTRO	STRAT. SEKW.		LITOSTR.			
					MODEL	Lublin IG 1				
K A R B O N	M I S S I S I P	W I Z E N	Europa Zachodnia		Lubelszczyzna					
			S E R P U C H O W	N A M U R	A	pendleian	6	6	OG. KORCZMINA FORMACJA HUCZWY	
							arnsbergian	7		7
								alportian		9
							chokierian	8		8
							kinderscoutian			
								marsdenian		10
				W E S T F A L	A	langsettian	13	13		OG. BUŻ. FORMACJA TEREBINA
							14	14		
							15	15		
							16 MFS	16 MFS		
							duckmantian	17		
		18								
		B A S Z K I R	A	yeadonian	MFS 12	MFS 12	OG. KORCZMINA FORMACJA TEREBINA			
					11	11				
					12	12				
					bolsovian	20				
						21				
					asturian	22				
		N W A N	M O S K O W							

Fig. 8. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu lubelskiego (według: Musiał, Tabor, 1979, 1988; Porzyckiego, 1979; Porzyckiego, Zdanowskiego, 1995)

Strop wizenu według: * Musiał, Tabor, 1979, 1988; ** Skompskiego, 1996

Litho-, bio- and chronostratigraphic divisions of the Carboniferous succession in the Lublin Basin (after: Musiał, Tabor, 1979, 1988; Porzycki, 1979; Porzycki, Zdanowski, 1995)

Top of Visean after: * Musiał, Tabor, 1979, 1988; ** Skompski, 1996

←

W profilu otworu Lublin IG 1 wyróżniono:

- Formację Dęblina, w interwale 1053,0,0–1433,0 m (miąższość 380,0 m);
 - ogniwo kumowskie, w interwale 1053,0–1278,0 m (miąższość 225,0 m);
 - ogniwo bużańskie, w interwale 1278,0–1433,0 m (miąższość 155,0 m).
- Formację Terebina, w interwale 1433,0–1981,0 m (miąższość 548,0 m);
 - ogniwo Komarowa, w interwale 1433,0–1748,0 m (miąższość 315,0 m);
 - ogniwo Korczmina, w interwale 1748,0–1981,0 m (miąższość 233,0 m).
- Formację Huczwy, w interwale 1981,0–2158,0 m (miąższość 177,0 m).

Korelacja granic litostratygraficznych ze schematem sekwencji depozycyjnych karbonu lubelskiego pozwoliła na określenie rozpiętości czasowej tych jednostek (fig. 7). Formacja Huczwy jest wieku środkowo- i górnowizeńskiego. Formacja Terebina odpowiada wyższemu górnemu wizenowi, namurowi A i części namuru B. Utwory formacji Dęblina obejmują przedział od najwyższej części namuru B, po najniższy westfal B. Zasięgi poszczególnych jednostek różnią się od zasięgów podawanych w literaturze (fig. 8). Różnice te zaobserwowała autorka również w innych profilach karbonu lubelskiego (Waksmundzka, 2005), co potwierdza diachronizm granic litostratygraficznych, uchodzących w literaturze za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 *vide* Porzycki, 1979).

Stanisława WOSZCZYŃSKA

ROZPRZESTRZENIENIE MIKROFAUNY W PROFILU KARBONU

Badania mikropaleontologiczne utworów karbonu w profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 wykonano w 1969 r., w Pracowni Mikropaleontologii Zakładu Stratygrafii Instytutu Geologicznego w Warszawie. Do badań pobrano 132 próbki z interwału 1239,5–2155,6 m. Niestety większość próbek była płonna, tylko w pięciu znaleziono nieliczną mikrofaunę. W próbce pobranej na głęb. 1998,5 m występowały tylko małżoraczki *Jonesina cf. bivesiculosa* Posner i inne nieoznaczone. W próbkach pochodzących z głęb. 1996,7 i 1994,9 m znaleziono *Archaeidiscus karreri* Brady, *A. krestovnikovi* Rausner i *Tetrataxis conica* Ehrenberg. W próbce z głęb.

1991,3 m stwierdzono *Archaeidiscus karreri* Brady, *A. krestovnikovi* Rausner i *Plectogyra* sp. W próbce pobranej na głęb. 1551,0 m występowały źle zachowane skorupki otwornic, prawdopodobnie z rodzaju *Cornuspira* sp. Mikrofauna wymieniona w 4 pierwszych próbkach jest niewątpliwie wieku wizeńskiego, a oznaczone otwornice i małżoraczki są bardzo charakterystyczne dla tego piętra. Wymienione gatunki są znane z dolnego karbonu Anglii, Szkocji, z zachodniego skrzydła niecki moskiewskiej, Białorusi, Donbasu i Ameryki Północnej.

Halina KMIECIK, Aleksandra TRZEPIERCZYŃSKA

WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Badaniom mikrosporowym poddano 50 próbek skał płonnych z interwału głęb. 1064,0–2124,8 m. Materiał analityczny uzyskano z mułowców, iłowców i piaskowców w wyniku ich chemicznej maceracji w kwasach: azotowym i fluorowodorowym. Analizy miosporowe wykonano metodą planimetryczną. Miospor nie stwierdzono jedynie w próbce z głęb. 2059,5 m. Jakkolwiek stan zachowania niektórych sporomorf nie gwarantował pewności oznaczeń taksonomicznych zarówno na poziomie rodzajowym, jak i gatunkowym, kompleksowe rozpoznanie miosporowe utworów karbonu umożli-

wiło określenie pozycji palinostratygraficznej badanej części profilu w obrębie lokalnych stref mikrosporowych karbonu lubelskiego (tab. 22) (Jachowicz, 1966). Późniejsze szczegółowe rozpoznanie miosporowe utworów karbonu w skali całego lubelskiego basenu karbońskiego (Kmieciak, 1971, 1988, 2001; Kmieciak i in., 1997) i ustanowienie zuniifikowanej lokalnej zonacji miosporowej poprzez korelację z zonacją standardową i podziałem chronostratygraficznym Europy Zachodniej (Clayton i in., 1977; Kmieciak i in., 1997; Kmieciak, 2001), umożliwiło weryfikację dotychczasowych

wydzielen i zastosowanie aktualnej terminologii stratygraficznej (Grandstein i in., 2004; Wagner i in., 2008). Zasięgi wybranych ważnych stratygraficznie taksonów przedstawiono w tabeli 22.

Wizen górny. Poniżej scharakteryzowano aktualną pozycję palinostratygraficzną utworów karbonu z głęb. 1064,0–2124,8 m.

Do wizenu górnego zaliczono utwory z głęb. 1953,0–2124,8 m. Spektrum miosporowe charakteryzuje wysoka frekwencja taksonów o szerokim zasięgu stratygraficznym, takich jak *Lycospora* i *Densosporites*. Nie mniej liczne są taksony ważne stratygraficznie, reprezentowane najczęściej przez rodzaje *Pseudoannulatisporites* i *Murospora* oraz *Tripartites*, *Waltzispora*, *Schulzospora*, *Spinozonotriletes* i *Lophozonotriletes*, które stwierdzono w postaci pojedynczych egzemplarzy. Asocjacja gatunków mikrospor i ziaren pyłku jest różnorodna. Stwierdzono ważne stratygraficznie taksony, takie jak: *Pseudoannulatisporites polonicus*, *P. polonicus* var. *torisporoides*, *Chaetosphaerites variabilis*, *Waltzispora planiangularis*, *Anapiculatisporites hispidus*, *Triquitrites tricuspis*, *Tripartites biauriculatus*, *T. cristatus*, *T. incisorilobus*, *T. trifoliolatus*, *Triquitrites trivalvis*, *Lycospora uber*, *Densosporites spinifer*, *D. spitsbergensis*, *D. dentatus*, *D. rarispinosus*, *D. variabilis* *Murospora aurita*, *M. tripulvinata*, *Stenozonotriletes stenozonalis*, *Spinozonotriletes uncatatus*, *Diatomozonotriletes saetosus*, *Rotaspora fracta*, *Diatomozonotriletes* sp., *Diatomozonotriletes saetosus*, *Rotaspora fracta*, *Schulzospora* sp.

Zespół taksonów jest reprezentatywny dla asocjacji miosporowych lokalnej zony sporowej Ds (*Diatomozonotriletes saetosus*) (Kmieciak, 2001), odpowiednika wyższej części standardowej zony VF (*vetustus–fracta*) (Clayton i in., 1977) faunistycznie udokumentowanego górnego wizenu (V_{3c}) w zakresie zon goniatytowych: P1, P2 górnej części podpiętra brigantian.

Wizen górny–?serpuchow dolny. Wiek utworów w interwałach 1624,0–1938,0 m oraz 1399,0–1617,7 m określono na podstawie niżej scharakteryzowanych cech asocjacji miosporowych.

Zespół z głęb. 1624,0–1938,0 m charakteryzuje wysoka frekwencja i różnorodność rodzajów oraz gatunków zarówno taksonów długowiecznych – *Lycospora*, *Densosporites*, *Sporonites*, *Granulatisporites*, *Leiotriletes*, jak i ważnych stratygraficznie – *Pseudoannulatisporites*, *Chaetosphaerites*, *Tripartites*, *Schulzospora* i *Rotaspora*.

Spektrum gatunków mikrospor i ziaren pyłku jest różnorodne. Stwierdzono obecność następujących ważnych stratygraficznie taksonów: *Chaetosphaerites pollenisimillis*, *Ch. variabilis*, *Pseudoannulatisporites polonicus*, *Calamospora minima*, *Hrebniaksporites orbicularis*, *Convolutispora cerebrata*, *C. florida*, *Anapiculatisporites hispidus*, *Tripartites ianthina*, *T. rugosus*, *T. nonguerickei*, *T. aductus*, *T. trifoliolatus*, *T. biauriculatus*, *Triquitrites tricuspis*, *Rotaspora knoxi*, *R. fracta*, *Bellisporites nitidus*, *Schulzospora primigenia*, *Sch. primigenia* f. *elongata*, *Bugensispollenites* sp., *Protodisacci-*

tes plicatus, *Murospora aurita*, *Anapiculatisporites hispidus*, *Diatomozonotriletes* sp., *Densosporites verrucosus*, *D. spinosus*, *D. anulatus*, *D. variabilis*, *Cingulizonates tuberosus*, *Savitrissporites nux*, *Laevigatosporites vulgaris*.

Zespół z głęb. 1399,0–1617,7 m charakteryzuje niższa frekwencja miospor. Znacznie uboższe jest również spektrum rodzajów i gatunków. Wśród taksonów długowiecznych wyższą frekwencję osiągają rodzaje: *Lycospora*, *Densosporites* oraz gatunki: *Densosporites coronatus*, *D. verrucosus*, *D. spinosus*, *D. anulatus*, *D. variabilis*, *Cingulizonates* (*C. radiatus*, *C. tuberosus*), *Calamospora*, *Punctatisporites*, *Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Convolutispora*, *Sporonites*. Taksony ważne stratygraficznie, takie jak: *Tripartites*, *Waltzispora*, *Diatomozonotriletes*, *Rotaspora*, *Chaetosphaerites* i *Schulzospora* występują sporadycznie, jako pojedyncze egzemplarze następujących gatunków: *Chaetosphaerites pollenisimillis*, *Ch. variabilis*, *Anapiculatisporites minor*, *Convolutispora cerebrata*, *C. florida*, *Murospora aurita*, *Triquitrites triturgidus*, *T. tricuspis*, *Tripartites rugosus*, *T. ianthina*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Raistrickia microhorrida*, *Savitrissporites nux*, *Rotaspora knoxi*, *R. fracta*, *Schulzospora primigenia*, *Sch. primigenia* f. *elongata*, *Diatomozonotriletes* sp., *Waltzispora* sp.

Wiek rozpoznanych palinologicznie utworów tej części profilu pierwotnie określono na podstawie frekwencji (stosunków ilościowych) rodzajów i gatunków miospor reprezentatywnych dla asocjacji sporowych lokalnych stref miosporowych V, NI, NII (Jachowicz, 1966) górnego wizenu, dolnego i górnego namuru A (Kmieciak, 1971), jednak, wobec ustanowionych kryteriów standardowej i lokalnej zonacji miosporowej oraz aktualnych podziałów palinostratygraficznych karbonu basenu lubelskiego i Europy Zachodniej, należy uwzględnić znaczenie taksonów indeksowych, przewodnich i charakterystycznych.

W asocjacji miosporowej w interwale 1624,0–1938,0 m stwierdzono występowanie tylko jednego taksonu indeksowego – *Bellisporites nitidus* dla standardowej zony sporowej NC (*nitidus–carnosus*) (Clayton i in., 1977), odpowiadającej najwyższej części faunistycznie udokumentowanego górnego wizenu (V_{3c}) oraz dolnego serpuchowu (namur A, część dolna) w zakresie zon goniatytowych: P₂ górnej części podpiętra brigantian oraz E₁ (*Eumorphoceras*) podpiętra pendleian. Gatunek ten jest znany zarówno z asocjacji sporowych późnego wizenu, jak i wczesnego serpuchowu, a jego udokumentowany maksymalny górny zasięg stratygraficzny koresponduje z dolną częścią standardowej zony NJ (*nobilis–junior*) (Kmieciak, 2001) dolnej części westfalu B (baszkiro).

Nie stwierdzono natomiast drugiego taksonu indeksowego – *Reticulatisporites carnosus* oraz *Crassispora kosankei* i ziaren pyłku *Florinites*, taksonów nie notowanych dotąd w asocjacjach starszych od wczesnego serpuchowu (Clayton i in., 1977; Kmieciak, 2001). Na tej podstawie, jak również uwzględniając wysoką frekwencję *Tripartites*, można przypuszczać, że ten odcinek profilu odpowiada najniższej części standardowej zony sporowej NC (*nitidus–carnosus*), której ekwiwalentem w lubelskim basenie karbońskim jest najwyższa część lokalnej zony Ds (*Diatomozonotriletes saetosus*)

(Kmieciak, 2001), wiekowo odpowiadająca najwyższej części górnego wizenu.

Powyższe wnioski przypuszczalnie dotyczą również wyższej części profilu karbonu w interwale głębokości 1399,0–1617,7 m, w którym zidentyfikowano podobną asocjację miosporową, jednak uboższą ilościowo i nie tak różnorodną taksonomicznie. Pierwotnie została ona uznana za reprezentatywną dla lokalnej strefy mikrosporowej NII górnego namuru A (Jachowicz, 1966; Kmieciak, 1971). Aktualnym odpowiednikiem tej biozony w lubelskim basenie karbońskim jest lokalna zona sporowa Tr (*Tripartites rugosus*) (Kmieciak, 2001) ekwiwalent wyższej części standardowej zony NC (*nitidus–carnosus*) (Clayton i in., 1977) faunistycznie udokumentowanego dolnego serpuchowu (namur A, część dolna) w zakresie zony goniatytovej E₁ (*Eumorphoceras*) podpiętra pendleian.

Baszkir. Zespół miosporowy z głęb. 1240,2–1358,0 m charakteryzuje dość wysoka frekwencja taksonów o szerokim zasięgu stratygraficznym, takich jak *Lycospora*, *Densosporites* oraz gatunków: *Densosporites coronatus*, *D. verrucosus*, *D. spinosus*, *D. anulatus*, *D. variabilis*. Nie mniej liczne są także *Cingulizonates* (*C. radiatus*, *C. tuberosus*), *Calamospora*, *Leiotriletes*, *Sporonites*. Taksony ważne stratygraficznie są reprezentowane przez rodzaje: *Bellisporites*, *Crassispora*, *Schulzospora*, *Florinites* oraz gatunki: *Savitrissporites nux*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Apiculatisporites spinulistratus*.

Wiek utworów tej części profilu określono na podstawie wysokiej frekwencji miospor rodzaju *Densosporites* i jego gatunków, która charakteryzuje asocjację sporową lokalnej strefy mikrosporowej NIII (Jachowicz, 1966) górnego namuru B (Kmieciak, 1971). Jej aktualnym odpowiednikiem w lubelskim basenie karbońskim są lokalne zony sporowe Rc (*Reticulatisporites carnosus*) i Gv (*Grumosissporites varioreticulatus*) (Kmieciak, 2001). Są one ekwiwalentami zon standardowych KV (*kosankei–varioreticulatus*) oraz FR (*fulva–reticulatus*) (Clayton i in., 1977), które wiekowo odpowiadają baszkirowi (namur B, C) w zakresie zon goniatytowych R₁–R₂ (*Reticuloceras*) podpiętra kinderscourtian–marsdenian oraz G₁ (*Gastrioceras*) podpiętra yeardonian.

Wiek utworów z głęb. 1083,5–1149,6 m określono wstępnie, na podstawie dość wysokiej frekwencji taksonów o szerokim zasięgu stratygraficznym – *Lycospora* i *Densosporites*, skrajnie zubożonego spektrum gatunków, brak taksonów indeksowych i większości przewodnich. Z innych taksonów ważnych stratygraficznie stwierdzono sporadycznie występowanie: *Florinites*, *Crassispora*, *Cyclogranisporites leopoldii* i *Apiculatasporites spinulistratus*, znane z asocjacji sporowych baszkiru i moskoku (westfal).

Na podstawie obecności tych taksonów, wysokiej frekwencji *Densosporites* i braku taksonów charakterystycznych dla asocjacji sporowych późnego wizenu–serpuchowu uznano, że ten zespół miospor wykazuje cechy asocjacji lokalnej strefy mikrosporowej WI (Jachowicz, 1966) dolnej części westfalu A (Kmieciak, 1971). Jest ona aktualnym odpowiednikiem lokalnej zony sporowej Lp (*Lycospora pusilla*) (Kmieciak, 2001) ekwiwalentu niższej części standardowej zony SS

(*saturni–sinani*) (Clayton i in., 1977), odpowiadającej baszkirowi (westfal A) oraz zony *lenisulcata* dolnej części podpiętra langsettian. Wobec braku taksonów indeksowych i przewodnich, uznanie pozycji palinostratygraficznej tej części profilu w otworze Lublin IG 1 pozostaje jednak kwestią otwartą.

Pozycję palinostratygraficzną najwyższej części profilu w interwale 1064,0–1080,2 m określono na podstawie poniżej omówionych cech asocjacji miosporowych. Zespół charakteryzuje wysoka frekwencja, różnorodność rodzajów i gatunków, zarówno taksonów długowiecznych – *Lycospora*, *Calamospora*, jak i ważnych stratygraficznie – *Florinites*, *Crassispora*, *Laevigatosporites*. Spektrum gatunków mikrospor i ziaren pyłku jest różnorodne. Oznaczono następujące ważne stratygraficznie taksony: *Cyclogranisporites leopoldii*, *Raistrickia protensa*, *Radiizonates difformis*, *R. asteroides*, *Crassispora kosankei*, *Laevigatosporites vulgaris*, *L. medius*, *Latosporites latus*, *Punctatosporites punctatatus*, *Endosporites globiformis*, *Wilsonites punctatus*, *Florinites ovalis*, *F. antiquus*, *F. triletes*, *F. parvus*, *Apiculatisporites raistrickii*, typowe dla asocjacji sporowych baszkiru i moskoku (westfal) (Clayton i in., 1977; Kmieciak, 2001). Na podstawie frekwencji miospor i składu gatunkowego uznano, że zespół ten wykazuje cechy asocjacji lokalnych stref mikrosporowych WI i WII (Jachowicz, 1966) westfalu A (Kmieciak, 2001). Obecność gatunków: *E. globiformis*, *W. punctatus*, *F. antiquus*, *F. triletes*, *Radiizonates* spp. upoważnia aktualnie do określenia pozycji palinostratygraficznej tej części profilu w zakresie lokalnej zony sporowej Sr (*Schulzospora rara*) (*op. cit.*), ekwiwalentu wyższej części standardowej zony RA (*Radiizonates aligerens*) (Clayton i in., 1977) odpowiadającej baszkirowi (westfal A) i dolnej części zony *modiolaris* górnej części podpiętra langsettian.

Gatunki mikrospor i ziaren pyłku stwierdzone w profilu otworu Lublin IG 1

- *Anapiculatisporites hispidus* Butterworth et Williams, 1958
- *Anapiculatisporites minor* (Butterworth et Williams) Smith et Butterworth, 1967
- *Apiculatasporites spinulistratus* (Loose) Ibrahim, 1933
- *Apiculatisporites raistrickii* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Bellisporites nitidus* (Horst) Sullivan, 1964
- *Calamospora pedata* Kosanke, 1950
- *Chaetosphaerites pollenisimillis* (Horst) Butterworth et Williams, 1958
- *Chaetosphaerites variabilis* Dybova et Jachowicz, 1968
- *Cingulizonates radiatus* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Cingulizonates tuberosus* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Convolutispora cerebra* Butterworth et Williams, 1958
- *Convolutispora florida* Hoffmeister, Staplin et Malloy, 1955
- *Crassispora kosankei* (Potonie et Kremp) Bharadwaj, 1957
- *Cyclogranisporites leopoldii* (Kremp) Potonie et Kremp, 1954

- *Densosporites anulatus* (Loose) Smith et Butterworth, 1967
- *Densosporites coronatus* (Dybova et Jachowicz) Loboziak, 1971
- *Densosporites dentatus* (Waltz) Potonie et Kremp, 1956
- *Densosporites rarispinosus* Playford, 1962
- *Densosporites spinifer* Hoffmeister, Staplin et Malloy, 1955
- *Densosporites spinosus* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Densosporites spitsbergensis* Playford, 1963
- *Densosporites verrucosus* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Diatomozonotriletes saetosus* (Hacquebard et Barss) Hughes et Playford, 1961
- *Diatomozonotriletes* sp.
- *Endosporites globiformis* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bentall, 1944
- *Florinites antiquus* Schopf, 1944
- *Florinites ovalis* Bharadwaj, 1957
- *Florinites* sp.
- *Florinites triletus* Kosanke, 1950
- *Hrebnickisporites orbicularis* Jachowicz
- *Latosporites latus* (Kosanke) Potonie et Kremp, 1954
- *Laevigatosporites medius* Kosanke, 1950
- *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger, 1973
- *Lycospora uber* Hoffmeister, Staplin et Malloy, 1955
- *Murospora aurita* Playford, 1963
- *Murospora tripulvinata* Staplin, 1960
- *Pseudoannulatisporites polonicus* Karczewska, 1967
- *Pseudoannulatisporites polonicus* Karczewska var. *torisporoides* Dybova et Jachowicz, 1968
- *Punctatosporites punctatus* (Kosanke) Alpern et Doubinger, 1973
- *Radiizonates asteroides* (Dybova et Jachowicz) Staplin et Jansonius, 1964
- *Radiizonates difformis* (Kosanke) Staplin et Jansonius, 1964
- *Raistrickia microhorrida* (Horst) Potonie et Kremp, 1955
- *Raistrickia protensa* Kosanke, 1950
- *Rotaspora fracta* (Schemel) Smith et Butterworth, 1967
- *Rotaspora knoxi* Butterworth et Williams, 1958
- *Savitrissporites nux* (Butterworth et Williams) Smith et Butterworth, 1967
- *Schulzospora primigenia* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Schulzospora primigenia* f. *elongata* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Stenozonotriletes stenozonalis* (Waltz) Ischenko, 1958
- *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, 1957
- *Tripartites aductus* (Ischenko) Jachowicz, 1962
- *Tripartites biauriculatus* Jachowicz, 1962
- *Tripartites cristatus* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Tripartites ianthina* Butterworth et Williams, 1958
- *Tripartites incisotrilobus* (Naumova) Potonie et Kremp, 1956
- *Tripartites nonguerickei* (Horst) Potonie et Kremp, 1956
- *Tripartites rugosus* (Horst) Dybova et Jachowicz, 1957
- *Tripartites trifoliolatus* Dybova et Jachowicz, 1957
- *Triquitrites tricuspis* (Horst) Potonie et Kremp, 1955
- *Triquitrites triturgidus* (Loose) Schopf, Wilson et Bentall, 1944
- *Triquitrites trivalvis* (Waltz) Potonie et Kremp, 1956
- *Waltzisporea planiangularata* Sullivan, 1964

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

Wstęp

Badane utwory karbonu z otworu wiertniczego Lublin IG 1 są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, sporadycznie przez węglanowe, wieku od wizenu do westfalu (Waksmundzka, 2005). Charakterystykę skał oparto na analizie 53 próbek, z których 23 są wieku wizeńskiego, 15 namurskiego i 15 westfalskiego. Dokładnej analizie poddano głównie piaskowce, stosując następujące metody badawcze:

- badania w mikroskopie polaryzacyjnym, obejmujące standardowe analizy: mikroskopową płytek cienkich, barwnikową i porowatości oraz analizę katodoluminescencyjną (CL) i badania inkluzji fluidalnych;
- badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS;
- badania rentgenostrukturalne;
- badania w podczerwieni;
- badania izotopowe;
- badania wybranych właściwości fizycznych skał.

W obrębie osadów wizenu występują mułowce z wkładkami piaskowców, iłowców i wapieni. W części przyspagowej, poniżej głębokości 2080,0 m, wyróżniono wulkanoklastyczne piaskowce, rzadziej zlepieńce. Osady namuru są reprezentowane przez mułowce z wkładkami piaskowców, rzadziej iłowców. Wśród osadów westfalu dominują mułowce i piaskowce, podrzędnie występują iłowce.

Charakterystyka petrograficzna

Piaskowce

Szkielet ziarnowy. Piaskowce westfalskie są reprezentowane przez arenity kwarcowe oraz arenity i waki subarkozowe, piaskowce namuru i wizenu – przez arenity kwarcowe oraz arenity i waki sublityczne (tab. 23; fig. 9). Arenity są skałami o strukturze od drobno- do gruboziarnistej i teksturze bezładnej. Waki są reprezentowane przez piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, często o teksturze kierunkowej,

podkreślonej ułożeniem substancji organicznej, syderytu i blaszek łuszczyków. W dolnej części profilu otworu wiertniczego stwierdzono obecność piaskowców wulkanoklastycznych (wizen). Wśród nich wyróżniono arenity i waki sublityczne.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który przeciętnie stanowi ok. 70% obj. skały. Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość w piaskowcach westfalu najczęściej wynosi ok. 18% obj., a wizeny ok. 5% obj. skały. W piaskowcach namuru zawartość kwarcu polikrystalicznego jest znacznie wyższa i waha się od 20 do 30% obj. skały. Do grupy ziaren kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Ponadto w piaskowcach wulkanoklastycznych powszechnie obserwowano kwarc piroklastyczny, z charakterystycznymi zatokami korozyjnymi. Skalenie reprezentowane są przez plagioklasy oraz skalenie potasowe. Występują one w zmiennej ilości, najczęściej stanowią poniżej 3% obj. Większą zawartość skaleni – 7,3% obj., zaobserwowano w piaskowcach westfalu i namuru, a najwyższą – 12,0% obj., w piaskowcach wulkanoklastycznych wizeny. Ziarna plagioklazów badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach zielonych, a skaleni potasowych w niebieskich. W obrębie ziaren skaleni obserwowano efekty działania procesów rozpuszczania, przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne. Blaszkę łuszczyków, głównie muskowitu i biotyty oraz chlorytu (często produkt przeobrażenia biotyty) mają niewielki

udział w piaskowcach, najczęściej ok. 1% obj. skały. Bardzo często blaszki łuszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w skałe. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich: cyrkonu, tytanu, rutylu, granatu oraz apatyty.

Kolejnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, stanowiące najczęściej ok. 1% obj., a maksymalnie 10,7% obj. skały. W piaskowcach wulkanoklastycznych zawartość okruchów skał wynosi przeciętnie ok. 15% obj. Wśród litoklastów dominują skały wulkaniczne, w obrębie których widoczne są okruchy ryolitów, diorytów oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego. Skały metamorficzne (przeważnie łupki kwarcowo-łuszczykowe), głębinowe i osadowe (głównie ilowce i mułowce) występują rzadziej.

Materiał detrytyczny w piaskowcach najczęściej jest półobtoczony i na ogół dobrze wysortowany. W arenitach między ziarnami dominują kontakty punktowe, rzadziej proste i wklęsło-wypukłe. Materiał detrytyczny w arenitach jest luźno upakowany i wartość wskaźnika kontaktów ziaren w osadzie najczęściej wynosi ok. 2,0. W wakach przeważają kontakty punktowe lub brak kontaktów.

Spoiwo w arenitach ma charakter porowy i/lub kontaktowy, natomiast w wakach występuje spoiwo porowo-kontaktowe. Przestrzeń między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementem. Matriks najczęściej tworzą detrytyczne minerały ilaste lub ich mieszanina z pyłem kwarcowym, cement natomiast jest reprezentowany przez minerały diagenetyczne.

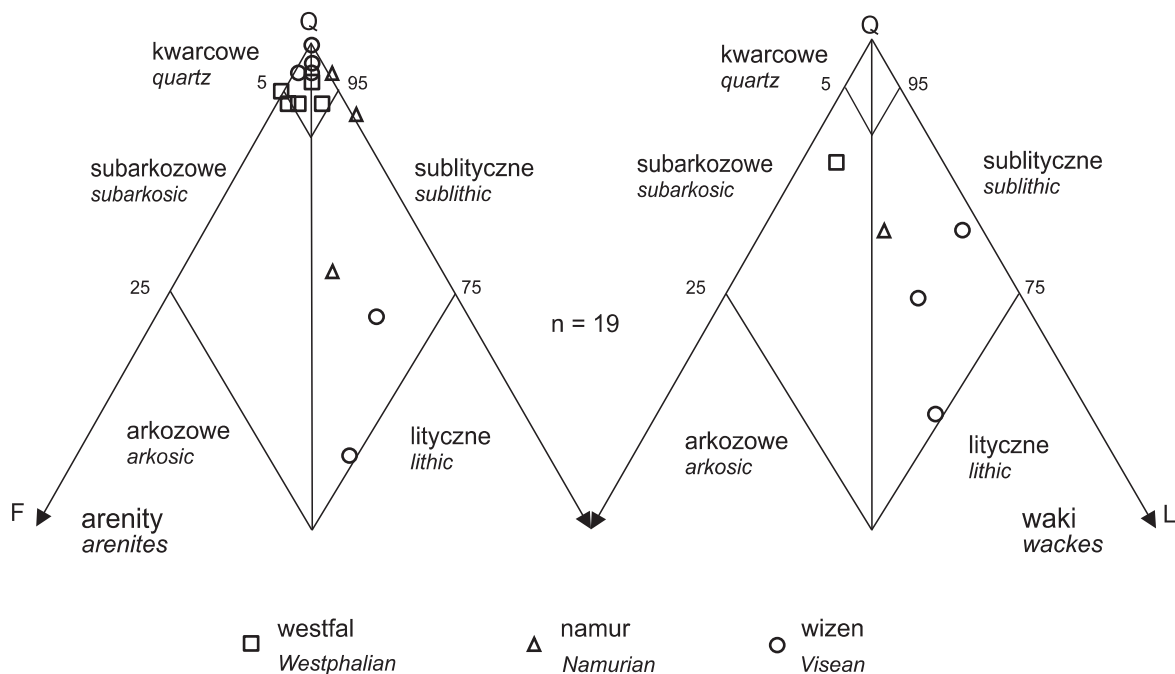


Fig. 9. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijona i in. (1972)

The Carboniferous sandstones classified according to classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

Wyniki analiz planimetrycznych

Results of planimetric analyses

Głębokość [m]		1084,9	1203,2	1238,2	1240,9	1276,4	1280,2	1437,5	1636,3
Typ piaskowca		ar k	ar sa	ar k	wa sa	ar k	ar k	ar sl	ar k
Kwarc	suma	73,3	74,7	83,0	62,7	76,3	84,0	59,7	77,3
	monokrystaliczny	48,6	55,7	66,3	54,7	57,3	64,3	37,0	43,3
	polikrystaliczny	24,7	19,0	16,7	8,0	19,0	19,7	22,7	34,0
Skalenie		1,3	4,3	3,3	6,3	2,0	4,3	7,3	0,0
Litoklasty	suma	3,0	0,7	1,7	2,3	1,3	0,0	10,7	2,7
	osadowe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7	0,3
	metamorficzne	1,7	0,0	0,3	2,3	0,7	0,0	4,7	0,0
	głębinowe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
	wylewne	1,3	0,7	1,4	0,0	0,3	0,0	5,0	2,4
Łyzczyki		2,7	1,0	0,3	2,7	0,0	0,0	5,3	0,0
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Matriks	suma	6,0	9,6	3,7	15,3	2,7	3,0	10,0	1,0
	ilasty	5,7	7,3	3,4	12,3	2,0	2,3	9,3	0,0
	ilasto-żelazisty	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mułkowy	0,0	2,3	0,3	3,0	0,7	0,7	0,7	1,0
Kaolinit autigeniczny		7,0	0,7	1,0	1,0	3,7	0,3	1,7	4,0
Inne minerały ilaste autigeniczne		0,0	0,0	0,0	Chl śl	0,0	0,0	0,0	0,0
Węglany	suma	3,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	3,3
	kalcyt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	dolomit/ankeryt	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	syderyt	2,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	3,0
Kwarc autigeniczny		3,7	9,0	7,0	9,4	14,0	8,4	5,3	11,7
Pirythematyt		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)	suma	3,8	8,3	11,2	2,9	11,5	10,6	7,4	6,5
	pierwotne	3,5	7,4	10,6	1,9	10,0	10,3	4,6	5,9
	wtórne	0,3	0,9	0,6	1,0	1,5	0,3	2,8	0,6
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	94,4	93,7	94,3	87,9	95,9	95,1	76,8	96,6
	skaleń	1,7	5,4	3,8	8,8	2,5	4,9	9,4	0,0
	litoklasty	3,9	0,9	1,9	3,3	1,6	0,0	13,8	3,4

Chl – chloryt, Cr – cyrkon, He – hematyt, It – illit, Pi – piryt, Ru – rutyl; śl – ślad; ar – arenita, wa – waka; k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – sublityczny

Tabela 23

piaskowców karbonu

in Carboniferous sandstones

1638,4	1821,7	1843,3	1941,4	1942,7	2061,0	2063,2	2084,1	2112,3	2114,1	2155,3
ar sl	wa sl	wa sl	ar k	ar k	ar k	ar k	ar sa	wa sl	ar sl	wa sl
82,7	50,0	43,7	73,3	62,4	69,7	60,3	38,3	43,3	47,7	56,6
49,0	32,3	29,0	68,0	58,4	66,4	53,3	34,0	40,0	39,3	51,3
33,7	17,7	14,7	5,3	4,0	3,3	7,0	4,3	3,3	8,4	5,3
0,0	4,7	5,7	1,7	1,3	0,0	0,3	12,0	9,3	5,7	1,3
6,3	6,7	10,0	0,6	0,7	0,3	0,7	16,3	17,3	13,0	12,0
1,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	1,0
0,6	2,7	1,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
0,0	0,3	1,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0
4,7	3,0	7,0	0,3	0,3	0,3	0,7	16,3	17,3	8,0	10,7
0,0	1,7	1,7	1,0	1,0	0,7	1,0	0,7	1,3	0,0	0,0
0,0	Cr 0,3	0,0	0,0	Cr Rt 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Cr śl
0,7	28,3	29,0	11,7	14,7	6,0	11,0	2,0	22,4	12,0	23,4
0,7	20,6	18,0	9,0	12,4	5,7	10,0	2,0	22,0	12,0	17,7
0,0	0,0	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
0,0	7,7	4,3	2,7	2,3	0,3	1,0	0,0	0,0	0,0	5,7
2,7	0,0	0,3	2,7	4,3	4,3	19,3	3,7	4,7	3,0	4,3
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	It 2,3	0,0
1,3	5,7	6,0	0,3	0,3	7,7	0,0	25,0	1,0	16,0	0,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,0	0,0	1,3	0,0
0,3	0,7	4,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1,0	5,0	1,7	0,0	0,3	7,7	0,0	0,0	1,0	14,7	0,0
6,3	2,3	2,0	8,7	15,0	11,3	7,4	2,0	0,3	0,0	1,7
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	He 0,4	Pi 0,3	0,0
0,0	0,3	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
7,1	6,3	1,3	0,3	0,3	7,1	3,2	0,1	1,3	1,4	0,7
6,5	5,4	0,0	0,3	0,3	7,1	2,2	0,1	0,3	0,7	0,7
0,6	0,9	1,3	śl	0,0	0,0	1,0	0,0	1,0	0,7	0,0
92,9	81,4	73,6	97,0	96,9	99,6	98,4	57,5	61,0	71,8	81,0
0,0	7,7	9,6	2,2	2,0	0,0	0,5	18,0	13,3	8,6	1,5
7,1	10,9	16,8	0,8	1,1	0,4	1,1	24,5	24,8	19,6	17,2

Chl – chlorite, Cr – zircon, He – hematite, It – illite, Pi – pyrite, Ru – rutile; śl – trace; ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sa – subarkosic, sl – sublithic

Cementy. W badanych piaskowcach wyróżniono cementy reprezentowane przez następujące minerały diagenetyczne: kwarc, minerały ilaste, węglany oraz lokalnie hematyt i piryty.

Cement kwarcowy występuje w postaci obwódek syntakcjalnych na ziarnach kwarcu. Zawartość kwarcu autigenicznego przeciętnie wynosi około 8% obj., a maksymalnie stanowi on 15% obj. skały. Cement kwarcowy narasta na ziarnach kwarcu zarastając przestrzenie porowe częściowo (fig. 10A), a miejscami całkowicie. Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką niekiedy jest zaznaczona przez obecność inkluzji fluidalnych (fig. 10A), wczesnego syderytu lub wodorotlenków żelaza. Obserwacje w katodoluminescencji wskazują na występowanie jednej generacji obwódek kwarcowych. W obrazie CL charakteryzuje się ona luminescencją w barwie ciemnobrązowej (fig. 10B), odróżniając się wyraźnie od ziarn kwarcu, które wykazują świecenie w barwie niebieskofioletowej, brązowej, zielonej lub czerwonej. Badania mikroskopowe wykazały powszechność procesu rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego oraz wypierania go przez węglany. Badania inkluzji fluidalnych w cemente kwarcowym wykazały najczęściej obecność w nim drobnych inkluzji jednofazowych (0,5–5,0 μm). Sugeruje to jego tworzenie się w minimalnej temperaturze poniżej 50°C (Goldstein, Reynolds, 1994). W inkluzjach dwufazowych uzyskano temperatury homogenizacji w przedziale 90–157,2°C.

Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominuje kaolinit, natomiast illit, chloryt i minerały mieszanopakietowe illit/smektyt występują w mniejszej ilości.

Kaolinit jest głównym minerałem ilastym piaskowców karbonu, którego zawartość wynosi ok. 3% obj., a maksymalnie 19,3% obj. skały. Morfologia kaolinitu wskazuje na jego krystalizowanie *in situ*. Obserwacje mikroskopowe wskazują na tworzenie się kaolinitu w procesie przeobrażania skaleni oraz muskowitu. W katodoluminescencji kaolinit wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (fig. 10B). Wielkość autigenicznych kryształów kaolinitu najczęściej wynosi 1–10 μm i są one dobrze widoczne w płytkach cienkich. Najczęściej kaolinit występuje w formie płytkowych agregatów, które w elektronowym mikroskopie skaningowym są widoczne jako pseudoheksagonalne kryształy, tworzące charakterystyczne formy księżeczkowe. Wyróżniono dwa typy morfologiczne kaolinitu: kaolinit robakowaty i kaolinit blokowy (Kozłowska, 2004), potwierdzone badaniami rentgenostrukturalnymi i w podczerwieni. Kaolinit robakowaty w porównaniu z kaolinitem blokowym i najczęściej jest grubiejkrystaliczny. Tworzy on agregaty kryształów rozciągające się zwykle krzywolinijnie na długości do kilkuset μm .

Illit występuje w formie bardzo drobnych płytek, przypominających listewki. Minerał ten otacza ziarna detrytyczne i wypełnia przestrzenie międzyziarnowe w piaskowcach. W obrazie SEM autigeniczne krystality illitu najczęściej mają postać wydłużonych listewek oraz igiełek i włókien. Zostało stwierdzone narastanie igiełkowego i włóknistego illitu na illicie blaszkowym, cemente kwarcowym oraz na kaolincie. Miejscami włóknisty illit zarasta przestrzenie porowe w piaskowcu, zmniejszając jego przepuszczalność.

Chloryt autigeniczny obserwowano w obrazie z mikroskopu elektronowego. Tworzy on cienkie obwódki na ziarnach detrytycznych lub wypełnia przestrzenie porowe. Chloryty tworzące obwódki są zbudowane z euhedralnych, pseudoheksagonalnych kryształów ustawionych mniej lub bardziej prostopadle do powierzchni ziaren. Bardzo często obserwuje się narastanie na chlorytach autigenicznych kryształów kwarcu oraz kaolinitu. Chloryty wypełniające przestrzenie porowe lub obserwowane na powierzchni kaolinitu miejscami są wykształcone w formie kulistych rozetek. Skład chemiczny obu postaci chlorytów badanych w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS charakteryzuje się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu.

Minerały mieszanopakietowe illit/smektyt stwierdzono badaniami rentgenostrukturalnymi. Zawartość illitu oceniono na powyżej 90%, co wskazuje na stopień uporządkowania struktury illit/smektyt – $R \geq 3$ (Horton, 1985; Drits, 1997).

Cementy węglanowe są reprezentowane głównie przez syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt), rzadziej przez ankeryt i kalcyt. Najczęściej tworzą spoiwo typu porowego, rzadziej podstawowe.

Syderyt jest obecny w całym profilu karbonu, a jego przeciętna zawartość wynosi ok. 2% obj. skały. Najwyższą zawartość syderytu – 14,7% obj., stwierdzono w piaskowcach wulkanoklastycznych (wizen). Wyróżniono dwie generacje syderytów: wczesną i późną (Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Generacja wczesna jest reprezentowana przez syderyt tworzący bardzo drobnokrystaliczne ziarna rozsiane lub skupione albo w formie masywnej (fig. 10C). Zbadane syderyty zawierają przeciętnie: 94,0% mol. FeCO_3 , 0,3% mol. MgCO_3 , 3,3% mol. CaCO_3 i 2,4% mol. MnCO_3 i reprezentują syderyt oraz syderoplesyt. Lokalnie w analizowanych syderytach stwierdzono strefy wzbogacone w mangan (do 41,8% mol. MnCO_3 , fig. 10C). Wczesna generacja syderytu często otacza ziarna detrytyczne, miejscami oddziela ziarna kwarcu od obwódki kwarcu autigenicznego, podkreślając granicę między nimi, jak również wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale. Miejscami syderyt zastępuje ziarna skaleni, litoklastów, łuszczyków i kwarcu. Wczesny syderyt jest natomiast wypierany przez późniejszą generację syderytu, ankerytu i Fe-kalcytu. Wyniki oznaczeń izotopowych tlenu $\delta^{18}\text{O}$ wynoszą –12,58 i –11,83‰_{PDB}, a węgla – $\delta^{13}\text{C}$ –8,40 i –5,14‰_{PDB}. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998). Generacja późna charakteryzuje się wyższą zawartością MgCO_3 niż wczesnodiaogenetyczny syderyt. Jest reprezentowana przez syderoplesyt i pistomesyt o przeciętnym składzie chemicznym: 76,9% mol. FeCO_3 , 13,2% mol. MgCO_3 , 4,9% mol. CaCO_3 i 5,0% mol. MnCO_3 . Późny syderyt krystalizuje w formie romboedrów narastających na wczesnej generacji syderytu (fig. 10C). Obrazy typu BSE z mikroskopu elektronowego ujawniły złożoność budowy obu generacji syderytu. W obrębie cementu syderytowego zaznaczają się obszary wyraźnie różniące się odcieniem szarości, których barwa jest związana z zawartością magnezu i manganu (fig. 10C). W analizowanych piaskowcach stwierdzono zastępowanie przez późną generację

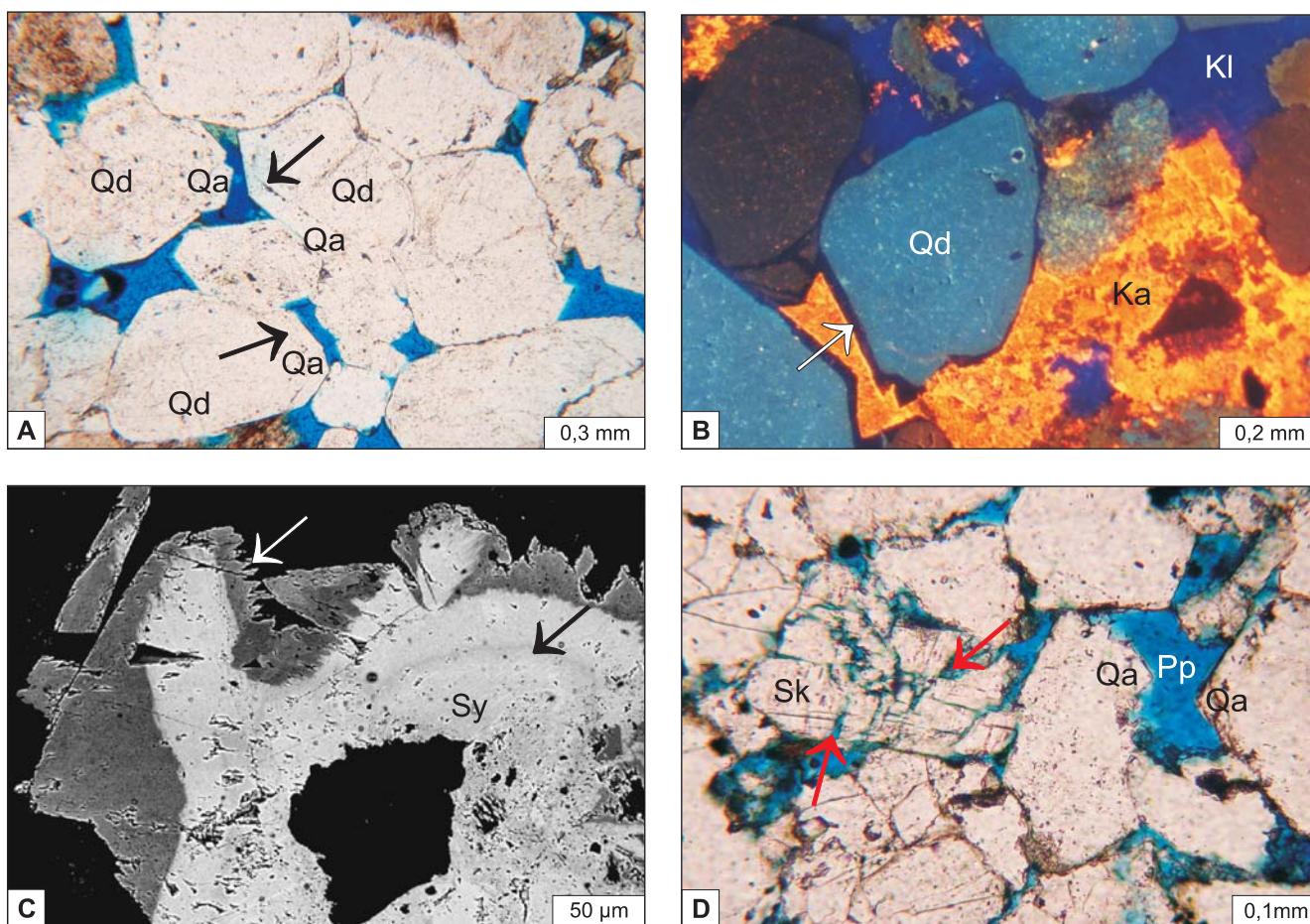


Fig. 10. A. Obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu detrytycznego (Qd); granica między nimi podkreślona przez inkluzje fluidalne (strzałki); próbka impregnowana niebieską żywicą; bez analizatora; głęb. 1638,4 m. B. Piaskowiec w obrazie CL; widoczne obwódki kwarcu autigenicznego, wykazujące świecenie w barwie ciemnobrązowej (strzałka) na ziarnie kwarcu (Qd) o niebieskiej barwie luminescencji; obok kaolinitu (Kl) świecący w barwie niebieskiej, a Fe-kalcyt (Ka) – w barwie pomarańczowożółtej; głęb. 2084,1 m. C. Dwie generacje syderytu – wczesna (Sy) i narastająca na nim późna (biała strzałka); ciemnoszara barwa późnej generacji syderytu jest związana z wyższą zawartością magnezu w porównaniu z wczesną generacją syderytu o barwie jasnoszarej; w obrębie wczesnego syderytu widoczna strefa wzbogacona w mangan o ciemniejszym odcieniu szarości (czarna strzałka); obraz BSE z mikroskopu elektronowego; głęb. 2061,0 m. D. Porowatość pierwotna (Pp) pomiędzy obwódkami kwarcu autigenicznego (Qa) i wtórna (strzałki), powstała w wyniku rozpuszczania ziarna skaleni potasowego (Sk); próbka impregnowana niebieską żywicą; bez analizatora; głęb. 1276,4 m

Fig. 10. A. Authigenic quartz overgrowths (Qa) on detrital quartz grains (Qd); contact between them is underlined by fluid inclusions (arrows); sample impregnated with blue resin; one nicol; depth 1638.4 m. B. Sandstone in CL image; dark brown luminescent authigenic quartz overgrowths (arrow) and quartz grain (Qd) with blue luminescence; beside blue kaolinite (Kl) and orange-yellow Fe-kalcyt (Ka); depth 2084.1 m. C. Two generations of siderite – early (Sy) and late (white arrow) siderite; dark grey colour of late siderite generation due to higher content of magnesium in comparison with light grey early siderite generation; a zone enriched in manganese (darker shade of grey; black arrow) is seen within early siderite; BSE image; depth 2061.0 m. D. Primary porosity (Pp) between authigenic quartz overgrowths (Qa) and secondary porosity (arrows) created due to dissolution of potassium feldspar grain (Sk); sample impregnated with blue resin; one nicol; depth 1276.4 m

syderytu ziarn kwarcu, skaleni i litoklastów oraz cementów: wczesnego syderytu, kwarcu autigenicznego i kaolinitu.

Dolomit żelazisty (Fe-dolomit) i ankeryt są cementami węglanowymi, których zawartość waha się od 0 do 4,3% obj. skały, przeciętnie wynosi 0,3%. Kryształy dolomitowe zbadane w próbkach piaskowców z otworu wiertniczego Łęczna IG 25, położonym w niedalekiej odległości od otworu Lublin IG 1, zawierają przeciętnie 19,1% mol. FeCO_3 , 23,4% mol. MgCO_3 , 56,1% mol. CaCO_3 i 1,4% mol. MnCO_3 .

Ze względu na znaczną zawartość Fe^{+2} , ankeryt w badaniach w CL nie wykazuje świecenia. Ankeryt najczęściej występuje w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych lub tworzy cement sparowy. Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren: skaleni, kwarcu i litoklastów oraz składników cementu: kwarcu autigenicznego, syderytu i kaolinitu. Oznaczenia izotopów tlenu i węgla wykonano dla próbek skał z ankerytem z otworu wiertniczego Łęczna IG 25, usytuowanego

niedaleko od otworu Lublin IG 1. Wartość $\delta^{18}\text{O}$ wynosi $-8,06\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartość $\delta^{13}\text{C}$ $-5,75$, co wskazuje na tworzenie się ankerytu w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998).

Kalcyt stwierdzono tylko w utworach wizenu – piaskowcach i zlepieńcach wulkanoklastycznych. Zawartość kalcytu maksymalnie stanowi 25,0% obj. skały. Reprezentuje on kalcyt żelazisty (Fe-kalcyt), który zawiera: 94,5–97,3% mol. CaCO_3 , 2,0–3,2% mol. FeCO_3 , 0% mol. MgCO_3 , i 0,7–2,3% mol. MnCO_3 . W katodoluminescencji Fe-kalcyt charakteryzuje się świeceniem w barwach: czerwonych, pomarańczowych oraz żółtych (fig. 10B), w zależności od udziału domieszek żelaza i manganu. Kalcyt najczęściej tworzy cement porowy, miejscami podstawowy, wypełniając przestrzenie porowe międzyziarnowe i wewnątrzziarnowe. Kalcyt zastępuje ziarna skaleni, litoklastów i kwarcu. Z badań inkluzji fluidalnych w kalcyście uzyskano temperaturę homogenizacji $87,5^\circ\text{C}$. Wyniki badań izotopowych kalcytu wynoszą: wartości $\delta^{18}\text{O}$ od $-16,56$ do $-13,28\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartości $\delta^{13}\text{C}$ od $-9,17$ do $-8,61\text{‰}_{\text{PDB}}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się kalcytu w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998).

Przestrzeń porowa. Porowatość skały może być zachowana w przypadku wypełnienia przez cement tylko części przestrzeni porowej piaskowców. W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono procentowy udział pustych porów, który waha się od poniżej 1 do 11,5% obj. (tab. 23). Największą porowatością, przeciętnie ok. 7% obj., charakteryzują się piaskowce westfalu i namuru. Piaskowce wizenu mają niższą porowatość – ok. 3% obj., a wśród nich najmniej porowate są osady wulkanoklastyczne – około 1% obj. W analizowanych arenitach wyróżniono porowatość pierwotną, zachowaną przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cementy, oraz wtórną, powstałą w wyniku rozpuszczania ziaren, głównie skaleni i litoklastów oraz cementów, głównie kwarcu (fig. 10A, D). W piaskowcach dominuje porowatość pierwotna, natomiast porowatość wtórna waha się od 0 do 2,8% obj. i przeciętnie wynosi ok. 0,3% obj. skały. W obrębie osadów westfalu i namuru obserwujemy większy wpływ porowatości wtórnej na wzrost całkowitej porowatości piaskowców.

W wybranych piaskowcach P. Such z zespołem z Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie (11 próbek, Kozłowska, 1996) oraz R. Semyrka z Akademii Górniczo-Hutniczej (7 próbek, Narkiewicz, 2005) wykonali badania porozymetryczne przestrzeni porowej piaskowców oraz pomiary przepuszczalności. W analizowanych skałach porowatość waha się od 0,47 do 14,53%, przeciętnie wynosi 8,5%. Według oceny Jenyona (1990), który uważa piaskowce o porowatości mniejszej od 5% za utwory bez znaczenia przemysłowego, większość zbadanych piaskowców charakteryzuje się dobrą porowatością. Piaskowce o najlepszej porowatości, przeciętnie ok. 10%, stwierdzono w utworach westfalu i namuru. Piaskowce wizenu charakteryzują się gorszą porowatością, przeciętnie ok. 6%, a wśród nich najniższą wykazują utwory wulkanokla-

styczne. Przeciętna średnica porów mieści się w zakresie od 0,02 do 0,73 μm , przy czym jest najwyższa w osadach westfalu i namuru, wynosząc odpowiednio 0,38 i 0,22 μm , a najniższa w wizenie – 0,08 μm . Średnie wartości udziału porów o wielkości $>1 \mu\text{m}$ w badanych piaskowcach wahają się w zakresie od 15 do 88% i przeciętnie w utworach kształtują się następująco: westfal – 65%, namur – 53% i wizen – 41%. Średnica progowa, która bardzo dobrze określa zdolność transportu płynów złożowych przez daną przestrzeń porową mieści się w przedziale 0,1–50 μm . Największe wartości, przeciętnie około 24 μm , stwierdzono w próbkach pochodzących ze skał westfalu i namuru, natomiast w piaskowcach wizenu odnotowano najmniejsze wartości, przeciętnie ok. 5 μm .

Przepuszczalność w obrębie zbadanych próbek waha się od 0 do 106,79 mD. Zgodnie z klasyfikacją Levorsena (1956) analizowane piaskowce westfalu i namuru można zaliczyć do osadów o dobrej, a miejscami nawet bardzo dobrej, przepuszczalności (przeciętnie ok. 60 mD), natomiast piaskowce wizenu najczęściej są nieprzepuszczalne i reprezentują osady o słabej lub miejscami zadowalającej przepuszczalności.

Podsumowując wyniki analiz porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej można stwierdzić, że piaskowce westfalu i namuru charakteryzują się dobrymi właściwościami zbiornikowymi. Najsłabsze parametry cech petrofizycznych piaskowców stwierdzono w osadach wizenu.

W analizowanych piaskowcach widoczne są efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zredukowała porowatość przeciętnie o 44,5%, a cementacja o 36,5% (fig. 11) (Houseknecht, 1987). Większy wpływ kompaktacji nad cementacją w spadku porowatości obserwujemy w piaskowcach westfalu i namuru. W osadach westfalu kompaktacja zredukowała porowatość o 48,4%, cementacja o 28,9%, a w osadach namuru odpowiednio o 58,8 i 36,6%. W osadach wizenu zaznacza się natomiast przewaga cementacji nad kompaktacją w obniżeniu porowatości i wartości te wynoszą odpowiednio 50,8 oraz 42,4%.

Zlepieńce

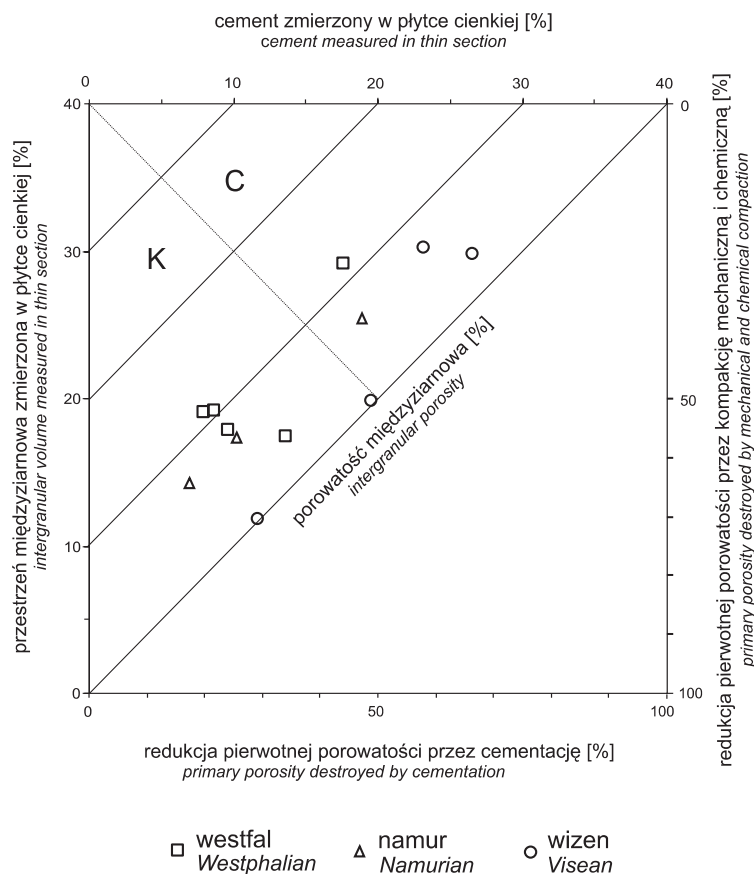
Zlepieńce wieku wizeńskiego występują w spągu profilu otworu wiertniczego. Reprezentują one ortozlepieńce polimiktyczne (Ryka, Maliszewska, 1991) wulkanoklastyczne. W zlepieńcach tych dominujący udział mają okruchy kwaśnych skał wylewnych, głównie ryolitów i diorytów oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego. Ponadto obserwowano okruchy kwarcu piroklastycznego z widocznymi zatokami korozyjnymi, kwarcu polikrystalicznego oraz plagioklazów. Psefitytowy materiał detrytyczny jest spojony masą o składzie arenitu sublitycznego. Z cementów dominują węglany, jest to głównie kalcyt, natomiast syderyt występuje w niewielkiej ilości. Powszechnie obserwowane są efekty procesów karbonatyzacji oraz serycycyzacji skaleni i litoklastów.

Fig. 11. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców karbonu

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompaktacji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Carboniferous sandstones

C – predominance of cementation,
K – predominance of compaction



Mułowce

Wśród mułowców wyróżniono mułowce i mułowce piaszczyste. Skąły te charakteryzują się strukturą aleurytową i teksturą przeważnie kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym często towarzyszą materia organiczna i drobnokrystaliczny syderyt oraz lokalnie piryt. Skład mineralny mułowców jest analogiczny do składu piaskowców. Materiał detrytyczny jest półobtoczony i nieobtoczony. Z łyszczyków biotyt oraz chloryt, zwykle powstały w wyniku przeobrażenia biotyту, przeważają nad muskowitem. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego. Lokalnie w mułowcach obserwuje się efekty procesu serycytyzacji ziaren skaleni i okruchów skał.

Iłowce

Wyróżniono iłowce i iłowce mułkowe. Iłowce reprezentują skały o strukturze pelitowej, z widoczną miejscami teksturą kierunkową, podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łyszczyków oraz smug materii organicznej i syderytu. Iłowce są zbudowane z minerałów ilastych i pelitu kwarcowe-

go. Miejscami występują ziarna kwarcu i blaszki łyszczyków oraz syderyt, często w formie sferolitów, a sporadycznie także kryształy pirytu. Ponadto w osadach namuru stwierdzono występowanie iłowców wapnistych o teksturze kierunkowej wyrażonej ułożeniem minerałów ilastych, kalcytu, pirytu i materii organicznej. W tych iłowcach powszechne są kalcytowe fragmenty fauny (m.in. małży cienkoskorupowych i otwornic), miejscami spirytyzowane oraz wypełnione kaolinitem.

Wapienie

Skały węglanowe są reprezentowane przez wapienie organodetrytyczne, silnie zrekrytalizowane. Według klasyfikacji Dunhama (Jaworowski, 1987) należą one do pakstonów i flotstonów. Wapienie są złożone głównie z bioklastów, których zawartość lokalnie wynosi ok. 80% obj. skały i z cementu o składzie kalcytu, miejscami dolomitu. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące do: otwornic, koralowców, brachiopodów, szkarłupni, małży oraz mszywiolów. Okruchy fauny często są spirytyzowane, ponadto występujące w nich pustki są niekiedy wypełnione kaolinitem. Domieszki terygeniczne w wapieniach są nieliczne, zwykle to minerały ilaste, materia organiczna i wodorotlenki żelaza.

Podsumowanie

1. Utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, najczęściej piaskowce, mułowce i ilowce, lokalnie zlepieńce. Sporadycznie występują organodetrytyczne skały węglanowe, przeważnie typu pakstonów.

2. W obrębie piaskowców wyróżniono arenity kwarcowe, sublityczne i subarkozowe oraz przez waki sublityczne i subarkozowe. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementem. Wśród cementów dominują: kwarc, minerały ilaste i węglany, a mniej liczne są hematyt i piryt. Cement kwarcowy występuje w postaci obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominuje kaolinit, natomiast illit, chloryt żelazisty i minerały mieszanopakietowe I/S w mniejszej ilości. Cementy węglanowe są reprezentowane głównie przez minerały szeregu izo-

morficznego syderyt–magnezyt, rzadziej przez Fe-dolomit i ankeryt oraz Fe-kalcyt.

3. Porowatość piaskowców karbonu waha się od poniżej 1 do 11,5% obj. skały. Wyróżniono porowatość pierwotną, która dominuje oraz wtórną (od 0 do 2,8% obj.), przeciętnie wynoszącą ok. 0,3% obj. skały.

4. W analizowanych piaskowcach dostrzeżono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na zmniejszenie porowatości miały kompaktacja i cementacja, które zredukowały ją przeciętnie odpowiednio o 44,5 i 36,5%.

5. Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na dobre właściwości zbiornikowe piaskowców westfalu i namuru. Piaskowce wżenu odznaczają się złymi właściwościami zbiornikowymi.

Małgorzata POŁOŃSKA

CHARAKTERYSTYKA MINERAŁÓW CIĘŻKICH

Do badań wytypowano 17 próbek, z których metodą bromoformowania uzyskano frakcję minerałów ciężkich. Waga tych minerałów waha się od 0,001 do 0,806 g, co w badanych próbkach stanowi 0,01–1,60%. W składzie minerałów ciężkich występują minerały nieprzezroczyste i przezroczyste (tab. 24). Wśród minerałów nieprzezroczystych dominuje leukoksen w formie nieregularnych ziaren. W licznych próbkach występują w dużej ilości siarczki żelaza, wykształcone w postaci kryształów autigenicznych. Notowano spirytywane węgliaste szczątki roślin. Piryt niekiedy tworzy drobne skupienia o charakterze konkretyjnym. Pojedynczo spotykane są ziarna hematytu.

Minerały przezroczyste stanowią 19,42–63,67% zawartości frakcji ciężkiej. W ich składzie występują obficie cyrkon, turmalin, minerały tytanowe i granat stwierdzone w przeważającej liczbie próbek. W kilku próbkach rozpoznano większe ilości barytu. Podrzednie spotykane są pirokseny i amfibole oraz sporadycznie epidot i syllimanit.

Cyrkon reprezentują kryształy bezbarwne, różowe i brunatnawe, zwykle o różnym stopniu obtoczenia. Spotykane są też świeże, silnie wydłużone osobniki i częściowo pokruszone. Nierzadko w ziarnach zaznaczają się linie wzrostu oraz dostrzega się obecność wrostków krystalicznych. Zawartość cyrkonu waha się od 8,33 do 73,53%.

Turmalin tworzy owalne ziarna oraz krótkie, częściowo obtoczone słupki. Odznacza się silnym pleochroizmem w barwach głównie oliwkowych i brunatnych, rzadko fioletowych, różowych oraz ciemnoniebieskich. Wśród turmalinów na uwagę zasługują grubsze okruchy czarnego szerlu. Przekroje poprzeczne słupków turmalinu niekiedy wykazują pasowe

zróznicowanie barw, wynikające ze zmiany składu chemicznego. Udział turmalinów wynosi przeważnie kilka–kilkanaście procent, maksymalnie sięga do 24,54%.

Rutyl ma postać brunatnoczerwonych słupków, zakończonych piramidami. Niekiedy charakteryzuje się pokrojem igiełkowym. Obecność rutylu wyraźnie wzrasta w górę profilu karbonu, w odróżnieniu od pozostałych minerałów tytanu. Jego zawartość waha się od 1 do 45,97%.

Granat jest reprezentowany przez kryształy bezbarwne i różowe, zwykle ostrokątne. W górnej części profilu pojawiają się ziarna mniejsze, obtoczone. Mineral ten występuje w próbkach z osadów karbonu górnego, w ilościach często powyżej kilkunastu procent, maksymalnie do 49,30%.

Anataz występuje w formie tabliczek lub nieforemnych okruchów barwy żółtej i brunatnej. Spotykane są też niebieskawo podwójne piramidy, wykazujące prążkowanie równoległe do podstawy. Zawartość anatazu przeważnie wynosi kilka procent.

Do brookitu zaliczono tabliczki, często narastające na ziarnach leukoksenu, o barwie żółtopomarańczowej, brunatnej i charakterystycznym prążkowaniu, zgodnym z wydłużeniem kryształu. Mineral ten rozpoznano w próbkach z niższych partii karbonu, w ilościach dominujących nad pozostałymi składnikami, nawet do 67,71%.

Zawartość piroksenów i amfiboli przeważnie poniżej 1%. Wśród piroksenów rozpoznano minerały z grupy hiperstenu o różowym i zielonym pleochroizmie. Amfibole są reprezentowane przez hornblendę, wykazującą pleochroizm w barwach zielonych i brunatnych. Udział amfiboli sięga do 5,80%. Wymienione minerały są w znacznym stopniu schlorytyzowane.

Tabela 24

Skład minerałów ciężkich z utworów karbonu
Heavy minerals composition from Carboniferous deposits

Głębokość pobrania próbki [m]	Minerały ciężkie [100%]		Minerały przezroczyste [100%]										
	nieprzezroczyste	przezroczyste	cyrkon	turmalin	rutyl	granat	anataz	brookit	piroksen	amfibol	baryt	epidot	syllimanit
1063,2	80,58	19,42	14,01	8,92	26,11	46,50	4,46	–	–	–	–	–	–
1084,5	39,50	60,50	43,89	10,83	33,61	8,06	1,94	–	0,83	0,28	–	0,56	–
1144,0	42,17	57,83	58,87	9,54	13,82	16,13	–	–	0,33	0,98	–	–	0,33
1202,1	36,33	63,67	55,27	11,82	12,78	16,61	2,56	–	0,64	0,32	–	–	–
1275,6	50,77	49,23	26,45	16,13	14,52	39,68	1,94	–	–	0,65	–	–	0,65
1357,2	53,42	46,58	30,73	5,31	24,86	36,03	2,79	–	0,28	–	–	–	–
1436,1	69,87	30,13	8,84	9,30	3,26	49,30	5,58	–	–	–	23,26	0,47	–
1558,1	45,03	54,97	45,07	2,39	45,97	2,39	3,88	–	0,30	–	–	–	–
1643,0	45,85	54,15	59,90	9,66	4,83	8,70	3,86	6,28	0,97	5,80	–	–	–
1687,2	53,44	46,56	33,97	14,29	12,70	31,75	3,49	–	0,95	2,54	0,00	0,32	0,00
1818,4	55,30	44,70	45,00	18,57	10,71	13,57	2,14	8,57	1,43	0,00	0,00	0,00	0,00
1843,4	52,32	47,68	32,06	4,85	14,21	1,21	0,90	–	0,90	1,73	44,13	0,00	0,00
1939,0	44,51	55,49	60,71	16,76	6,59	0,00	6,32	9,34	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00
2060,7	69,64	30,36	19,70	24,54	2,23	0,00	4,46	48,33	0,00	0,74	0,00	0,00	0,00
2111,0	62,61	37,39	73,53	3,92	0,98	0,00	7,19	14,05	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00
2115,5	75,24	24,76	8,33	0,26	1,04	–	5,21	67,71	0,52	–	16,93	0,00	0,00
2153,8	41,93	58,07	29,04	10,89	2,97	–	16,83	–	0,33	–	39,93	0,00	0,00

Baryt jest wykształcony w postaci tabliczek, słupów oraz ziaren ostrokątnych, bezbarwnych, niekiedy żółtych. Często obfituje w ciemne wrostki. Występuje w kilku próbkach, a jego zawartość wynosi od 16,93 do 44,13%.

Epidot i sillimanit spotyka się w liczbie 1–2 ziaren w próbce. Epidot jest wykształcony w formie obtoczonych osobników o cytrynowej barwie, pokrytych drobnymi rysami. Jasno-brunatne ziarna sillimanitu charakteryzują się włóknistością.

W badanych próbkach z otworu wiertniczego Lublin IG 1 dostrzeżę się silne zróżnicowanie w składzie minerałów ciężkich przezroczystych. Cyrkon, turmalin i minerały tytanowe

są spotykane w całym profilu karbonu, natomiast w pensylwanie zwraca uwagę wzrost zawartości rutylu i pojawienie się granatów.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Wstęp

Otwór Lublin IG 1 został odwiercony w centralnej części niecki lubelskiej, która w środkowej jurze znajdowała się w brzeżnej strefie basenu sedimentacyjnego. Wiąże się to z obecnością wielu luk stratygraficznych oraz silną redukcją miąższości utworów jury środkowej, która wynosi w otworze jedynie 40,5 m (głęb. 1012,5–1053,0 m). Jest to wartość kilkunastokrotnie mniejsza, niż miąższości obserwowane w centralnej części basenu sedimentacyjnego. Z utworów jury środkowej został pobrany pełny rdzeń, co umożliwiło wykonanie szczegółowej analizy sedimentologicznej profilu (fig. 12).

Osady jury środkowej, podobnie jak na większości obszaru lubelskiego, leżą bezpośrednio na podłożu paleozoicznym. W otworze Lublin IG 1 przykrywają one utwory karbonu górnego – westfalu B. Obserwowana luka stratygraficzna obejmuje utwory permu, triasu, jury dolnej oraz starszej jury środkowej. Z odcinka granicznego pomiędzy karbonem i jurą nie został pobrany rdzeń wiertniczy. Granica ta została postawiona na podstawie analizy krzywych geofizycznych na głęb. 1053,0 m. W tym miejscu jest obserwowany ostry spadek wartości na krzywej profilowania gamma, związany z gwałtownym przejściem od utworów ilowcowo-mułowcowych karbonu do utworów piaskowcowych jury.

?Baton środkowy–górnny (część niższa)

Profil środkowojurajski rozpoczyna 7 m miąższości kompleks piaskowców średnio- i gruboziarnistych, ze żwirkiem kwarcowym oraz poziomami zlepieńców żwirowo-piaszczystych. W dolnym odcinku piaskowiec jest masywny, wyżej o warstwowaniu przekątnym dużej skali. Spotyka się tu obtoczone fragmenty węgla. Barwa osadu w dolnym i środkowym odcinku jest czerwonożółta, ku górze przechodząca w żółtą. Jest to osad powstały w środowisku koryt rzecznych.

Barwa osadu jest nietypowa dla osadów jurajskich, co prawdopodobnie wynika z domieszki materiału starszego. Zastanawiające jest źródło tego materiału. Pierwszym nasuwającym się wnioskiem byłaby erozja utworów triasowych lub permskich, jednak granica występowania tych utworów kończy się w znacznej odległości zarówno na zachód, jak i na

północ od otworu Lublin IG 1 (Żelichowski, Kozłowski, 1983). Nietypowe wykształcenie osadu, obserwowane również w niektórych otworach wiertniczych położonych na południe i południowy wschód od otworu Lublin IG 1, sugeruje inne, bliższe źródło alimentacyjne. Wydaje się, że w przypadku omawianego otworu materiał pochodził z erozji karbońskich utworów pstrych (tzw. ogniwo Kłodnicy – najniższa część formacji Huczwy), reprezentujących przypuszczalnie środkowy wizen (Porzycki, 1988a). Materiał był przynoszony prawdopodobnie ze wschodu lub południowego wschodu, z rejonu pobliskiej, współczesnej antykliny Wilczopole–Trawniki. Jest to obszar, z którego przed późną jurą zostały całkowicie usunięte utwory młodsze od dewonu dolnego (Porzycki, 1988b).

Powyżej pojawia się 1,4 m kompleks piaskowców kwarcowych bardzo drobnoziarnistych, jasnoszarych, o warstwowaniu poziomym, podkreślonym przez obecność licznych muskowitów i pyłu węglatego. Przechodzą one ku górze w piaskowice drobno- i bardzo drobnoziarniste, z licznym muskowitem i obficie występującym w porach białym kaolinitem. W dolnym odcinku tych piaskowców widoczne są ślady warstwowania przekątnego dużej skali. Typ warstwowania, obfity muskowit, kaolinit i pył węglisty wskazują, że są to utwory pochodzenia rzecznoego.

Miąższość całej opisanej serii piaskowcowej wynosi 22,5 m. Jej wiek jest niepewny, został określony ze znakiem zapytania na podstawie korelacji z obszarem zachodniej Lubelszczyzny i niecki warszawskiej na ?środkowy–wczesny późny baton.

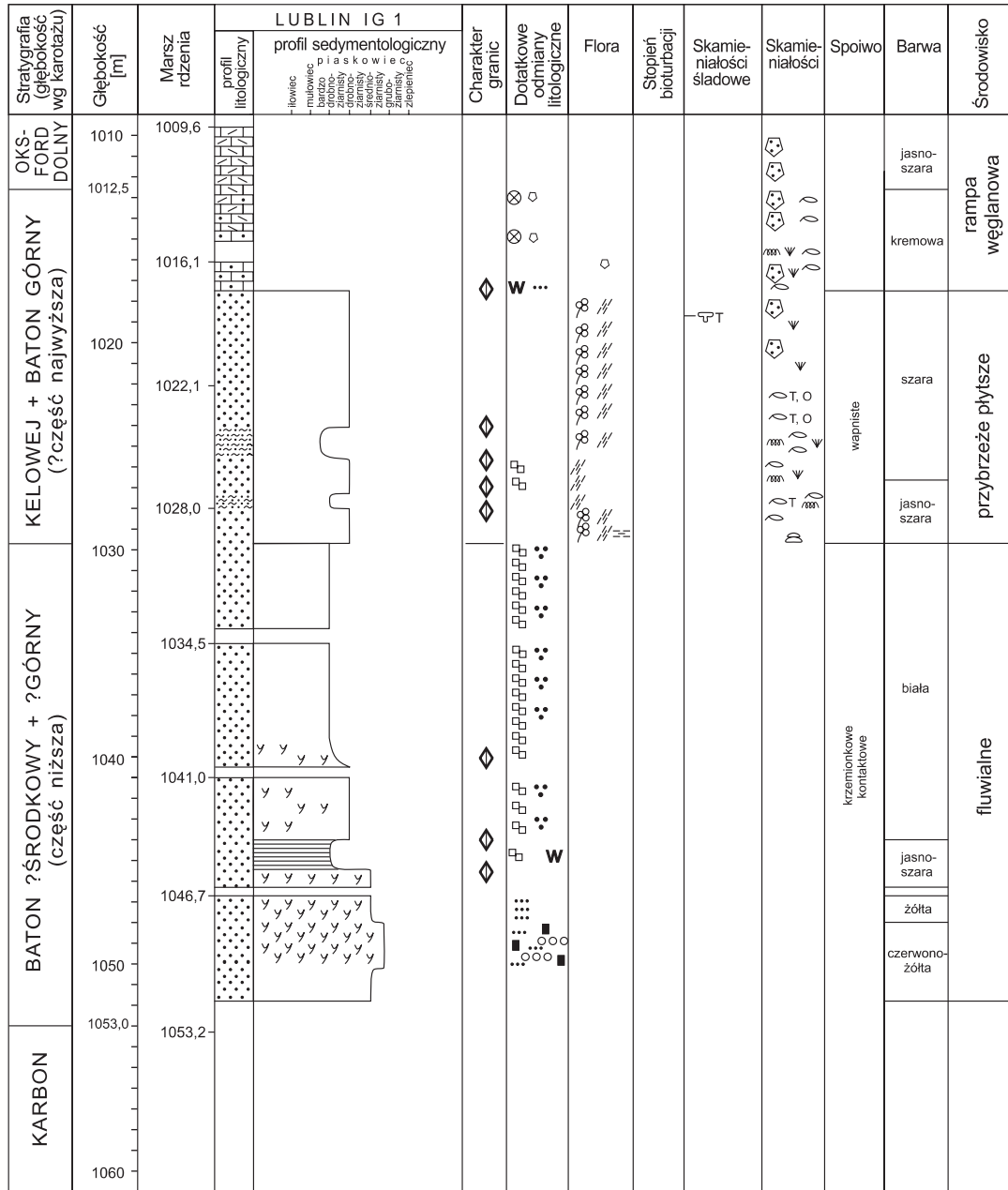
Baton górny (część wyższa)–kelowej

Powyżej ostrej granicy pojawia się odmienny kompleks litologiczny. Są to piaskowce drobnoziarniste, wapniste, z obfitą fauną małżową, fragmentami uwęglonego drewna oraz uwęgloną sieczką roślinną. Oznaczono tu małże z rodzaju *Nerinea*, *Trigonia*, *Nanogyra*, ostrygi oraz stwierdzono obecność łódkonogów i serpul. W górnych partiach ponadto jest notowana obecność płytek szkarłupni oraz kolce jeżowców. Oznaczono również skamieniałość śladową *Thalasinoides* isp. Są to piaskowce pochodzenia morskiego, osadzone powyżej normalnej podstawy falowania, w strefie przybrzeża



Fig. 12. Profil sedimentologiczny utworów jury środkowej

Sedimentological log of the Middle Jurassic deposits



- | | | | | | |
|--|---|--|---|--|--|
| | wapień organodetrytyczny
<i>organodetrital limestone</i> | | węglona sieczka roślinna
<i>carbonaceous flora detritus</i> | | małże
<i>bivalvia</i> |
| | wapień organodetrytyczno-piaszczysty
<i>organodetrital-sandy limestone</i> | | spirytizowana sieczka roślinna
<i>pyritized flora detritus</i> | | <i>Trigonina sp.</i> |
| | wapień piaszczysty
<i>sandy limestone</i> | | węglone fragmenty roślin
<i>carbonaceous flora</i> | | <i>Ostrea sp.</i> |
| | mułowiec piaszczysty
<i>sandy mudstone</i> | | węglone fragmenty roślin
<i>carbonaceous flora</i> | | otwornice
<i>foraminifera</i> |
| | piaskowiec mułowcowy
<i>argillaceous sandstone</i> | | rozproszony pył węglisty
<i>dispersed coal dust</i> | | trochity liliowców
<i>crinoids ossicles</i> |
| | piaskowiec
<i>sandstone</i> | | okruchy węgla
<i>coal detritus</i> | | kolce jeżowców
<i>echinoids spine</i> |
| | zlepieniec
<i>conglomerate</i> | | rozproszony limonit
<i>dispersed limonite</i> | | serpule
<i>serpulids</i> |
| | warstwowanie poziome
<i>parallel bedding</i> | | ooidy Fe
<i>Fe-ooids</i> | | mszywioly
<i>bryozoa</i> |
| | warstwowanie przekątne dużej skali
<i>cross-stratification</i> | | muskowit
<i>muscovite</i> | | <i>Thalassinoides isp.</i> |
| | | | kaolinit
<i>kaolinite</i> | | przejście stopniowe
<i>gradual boundary</i> |
| | | | żwirek kwarcowy
<i>quartz gravel</i> | | granica ostra
<i>sharp boundary</i> |

plytszego. Miąższość całej morskiej serii piaskowcowej wynosi w otworze 12,5 m.

Wiek tych piaskowców został określony na podstawie mikrofauny oraz korelacji z obszarem zachodniej Lubelszczyzny i niecki warszawskiej. Z przyspągowych partii omawianych piaskowców (głęb. 1029,4 m) J. Smoleń (nie publ.) oznaczyła otwornicę *Trocholina conica* Schlumberger. Powyższy takson jest znany od młodszego batonu do dolnego oksfordu.

Mikrofauna otwornicowa została również oznaczona z utworów piaskowcowych występujących w podobnym położeniu w profilu otworu wiertniczego Rudnik IG 1. Stwierdzono tu obecność *Lenticulina hoplites* (Wiśniowski), *Paleomiliolina czestochoviensis* (Pazdro), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Haplophragmoides canariensis* (d'Orbigny), *Nubeculinella infraoolithica* (Terquem) i *Trocholina conica* Schlumberger. Jest to zespół mikrofauny spotykany w osadach młodszego jury środkowej (Styk, 1970).

Utwory piaskowcowe w otworze Lublin IG 1 przechodzą ku górze w wapienie piaszczyste, a następnie wapienie organodetrytyczne, barwy kremowej. Występują w nich liczne człony liliowców, kolce jeżowców, fragmenty małży. W wapieniach organodetrytycznych obecne są liczne skupienia limonitu oraz jego nagromadzenia na powierzchniach warstwowania. Utwory te zostały osadzone w środowisku rampy węglanowej. Miąższość całego kompleksu wapiennego wynosi ok. 4,5 m. Górna granica pomiędzy środkową i górną jurą została postawiona na głębokości rdzeniowej 1012,5 m, w miejscu, w którym wapienie piaszczyste z limonitem barwy kremowej, przechodzą ku górze w wapienie organodetrytyczne barwy jasnoszarej.

Niemczycka zaliczyła cały opisywany profil utworów piaskowcowych do formacji zakrzewskiej, wiekowo uznanej przez nią za dolny i środkowy oksford (Niemczycka, 1976a, b; Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981). Nie negując oksfordzkiego wieku formacji zakrzewskiej, włączanie do niej utworów piaskowcowych z otworu Lublin IG 1 wydaje się nieuzasadnione z kilku powodów. Przede wszystkim, litologiczne wykształcenie omawianych utworów jest wyraźnie różne od opisywanych w definicji tej formacji. Według Niemczyckiej (1976a) są to: „...dolomity piaszczyste barwy szarej lub brunatnej, drobnoziarniste, mikroporowate, z licznym detrytem

zwęglonej i spirytyzowanej flory, drobnymi okruchami węgla oraz zwięzłymi szaroniebieskimi czertami”. Profil litologiczny w otworze Lublin IG 1 wyraźnie odbiega od przedstawionej definicji formacji zakrzewskiej, natomiast jest zgodny z wykształceniem litologicznym utworów jury środkowej na Lubelszczyźnie. Niemczycka włącza do tej formacji również piaskowce wapieniste ciemnoszare z położonego bardziej na wschód rejonu Kumowa. Nie jest pewne, czy oba kompleksy piaskowcowe są równowiekowe, natomiast już pobieżny przegląd litofacji jury górnej zamieszczony przez Niemczycką (1976b *vide tab. 3*) wskazuje, że profil piaskowcowy z otworu Lublin IG 1 jest nietypowy dla tej części obszaru lubelskiego. Cały oksford jest tu wykształcony w facjach węglanowych i dolomitycznych.

Dolna granica formacji zakrzewskiej stawiana jest na „...kontakcie rdzawych dolomitycznych wapieni piaszczystych z ooidami żelazistymi jury środkowej, z szarymi dolomitami piaszczystymi zawierającymi spirytyzowane szczątki flory” (Niemczycka, 1976a), reprezentującymi oksford dolny i środkowy. Granica jury środkowej i górnej postawiona w omawianym otworze Lublin IG 1 w stropie wapieni piaszczystych z limonitem jest więc zgodna z definicją dolnej granicy formacji zakrzewskiej. Stawianie granicy pomiędzy środkową i górną jurą w stropie wapieni z oolitami żelazistymi jest również zgodne z obserwacjami pochodzącymi z innych obszarów Lubelszczyzny i południowego Podlasia. Na tym obszarze w stropie takich wapieni z oolitami żelazistymi występuje poziom kondensacji, wydzielany jako nieformalna jednostka litostratygraficzna, tzw. warstwa bulasta. Znależona w niej przewodnia fauna amonitowa dokumentuje jej wiek na poziomy *lamberti* (najwyższy kelowej) oraz *mariae* (najniższy oksford) (Niemczycka, 1965, 1974, 1979).

Poza wymienionymi argumentami natury litologicznej i sedimentologicznej, również argumenty faunistyczne wydają się skłaniać do uznania utworów piaskowcowych z otworu Lublin IG 1 za osady jury środkowej, a nie górnej. Zasięg wiekowy opisywanej mikrofauny obejmuje przede wszystkim późny baton i kelowej. Pojawia się ona również we wczesnym oksfordzie, ale Niemczycka (1976b) przypisuje utworom piaskowcowym również wiek środkowo-oksfordzki, co nie jest już możliwe do przyjęcia.

Leon KARCZEWSKI

OPRACOWANIE MAKROFAUNISTYCZNE UTWORÓW JURY

Badania makrofaunistyczne utworów jury w profilu otworu Lublin IG 1 wykonano na podstawie 41 próbek, w Zakładzie Stratygrafii Instytutu Geologicznego w Warszawie w 1967 r. W poszczególnych próbkach opisano:

- Próbka 1, głęb. 535,0 m – małże nieoznaczalne.
- Próbka 2, głęb. 832,8 m – *Myoconcha* sp., *Trigonia* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbka 3, głęb. 833,5 m – *Isognomon* sp.

- Próbka 4, głęb. 833,7 m – *Exogyra* sp., detrytus fauny.
- Próbka 5, głęb. 835,3 m – detrytus fauny.
- Próbka 6, głęb. 836,7–837,2 m – formy nieoznaczalne.
- Próbka 7, głęb. 837,6 m – *Isognomon* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbka 8, głęb. 840,3 m – *Camptonectes* sp., małże nieoznaczalne,
- Próbka 9, głęb. 843,2 m – *Pecten* sp.

- Próbką 10, głęb. 843,4 m – *Trigonia* sp., *Pleuromya* sp.
- Próbką 11, głęb. 844,9 m – *Mytilus (Arcomytilus) pectinatus* Soverby, serpule.
- Próbką 12, głęb. 845,1 m – *Terebratula* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 13, głęb. 845,1 m – *Terebratula* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 14, głęb. 845,1–845,3 m – *Isoarca* sp., *Trigonia* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 15, głęb. 845,4 m – *Trigonia* sp., *Protocardia* sp.
- Próbką 16, głęb. 845,4–846,1 m – *Pecten* sp., *Trigonia* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 17, głęb. 847,4 m – *Trigonia* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 18, głęb. 848,6 m – małże nieoznaczalne.
- Próbką 19, głęb. 860,1 m – *Isoarca* sp., *Trigonia* sp.
- Próbką 20, głęb. 870,3 m – *Ceratomya* sp.
- Próbką 21, głęb. 874,7 m – *Isognomon* sp.
- Próbką 22, głęb. 876,7 m – *Isognomon flomberti* (Dolfus), *Exogyra* sp.
- Próbką 23, głęb. 879,3 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer), małże nieoznaczalne.
- Próbką 24, głęb. 879,9 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 25, głęb. 882,3 m – *Nanogyra nana* (Soverby).
- Próbką 26, głęb. 882,6–882,7 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 27, głęb. 882,6–882,7 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 28, głęb. 882,7–883,8 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer), *Mytilus* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 29, głęb. 883,3 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 30, głęb. 884,1 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 31, głęb. 884,3 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 32, głęb. 884,5 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 33, głęb. 884,7 m – *Septaliphoria pinquis* (Roemer).
- Próbką 34, głęb. 886,4 m – *Modiolus* cf. *durnovarie* Arkell, *Septaliphoria* sp.
- Próbką 35, głęb. 915,3–917,7 m – *Nerinea* sp., *Ptygmatis* cf. *curmontensis* (Loriol), *Protocardia* sp., *Ptygmatis bruntrutana* (Thurmann).
- Próbką 36, głęb. 974,4 m – małże nieoznaczalne.
- Próbką 37, głęb. 975,3–975,8 m – *Lima* sp., małże nieoznaczalne.
- Próbką 38, głęb. 975,6 m – małże i ramienionogi nieoznaczalne.
- Próbką 39, głęb. 1022,7 m – *Trigonia* sp.
- Próbką 40, głęb. 1023,8 m – *Nanogyra* sp., małż nieoznaczalny.
- Próbką 41, głęb. 1028,0–1028,7 m – *Nerinea acreon* d'Orbigny, małże nieoznaczalne.

W interwale 535,0–886,4 m zespół fauny wskazuje na utwory kimerydu. Od głębokości 915,3 m pojawiają się liczne ślimaki z rodziny *Nerineidae*, co wskazuje, że od tej głębokości do 1028,7 m występują utwory astartu (oksford górny).

Wanda BIELECKA

STRATYGRAFIA MIKROPALAEONTOLOGICZNA UTWORÓW JURY

Badania mikropaleontologiczne utworów jury, w profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 wykonano w Zakładzie Stratygrafii Instytutu Geologicznego w Warszawie w 1967 r.

Odcinek profilu na głęb. 1012,0–1028,5 m, wykształcony jako piaskowce wapieniste z wkładkami wapieni pseudooolitowych i wapieni piaszczystych, nie zawierał mikrofauny, to też nie można określić wieku tej partii utworów na podstawie badań mikropaleontologicznych. Nie wykluczone, że są to osady jury środkowej. Utwory jury górnej są wykształcone w fa-cji węglanowej. W obrębie tych osadów na podstawie mikrofauny udało się wyróżnić oksford i kimeryd.

Oksford (890,0–1012,5 m). Osady oksfordu w dolnej partii są wykształcone jako wapienie detrytyczne, krynoidowe z wkładkami wapieni oolitowych, przechodzące ku górze w przelawicające się wapienie oolitowe i wapienie pelityczne, miejscami margliste.

Mikrofauna stwierdzona w osadach oksfordu jest nadczyżaj uboga i na jej podstawie nie da się bardziej szcze-

gółowo rozpoziomować tego odcinka profilu. Można jedynie stwierdzić, że niektóre próbki pochodzą z oksfordu dolnego lub górnego. W próbce z głęb. 1012,5 m stwierdzono pojedynczy okaz *Gaudryina* cf. *hecrsumensis* Lutze, który to gatunek został stwierdzony przez Lutzego (1960) w osadach górnego newizu–dolnego oksfordu (poziom *plicatilis*) północno-zachodnich Niemiec. W partii osadów na głęb. 932,7–1012,5 m znaleziono pojedyncze okazy *Lenticulina* sp., *Lenticulina muensteri* (Roemer), Ostracoda indet., Gastropoda indet., radiolarie oraz nieliczne igły gąbek. Wymieniony wyżej zespół nie precyzuje bliżej wieku badanych utworów. W odcinku profilu 912,2–932,7 m zanotowano kilka gatunków otwornic charakterystycznych dla oksfordu górnego (astartu), są to: *Pseudocyclamina jaccari* (Schrodt), *Quinqueloculina jurassica* Bielecka, Styk i *Trocholina solecensis* Bielecka, Pożaryski, poza tym występowały *Lenticulina muensteri* (Roemer) i *Epistomina* sp. oraz źle zachowane małżoraczki.

Kimeryd (823,0–890,0 m). Na osady kimerydu w dolnej partii składają się wapienie margliste, miejscami organodetrytyczne z wkładkami iłowca dolomitycznego. Wyżej występują wapienie i margle detrytyczno-pseudoolitowe oraz wapienie margliste z wkładkami wapieni oolitowych i przewarstwieniami dolomitu marglistego. Mikrofauna występująca w osadach kimerydu jest znacznie liczniejsza niż w osadach oksfordu. Określa ona jednoznacznie kimerydzki wiek badanych utworów i pozwala na rozpozniowanie tego piętra na kimeryd dolny i górny.

Kimeryd dolny (855,0–890,0 m). W osadach kimerydu dolnego zanotowano następujący zespół otwornic: *Astaculus varians* (Bornemann), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Haplophragmoides canui* Cushman, *Epistomina* sp., *Trocholina solecensis* Bielecka, Pożaryski, *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Spirillina infima* (Strickland). Wśród małżoraczków stwierdzono *Bairda* sp., *Paracypris* sp., *Schuleridea triebeli* (Steghaus), *Cytherepterion decoratum* Schmidt, *Cytherella suprajurassica* Oertli oraz trzy gatunki charakterystyczne dla kimerydu dolnego. *Orthonotacythere interrupta* Triebel

i *Cytherelloidea paraweberi* Oertli zostały stwierdzone przez Oertliego (1957), w osadach kimerydu dolnego basenu paryskiego. Trzeci gatunek *Protocythere furcata* Bielecka, Styk, został stwierdzony w osadach kimerydu dolnego Polski niżowej (Bielecka, Styk, 1966). Zanotowano w ich obrębie również formy juvenilne ślimaków, dość liczne igły gąbek, kolce jeżowców oraz inne elementy szkieletowe szkarłupni.

Kimeryd górny (823,0–855,0 m). Zespół mikrofauny występujący w osadach kimerydu górnego profilu otworu Lublin IG 1 jest dość zbliżony do uprzednio wymienionego, brak jest jednak szeregu gatunków małżoraczków charakterystycznych dla utworów kimerydu dolnego. Znalezione tu: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Haplophragmoides canui* Cushman, *Trocholina solecensis* Bielecka, Pożaryski, *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Spirillina infima* (Strickland), a także niewystępujące poprzednio *Pseudocyclamina* sp. i *Ammobaculites fontinensis* Terquem. Z małżoraczków zanotowano *Schuleridea triebeli* (Strickland), *Cytherepterion decoratum* Schmidt, *Cytherella suprajurassica* Oertli i *Paracypris* sp.

Maria ROGALSKA

OPRACOWANIE PALINOLOGICZNE UTWORÓW JURY

Badania palinologiczne utworów jury w profilu otworu Lublin IG 1 przeprowadzono w Pracowni Paleobotanicznej Zakładu Stratygrafii Instytutu Geologicznego w Warszawie w 1967 r. Wykonano 14 analiz mikrosporowych próbek pochodzących z głęb. 1021,9–1053,0 m. Obecność mikrospor stwierdzono tylko w 4 próbkach, reprezentujących górną część badanego odcinka profilu, a mianowicie głęb. 1021,9–1028,6 m. W próbkach z wymienionej głębokości stwierdzono obecność około 40 typów sporomorf, które są pospolite w osadach jury dolnej, ale spotykane są również i w osadach jury środkowej. Na szczególną uwagę zasługują znalezione formy wskaźnikowe dla późnego pliensbachu – *Applanospollenites dampieri* (Balme) Döring oraz wczesnego toarku – *Foveosporites*

i *Polypodiaceae* f. n. Pojawiają się one po raz pierwszy w utworach pliensbachu i toarku, a ich zasięg obejmuje również utwory jury środkowej. Uwzględniając nieliczne występowanie mikrospor wskaźnikowych, cechy typowej dla utworów jury dolnej, należy przypuszczać o starszym od jury środkowej wieku badanych utworów. W osadach jury środkowej spotykana jest znacznie liczniejsza frekwencja tych sporomorf, ale należy jednak zaznaczyć, że frekwencja sporomorf w badanych próbkach była stosunkowo niewielka. Z powyższych danych wynika, że na podstawie analizy mikrosporowej badanych próbek trudno jest jednoznacznie określić wiek analizowanych osadów. W badanych próbkach znaleziono również redeponowane sporomorfy znane z utworów karbonu.

Krzysztof RADLICZ

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I MIKROFACJALNYCH UTWORÓW JURY

Utwory jurajskie scharakteryzowano na podstawie opisów mikroskopowych 91 płytek cienkich (tab. 25), 30 oznaczeń chemicznych CaCO₃ i MgCO₃ (wykonanych w Głównym Laboratorium Chemicznym IG) oraz przeliczeń na CaCO₃ + MgCO₃, CaMg(CO₃)₂ i wskaźniki stopnia dolomiczności (dd) (tab. 26, fig. 13). Badania mikroskopowe polegały na zidentyfikowaniu mikrofacji, składu allochemów, ich udziału i średnicy, ortochemów, materiału terygenicznego, cementów oraz szczątków fauny. Klasyfikacje osadów węglanowych przyjęto według Embrygo i Klovana (1972) oraz Pettijohna i in. (1972). Do korelacji osadów węglanowych wykorzystano wartości stopnia dolomiczności (dd) oraz procentowy udział materiału terygenicznego. Średnice allochemów i orto-

chemów w próbkach zestawiono w tabelach 27–29. W korelacji, szczególnie osadów kimerydu, posłużono się krzywymi wartości stopnia dolomiczności (Radlicz, 1967, 1978).

Charakterystyka petrograficzna i mikrofacjalna

Wapień mikrytowy zbadano w próbkach pobranych z głębokości: 885,5; 886,5; 946,0; 951,6; 974,6; 974,8; 975,5; 977,0 i 979,0 m. Wapienie mikrytowe w profilu występują w ławicach o miąższości 0,5–2,5 m. Są to skały twarde, zwięzłe, zbite, barwy żółtobiałej, jasnoszarej, szaroniebieskiej i szarej, miejscami smużyste, z rozproszonymi drobnymi intraklastami, bioklastami małży, czasami ooidów i onkoidów.

Przeważnie są pocięte szczelinami, spękane z zablźnieniem kalcymparytowym lub anhymparytowym. Miejscami mogą występować druzi anhymparytowe, a w interwale 947,0–947,6 m – druzi i geody kwarcowe o średnicy do 4 cm. W spękany wapieniu mikrytowym z interwału 977,5–978,6 m w pobliżu stylolitów występują faliste laminy ilaste o grubości 1–2 mm.

Podstawowym składnikiem wapieni jest mikryt wapienny. W próbkach z głębokości 886,5 i 885,5 m, reprezentowanych przez wakstony bioklastyczne, występują równoległe rozmieszczone bioklasty: małży, ramienionogów, szkarłupni, otwornic i bliżej nieokreślone, złożone z kolofanu. Sporadycznie występują osobniki dolosparu.

Próbka z głębokości 946,0 m jest złożona z mikrytu. Występują w nim mikrostylolity z treścią wzbogaconą w substancję organiczną i kalcympar. W próbce z głębokości 951,6 m stwierdzono bioklasty małżoraczków, łodygi nieokreślonych zielenic oraz pojedyncze łuski ryb. Ponadto znaleziono ok. 5% dolosparu o średnicy 0,01–0,04 mm i pojedyncze ziarna kwarcu o średnicy 0,04–0,08 mm. W próbkach z głębokości 974,6; 974,8 i 975,5 m występują nieliczne bioklasty glonów *Marinella* i plechy *Acicularia* (głęb. 974,6 m – 1 egz. i głęb. 974,8 m – 27 egz.). Wapienie są silnie spękane i pocięte mikrostylolitami. Szczeliny spękań są wypełnione sparem kalcympowym i celestynowym.

W próbkach z głębokości 977,0 i 979,0 m allochemy są rozmieszczone w smugach. Stwierdzono wśród nich bliżej nieokreślone, przekształcone bioklasty oraz małże, otwornice, onkoidy, peloidy i intraklasty wapieni mikrytowych (plechy *Acicularia*: głęb. 977,0 m – 47 egz.; głęb. 979,0 m – 9 egz.). W próbce z głębokości 977,0 m onkoidy i intraklasty są nieco impregnowane pirytem.

Wapień mikrytowy zawiera 90,7–95,8% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym dolomitu 2,0–5,3%; stopień dolomityczności dd = 1,2–3,1%.

Wapień bioklastyczny zbadano w próbkach z głębokości 860,4 i 886,0 m. Wapienie te mają miąższość 1,3–1,5 m, są twarde, zawierają nagromadzenia skorup małży i ramienionogów, miejscami wkładki rudytów muszlowcowych lub intraklastycznych, niekiedy na powierzchniach suturopodobnych występują powłoki materiału ilastego.

Wśród składników stwierdzono: skorupy małży, ramienionogów, ślimaków, pojedynczych otwornic *Pseudocyclamina*, bliżej nieokreślone bioklasty oraz pojedyncze intraklasty wapieni mikrytowych. Cement wapieni jest mikrytowy.

Wapień biogeniczny – bantston – mata glonowa – zbadano w próbce z głębokości 978,0 m. Ma on miąższości 1,1 m, barwę jasnoszarą, jest smużysty ze smugami ciemniejszymi i jasnobezowymi, miejscami plamisty, zwięzły, twardy, o przełamie zadziorowym, pocięty stylolitami i pionowymi szczelinami spękań. W płycie cienkiej uwidacznia się splot nitki sinic o średnicy 0,006 mm, w którym występują grudki pirytu i drobne strzępki zwęglonej siewki roślinnej.

Wapień intraklastyczny zbadano w próbkach z głęb.: 827,8; 828,0; 838,8; 843,1; 845,6; 848,0; 848,5; 850,0; 944,0; 975,2 i 980,0 m. Wapienie intraklastyczne występują w warstwach o miąższości 0,4–1,4 m. Odznaczają się barwą białą,

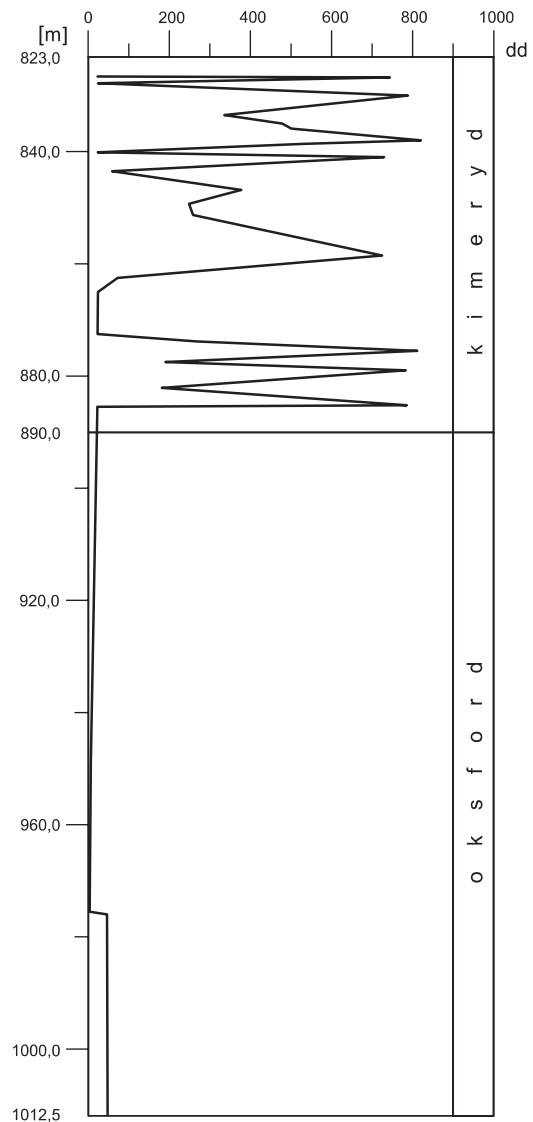


Fig. 13. Zależność wartości stopnia dolomityczności (dd) od głębokości w profilu jury górnej

Dolomite content value dd vs. depth in the Upper Jurassic succession

żółtoszarą, beżowoszarą oraz szarą, przełamem zadziorowym, są twarde i zwięzłe. Czasem spotykane są stylolity lub powierzchnie suturopodobne z ciemnoszarymi lub czarnymi powłokami ilasto-marglistymi, którym towarzyszą gruzły wapieni lub wkładki muszlowców małżowych. W stropowych częściach profilu występują drobne (o średnicy do 2 cm) druzi anhydrytowe. Wapienie te należą do pakstonów, greinstonów, flatstonów i rzadziej do rudstonów.

Próbki z głęb. 827,8 i 828,0 m należą do pakstonów koproliowych złożonych z dyskoidalnych, czasem nieregularnych, haczykowatych, rzadziej bardziej izometrycznych peloidów. Obok nich stwierdzono bioklasty małży, ślimaków, ramienionogów i liliowców. Cement jest głównie kalcympikrytowy, miejscami mikrokrystaliczny.

Spis szlifów wykonanych z utworów jury
List of thin sections performed in Jurassic rocks

Numer szlif	Głębokość [m]	Litologia
1	826,6	wapień grudkowy
1a	826,8	margiel dolomitowy
2	827,2	margiel dolomitowy
3	827,8	wapień grudkowy
3a	828,0	wapień grudkowy
4	830,0	dolomit marglisty
4a	832,8	dolomit marglisty
5	833,5	wapień dolomityczno-marglisty
6	835,0	dolomit marglisty
6a	835,5	muszlowiec dolomityczny
6b	836,0	dolomit marglisty
7	838,0	dolomit marglisty
8	838,6	dolomit marglisty
8a	838,8	wapień intraklastyczny (greinston)
9	839,2	dolomit marglisty
11	841,0	margiel dolomitowy
11a	843,1	wapień intraklastyczny (greinston)
12	843,5	wapień dolomityczno-marglisty (flotston)
12a	845,6	wapień dolomityczno-marglisty (flotston)
12b	846,0	wapień pseudoolitowo-intraklastyczny
13	846,8	wapień dolomityczno-marglisty
13a	847,5	wapień pseudoolitowy
13b	848,0	wapień intraklastyczny (greinston)
13c	848,5	wapień intraklastyczny (greinston)
14	849,3	wapień dolomityczno-marglisty
14a	850,0	wapień intraklastyczny (greinston)
14b	850,2	wapień pseudoolitowy (greinston)
15	851,3	wapień dolomityczno-marglisty
16	858,5	margiel dolomitowy
16a	859,5	wapień dolomityczno-marglisty (wakston)
16b	860,4	wapień bioklastyczny (greinston)
17	862,5	wapień marglisto-dolomityczny (madston)

Numer szlif	Głębokość [m]	Litologia
18	865,0	wapień marglisty (madston)
18a	871,0	wapień marglisty (madston)
18b	871,5	wapień dolomityczno-marglisty (rudston)
19	872,1	wapień ooidowy (oogreinston)
19a	873,4	wapień ooidowy (oogreinston)
20	873,8	wapień dolomityczno-marglisty (biopakston)
21	875,5	dolomit marglisty
21a	876,5	dolomit marglisty
21b	877,0	wapień dolomityczno-marglisty (flotston)
22	877,5	wapień dolomityczno-marglisty (oopakston)
22a	878,0	wapień dolomityczno-marglisty (bioopakston)
23	879,0	margiel dolomitowy
23a	881,0	margiel dolomitowy
24	882,1	wapień dolomityczno-marglisty (oobiopakston)
24a	883,5	wapień ooidowo-bioklastyczny (oobiogreinston)
25	885,2	margiel dolomitowy
26	885,5	wapień mikrytowo-bioklastyczny (wakston)
26a	886,0	wapień bioklastyczny (biopakston)
26b	886,5	wapień mikrytowo-bioklastyczny (wakston)
27	912,0	wapień pseudoooidowy bimodalny (oopakston)
28	914,0	wapień dolomityczny intraklastyczno-pseudoooidowy (intra-oopakston)
28a	914,8	wapień dolomityczny (wakston)
28b	915,2	wapień dolomityczny (madston)
29	917,0	wapień pseudoooidowy (oogreinston)
30	943,0	wapień mikropseudoooidowy (oopakston)
30a	944,0	wapień pseudoooidowo-intraklastyczny (flotston)
31	946,0	wapień mikrytowy (madston)
31a	947,0	wapień marglisty (madston)
32	949,0	wapień mikropseudoooidowy (oopakston)
32a	951,6	wapień mikrytowo-bioklastyczny (wakston)

Tabela 25

Numer szlif	Głębokość [m]	Litologia
32b	974,6	wapień mikrytowo-bioklastyczny z <i>Acicularia</i>
32c	974,8	wapień mikrytowo-bioklastyczny z <i>Acicularia</i>
32d	975,2	wapień intraklastyczny z <i>Acicularia</i> (flotston)
33	975,5	wapień mikrytowo-bioklastyczny (z brekcjowany wakston)
34	976,0	wapień marglisty (madston)
34a	977,0	wapień mikrytowo-intraklastyczny z <i>Acicularia</i> (wakston)
35	978,0	wapień sinicowy (mata glonowa - bandston)
35a	979,0	wapień mikrytowo-bioklastyczny z <i>Acicularia</i> (wakston)
36	980,0	wapień intraklastyczny z <i>Acicularia</i> (flotston)
36a	993,1	wapień mikropseudoooidowy (oopakston)
37	1010,0	wapień bioklastyczno-arenitowy (mszywiolowo-liliowcowo-kwarcowy)
37a	1010,2	wapień bioklastyczno-arenitowy (mszywiolowo-liliowcowo-kwarcowy)
38	1012,5	wapień szkarłupniowo-mszywiolowo-kwarcowy
38a	1014,3	wapień liliowcowy (biorudston)
38b	1015,8	wapień mszywiolowo-liliowcowo-kwarcowy
38c	1016,3	wapień jw.
38d	1017,4	wapień pseudoooidowo-kwarcowy
39	1018,0	wapień jw.
40	1019,8	wapień jw.
41	1021,8	wapień jw.
42	1023,6	mułowiec piaszczysty
43	1026,3	piaskowiec drobnoziarnisty
44	1029,5	piaskowiec średnioziarnisty
45	1038,5	piaskowiec drobnoziarnisty
46	1045,0	piaskowiec średnioziarnisty
47	1047,1	piaskowiec jw.
48	1048,3	piaskowiec jw.
49	1048,8	piaskowiec gruboziarnisty ze żwirkiem
50	1050,1	piaskowiec gruboziarnisty ze żwirkiem

W próbkach z głęb. 838,8; 843,1; 845,6 i 846,0 m stwierdzono intraklasty wapieni mikrytowych, bioklastycznych, pseudoolitowych i glonowych, bioklasty: małży, ramienionogów, ślimaków, liliowców, otwornic oraz ooidy i pseudoooidy. Sporadycznie trafiają się ziarna kwarcu o średnicy do 0,24 mm. W stylolitach substancja ilasta jest wzbogacona w substancję organiczną oraz osobniki dolosparu o średnicy 0,01–0,05 mm.

W próbkach z głębokości 848,0; 848,5 i 850,0 m występują intraklasty wapieni mikrytowych, glonowo-sinicowych, *Cayeuxia*, *Marinella*, pseudoolitowych, jak również ooidy, pseudoooidy oraz bioklasty, przeważnie silnie przekryształizowane. Cement jest kalcysparytowy.

Próbki z głębokości 944,0; 975,2 i 980,0 m reprezentują flotstony, czasami porowate, złożone z intraklastów wapieni mikrytowych, pseudoolitowych, sinicowych, glonów *Lithocodium*, *Marinella*, koralu, małży, liliowców oraz ooidów i pseudoooidów. Intraklasty przeważnie są dyskooidalne lub elipsoidalne. W próbce z głęb. 975,2 m stwierdzono intraklasty mikrytowo-acikulariowe (w płycie cienkiej 15 egz. plech *Acicularia*, zaś w próbce z głęb. 980,0 m – 5 egz.). Cement jest drobno- i średniokrystaliczny, kalcytowy.

Wapień pseudoolitowy i oolitowy zbadano w próbkach z głębokości 826,6; 847,5; 850,2; 872,1; 873,4; 883,5; 912,0; 917,0; 943,0; 949,0 i 993,1 m (tab. 28). Są to skały barwy białej, beżowej, jasnoszarej, miejscami szarej, przeważnie drobnoziarniste, twarde, o przełamie zadziorowatym, miejscami z druzami anhydrytu. Często towarzyszą im przekryształizowane bioklasty. Wapienie miejscami są bardzo porowate i pocięte rozwiniętymi poziomymi i pionowymi stylolitami, zawierają również pionowe szczeliny spekań zabliznione kalcysparytem.

W próbce z głęb. 826,6 m stwierdzono pseudoooidy oraz peloidy fekalne o średnicy 0,06–1,6 mm, z przewagą 0,1–0,2 mm, liczne bioklasty małżoraczków i bliżej nieokreślonych glonów. Sporadycznie trafiają się ziarna kwarcu i zielonego glaukonitu. W pojedynczych pseudoooidach występują impregnacje pirytowe.

Próbka z głęb. 847,5 m jest złożona z ooidów i pseudoooidów zdeformowanych wciskowo. Obok nich znaleziono bioklasty małży, otwornic, ślimaków i glony *Cayeuxia*. W jądrach ooidów często występują romboedry dolosparu o średnicy do 0,04 mm. Występuje cement kalcysparytowy.

W próbce z głęb. 850,2 m znajdują się kuliste i elipsoidalne pseudoooidy, bioklasty ślimaków, ramienionogów i liliowców oraz pojedyncze intraklasty wapieni mikrytowych o średnicy 0,4–2,8 mm. W interstycjach przeważnie występują pory. Spotykany jest cement stykowy kalcysparytowy.

W próbkach z głębokości 872,1; 873,4 i 883,5 m znajdują się ooidy z korteksem współśrodkowo-promienistym lub promienistym, nieliczne pseudoooidy, intraklasty wapieni mikrytowych i pseudoooidowych o średnicy do 2,2 mm oraz bioklasty ramienionogów, liliowców i glonów. Wiele ooidów utworzyło się na bioklastach, ułamkach ooidów, wieloraczkach

Tabela 26

Wyniki analiz chemicznych i wskaźnikowych utworów jurajskich

Results of chemical and index analyses of Jurassic rocks

Głębokość pobrania próbki [m]	CaCO ₃	MgCO ₃	CaO	MgO	CaO/MgO	Stopień dolomityczności dd	CaCO ₃ + MgCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
826,6	90,8	1,74	50,85	0,83	0,0163	23	92,5	3,8
826,8	34,7	23,9	21,11	11,41	0,5405	752	58,6	52,2
827,8	95,5	2,1	53,49	1,00	0,0187	26	97,6	4,6
830,0	40,6	27,3	22,74	13,03	0,5730	797	67,9	59,8
833,5	63,8	18,5	35,73	8,83	0,2471	344	82,3	40,5
835,0	55,3	22,7	30,97	10,84	0,3500	487	78	49,7
835,9	57,5	24,7	32,20	11,79	0,3661	509	82,2	54,1
838,0	44,2	30,9	24,75	14,75	0,5960	829	75,1	67,7
838,6	50,7	23,2	28,40	11,08	0,3901	543	73,7	50,8
841,0	41,1	25,6	23,02	12,22	0,5308	738	66,7	56,0
843,5	85,1	4,8	47,66	2,29	0,0480	67	89,9	10,5
846,8	63,5	20,7	35,56	9,88	0,2778	386	84,2	45,3
849,3	70,1	15,2	39,26	7,26	0,1849	257	85,5	33,3
851,3	68,7	15,5	38,48	7,4	0,1923	267	84,2	34,0
858,5	43,2	26,7	24,19	12,75	0,5271	733	69,9	58,5
862,5	76,2	5,7	46,68	2,72	0,0583	81	81,9	12,5
865,0	87,3	2,2	48,89	1,05	0,0215	30	89,5	4,8
872,5	86,1	1,6	48,22	0,76	0,0158	22	87,7	3,5
873,8	67	15,5	37,52	7,4	0,1972	274	82,5	33,8
875,5	45,4	31,4	25,42	14,99	0,5897	820	76,8	68,8
877,5	70,9	11,9	39,71	5,68	0,1430	199	82,8	26,0
879,0	21,3	14,2	11,93	6,78	0,5683	791	35,5	31,0
882,1	74,3	11,9	41,61	5,68	0,1365	190	86,2	26,0
885,2	34,8	23,3	19,49	11,12	0,5705	794	58,1	55,5
885,5	93,4	2,4	52,31	1,15	0,0220	31	95,8	5,3
949,0	95,4	1,2	53,43	0,57	0,0107	15	96,6	2,6
975,5	89,8	0,9	50,29	0,43	0,0086	12	90,7	2,0
976,0	77,1	3,6	43,18	1,72	0,0398	55	80,7	7,9
1018,0	54,0	2,6	30,24	1,24	0,0410	57	56,6	5,5
1019,8	62,1	2,8	34,78	1,34	0,0385	54	64,9	6,8

oidowych, sporadycznie na ziarnach kwarcu. Niektóre bioklasty zawierają skupienia chalcedonu. Składniki skały są upakowane stykowo, a cement jest kalcy-sparytowy. Mikro-stylolity są widoczne tylko w allochemach. W próbce z głęb. 912,0 m występują izometryczne i dyskoidalne pseudoooidy o gradacji bimodalnej. Między większymi z nich występują drobniejsze. Upakowanie jest stykowe, a cement kalcy-sparytowy.

W próbce z głęb. 917,0 m ponadto stwierdzono intraklasty wapieni mikrytowych i glonowych o średnicy 0,3–2,5 mm. Cement jest mikrytowy i kalcy-sparytowy.

W próbkach z głęb. 943,0; 949,0 i 993,1 m występują drobne, izometryczne pseudoooidy oraz nieliczne drobne bioklasty, w tym otwornice oraz uwęglona sieczka roślinna. Cement jest mikrytowy, lokalnie kalcy-sparytowy. Próbki te należą do pakstonów.

Wapienie pseudoolitowe i oolitowe zawierają 90,7–96,6% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym dolomitu 2,0–5,3% (tab. 26).

Wapień marglisty zbadano w próbkach z głęb. 865,0; 871,0; 947,0 i 976,0 m. Wapienie margliste występują w warstwach o miąższości 0,4–6,3 m, najczęściej 0,7–1,5 m. Są zwarte, jasnoszare, szare lub ciemnoszare, czasami smużyste lub laminowane ciemnoszarym marglem o grubości do 1 cm. Są to zwykle pakstony i wakstony pseudoooidowo-intraklastyczne lub oointrabioklastyczne. Czasami występują w nich powierzchnie suturopodobne z gruzłami oraz skorupki małży i ramienionogów. Wapienie margliste są reprezentowane głównie przez madstony z domieszką 2–8% dolosparytu o średnicy 0,005–0,008 mm i grudek pirytu pochodzenia bakteryjnego. Wapienie margliste zawierają 80,7–89,5 $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym 3,5–7,9% dolomitu.

Wapień dolomityczny zbadano w próbkach z głęb. 914,0; 914,8 i 915,2 m. Skały tego typu występują w warstwach o miąższości 2,7 m, o barwie kremowej i beżowej. Są reprezentowane przez pakstony i wakstony intraklastyczno-pseudoooidowe, miejscami z domieszką bioklastów małży i otwornic (914,0 m). W masie podstawowej lub interstycjach rozproszony jest dolosparyt, o średnicy 0,02–0,12 mm, z przewagą 0,03–0,06 mm w ilości 15–25%. Próbką z głęb. 915,2 m reprezentuje madston dolosparytowy.

Wapień dolomityczno-marglisty zbadano w próbkach z głęb. 833,5; 843,5; 845,6; 846,8; 849,3; 851,3; 859,5; 862,5; 871,5; 873,8; 877,0; 877,5; 878,0 i 882,1 m. Wapienie dolomityczno-margliste są twarde, zwarte, jasnoszare, szare, ciemnoszarawe lub zielonoszare. Miejscami są smużyste lub laminowane jasno- i ciemnoszarymi laminami o grubości do 1 cm. W wielu przypadkach występują stylolity i mikrostylolity. W próbkach z głęb. 843,5 i 871,5 występują powierzchnie suturopodobne, z gruzłami tkwiącymi w ciemnoszarej masie marglistej. W próbkach z głęb. 833,5; 846,8; 877,5 i 882,1 m występują widoczne makrosporowo skupienia pirytu, a z głęb. 851,3 m – obtoczone kawałki zwęglonego drewna.

Mikrofacjalnie wapień dolomityczno-marglisty zaliczono do pakstonów, flotstonów, rudstonów, a także do wak- i madstonów dolosparytowych. Zmienność wielkości allochemów w próbkach przedstawia tabela 29.

Tabela 27

Wielkość allochemów w wapieniach intraklastycznych
Size of allochems in intraclastic limestones

Numer szlif	Głębokość [m]	Średnica intraklastów [mm]	Przewaga frakcji [mm]
3 3a	827,8 828,0	0,12–2,6	0,1–0,2
7	838,0	0,15–3,2	0,6–0,9
11a	843,1	0,15–1,6	0,4–0,6
12a	845,6	0,08–1,2	0,2–0,3
12b	846,0	0,08–2,0	0,4–0,6
13b 13c 14a	848,0 848,5 850,0	0,08–4,0	0,2–0,8
30a	944,0	0,20–15,0	0,3 i 5,0
32d	975,2	0,08–7,5	2,0
36	980,0	0,06–8,0	1,0–1,5

Tabela 28

Zmienność gradacji pseudoooidów i ooidów
Variability in gradation of pseudoolites and oolites

Numer szlif	Głębokość [m]	Średnica allochemów [mm]	Przewaga frakcji [mm]
1	826,6	0,06–1,6	0,1–0,2
13a	847,5	0,3–1,8	0,5
14b	850,2	0,08–1,2	0,1–0,2
19	872,1	0,1–1,6	0,7
19a	873,4	0,08–1,0	0,5
24a	883,5	0,08–1,0	0,5 i 0,1
27	912,0	0,05–0,96	0,45–0,6 i 0,1
29	917,0	0,1–1,5	0,5
30	943,0	0,04–0,18	0,06–0,08
32	949,0	0,02–0,05	0,04
36a	993,1	0,04–0,18	0,06–0,08

Tabela 29

Zmienność wielkości allochemów

Variability in size of allochemes

Numer szlif	Głębokość [m]	Średnica intraklastów [mm]	Średnica bioklastów [mm]	Średnica oo- i pseudoo- idów [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Uwagi
5	833,5	0,2–8,0	0,2–5,0	0,1–1,0	1,0–3,0	część allochemów bywa nieco zglaukonityzowana, zaś bioklasty zawierają impregnacje chalcedonem, glaukonitem lub pirytem
12	843,5	0,4–8,0	0,3–6,0	0,15–1,2	1,5–4,0	jw.
12a	845,8	0,08–1,2	0,1–2,5	0,1–0,4	0,2–0,3	wśród bioklastów: małże, ramienionogi, ślimaki, otwornice, szkarłupnie, glony
13	846,6	0,08–2,0	0,1–3,0	0,1–0,4	0,4–0,6	jw.
13a	847,5	–	0,1–2,5	0,3–1,8	0,5–0,7	małże, otwornice, ślimaki, glony <i>Cayeuxia</i>
15	851,3	–	0,05–0,6	0,1–0,25	0,2	wakston smużysty; część allochemów impregnowana pirytem lub glaukonitem
16a	859,5	–	0,05–0,3	–	0,12	wakston smużysty jw.
17	862,5	–	–	–	–	madston dolosparytowy, liczne grudki pirytu
18b	871,5	0,3–8,0	0,2–6,0	0,2–1,2	0,1–2,0	jak w szlifie 5
20	873,8	0,1–1,6	0,06–1,6	–	0,3–0,5	małże, ramienionogi, amonity, szkarłupnie, radiolarie, czasem z otoczkami pirytowymi, pojedyncze ziarna kwarcu 0,06–0,3 mm
21b	877,0	0,08–0,3	0,05–0,5	–	–	glony <i>Macroporella</i> , <i>Komia</i> , kokkolity, ramienionogi, otwornice, zęby ryb, 2–4% glaukonitu 0,08–0,3 mm, 3% kwarcu 0,06–0,25 mm; laminacja przekątna pakstonów i madstonów dolosparytowych; wzdłuż lamin mikrostylolity wzbogacone w piryty; obok lamin pakstonów i madstonów, laminy wakstonów
22	877,5	–	0,06–0,9	0,12–0,6	0,15–0,25	ramienionogi, małże, glony; w wielu allochemach otoczki pirytowe; pojedyncze ziarna glaukonitu i kwarcu o średnicy 0,05–0,25 mm
22a	878,0	–	–	0,15–1,0	0,2–0,3	ramienionogi, liliowce, zielenice; pojedynczy glaukonit 0,06–0,25 mm; w ramienionogach impregnacje chalcedonowe oraz pirytowe
24	882,1	–	0,06–0,9	0,06–0,9	0,15–0,25	ramienionogi, glony, łuski ryb; pojedynczy glaukonit 0,07–0,25 mm, kwarc do 0,15 mm; laminy równoległe z falistymi żyłkami z substancją organiczną

W próbkach wapienia dolomityczno-marglistego osobniki dolosparu bywają rozmieszczone równomiernie lub smużysto. Często główne nagromadzenia koncentrują się w sąsiedztwie mikrostylolitów i interstycjów (Radlicz, 1966, 1967). Średnica dolosparu waha się w granicach 0,005–0,007 mm, z przewagą 0,02 mm.

Próbki wapienia dolomityczno-marglistego wykazały zawartość 78,0–89,9% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym dolomitu 10,5–49,7%, przeważnie 26,0–34,0%.

Wapień dolomityczny marglisto-mułcowy zbadano w próbce z głębokości 827,2 m. Jest on twardy, barwy szarej, ze słabo widoczną laminacją. Jest złożony z lamin dolomikrosparytowych, zawierających nieliczne ziarna kwarcu o średnicy 0,02–0,26 mm oraz cienkie, nieregularne żyłki substancji organicznej. Występują również soczewkowate laminy, wzbogacone w pył kwarcowy o średnicy 0,01–0,05 mm.

Masa dolomikrosparytowa jest złożona z osobników o średnicy 0,005–0,04 mm.

Margiel dolomitowy zbadano w próbkach z głębokości 826,8; 839,2; 879,0 i 881,0 m. Margle dolomitowe występują w przewartwieniach o grubości 0,1–1,2 m. Margle są szare i ciemnoszare, miejscami ze skupieniami pirytu, lokalnie gipsu (826,8 m) o średnicy do 2 cm.

Próbki z głębokości 826,8 i 839,2 m są niewyraźnie laminowanymi wakstonami intraklastowo-bioklastycznymi z cementem mikrytowo-dolosparytowym i laminami dolomikrosparytowo-mikrytowymi. Wśród allochemów stwierdzono: intraklasty wapieni mikrytowych, bioklastycznych, glonów *Cayeuxia* oraz bioklasty małży, ramienionogów, szczątków liliowców i jeżowców o średnicy 0,06–3,30 mm. Sporadycznie występują ziarna kwarcowe i zielonego glaukonitu o średnicy 0,06–0,16 mm. Niektóre z allochemów zawierają niere-

gularne otoczki substancji organicznej. Cement jest dolomikrosparytowo-mikrytowy z osobnikami dolosparu o średnicy 0,01–0,04 mm.

W próbce z głęb. 879,0 m stwierdzono w pasemkowo przekryształowanej masie illitowej dość równomiernie rozmieszczone, w ilości ok. 30–40%, osobniki dolomikrosparu o średnicy 0,005–0,08 mm, z przewagą 0,02–0,03 mm. Występują również dość liczne grudki piryty pochodzenia bakteriynego.

Próbka z głęb. 881,0 m jest złożona z tła dolosparytowego z dolosparem o średnicy 0,01–0,06 mm, z przewagą 0,04 mm, w którym tkwią dość liczne bioklasty ramienionogów, szkarłupni i glonów o średnicy do 6 mm, z przewagą 0,5 mm oraz pojedyncze ziarna glaukonitu i grudki piryty. Duża część bioklastów jest impregnowana pirytem lub chalcedonem.

Oznaczenia chemiczne margla dolomitycznego wykazały zawartość 35,5–66,7% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym dolomitu 31,0–56,0%.

Dolomit marglisty zbadano w próbkach z głębokości 830,0; 832,8; 835,0; 836,0; 838,0; 838,6; 841,0; 858,5; 875,5; 876,5 i 885,2 m. Skały tego typu występują w warstwach o miąższości 0,5–4,3 m. Są twarde, zwarte, jasnoszare, szare, ciemnoszare lub zielonoszare, miejscami mikroporowate. Dolomit marglisty z głębokości 830,0 m zawiera skupienia anhydrytu o średnicy do 3 cm i jest poziomo laminowany. Znaleziono tu nieregularne skupienia glaukonitowe o wielkości do 2,2 mm. Większość próbek zawiera rozproszony glaukonit o średnicy do 0,3 mm i piryty, a także nieliczne skorupy małży z otoczkami piryty. W próbce z głębokości 876,5 m stwierdzono dość liczne bioklasty: małży, ramienionogów i liliowców, przeważnie impregnowane pirytem, glaukonitem lub chalcedonem. W próbkach z głębokości 838,0; 841,0 i 875,5 m występują nieliczne kryształy gipsu i anhydrytu, zaś z 885,2 m – dość liczne strzępki substancji organicznej i grudki piryty. Często dolospar występuje w sąsiedztwie mikrostylolitów (Radlicz, 1966). Zmienność wielkości dolosparu w milimetrach przedstawiono w tabeli 30.

Oznaczenia chemiczne węglanów w próbkach dolomitu marglistego wykazały zawartość 67,9–82,2% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 50,8–68,8%, zaś stopień dolomityczności $dd = 509$ –829.

Muszlowiec zanalizowano w próbce z głę. 835,5 m. W profilu muszłowca występują w postaci ławic o grubości 0,1–0,5 mm, jako biorudstony i bioflotstony. W większości przypadków skorupki ramienionogów i małży, czasami trochity liliowców, bywają w większym lub mniejszym stopniu pokruszone. Skorupki tkwią gęsto upakowane w jasnoszarej masie marglisto-dolomitowej. Ze stopnia zniszczenia skorupki, wymieszania różnych wielkości bioklastów oraz towarzyszących im skupień glaukonitu i grudek piryty można wnioskować, że skorupki zostały przemieszczone w nieco głębsze części zbiornika w wyniku sztormów.

Wapień bioklastyczno-piaszczysty – liliowcowo-mszywiolowo-kwarcowy zbadano w próbkach z głęb. 1010,0; 1010,2; 1012,5; 1014,3; 1015,8 i 1016,3 m. Utwory te są twarde, zwarte, jasnoszare, szare, szarordzawe, miejscami

Tabela 30

Zmienność wielkości dolosparu

Variability in size of dolospare

Numer szlif	Głębokość [m]	Średnica [mm]	Przeważająca średnica [mm]
4	830,0	0,01–0,12	0,05
4a	832,8	0,01–0,06	0,04
6	835,0	0,02–0,1	0,04–0,05
6b	836,0	0,01–0,04	0,02
7	838,0	0,005–0,04	0,01–0,02
8	838,6	0,01–0,04	0,02
11	841,0	0,01–0,08	0,02
16	858,5	0,01–0,08	0,03
21	875,5	0,01–0,06	0,02
21a	876,5	0,01–0,06	0,02
25	885,2	0,01–0,06	0,02

z licznymi ooidami żelazistymi i rozproszonym pigmentem uwodnionych tlenków żelaza nadającym rdzawe zabarwienie. W najwyższych próbkach występują dość licznie skupienia drobnokrystalicznego piryty, zaś w niższej części profilu spotykane są w wapieniach spękania. Występują faliste wkładki wapienia masywnego, domieszki pyłu węglowego, większe obtoczone okrychy zwęglonego drewna, trochity o średnicy do 12 mm, skorupy cienko- i gruboskorupowych małży oraz żwirek kwarcowy o średnicy do 10 mm. Wapienie piaszczyste są głównie flotstonami z przewarstwieniami biogreinstonu. Są złożone głównie z bioklastów liliowców, mszywiolów i jeżowców o średnicy 0,2–12,0 mm. Skorupy mszywiolów przeważnie mają wielkość do kilku centymetrów. Terallochemy są upakowane stykowo. Cement jest kalcysparytowy, średnio- lub grubokrystaliczny. Lokalnie występują drobne druzy i geody kalcysparytowe.

Ziarna kwarcu mają średnicę 0,06–10,00 mm, są jednorodne lub agregatowe, granoblastyczne, pochodzące z graniotoidów. Udział ziaren kwarcu w wapieniach wynosi 10–30%.

Wapień pseudoooidowo-piaszczysty zbadano w próbkach z głębokości 1017,4; 1018,0; 1019,8 i 1021,8 m. Skały te są ciemnoszare i szare, wyraźnie warstwowane. Warstwy pierwszego typu są złożone głównie z bioklastów mszywiolów, liliowców, jeżowców oraz małży cienko- i gruboskorupowych oraz izometrycznych i elipsoidalnych pseudoooidów o średnicy 0,15–0,7 mm. Na płaszczyznach warstwowania są widoczne nagromadzenia substancji węglistej i ilastej. W warstwach typu drugiego o barwie szarej, nad bioklastami przeważają pseudoooidy, których zawartość dochodzi do 40%. Udział ziaren kwarcu o średnicy 0,06–1,20 mm wynosi 15–25%.

Podwyższona zawartość substancji organicznej oraz ilastej najczęściej jest związana z powierzchniami suturopodobnymi. Cement jest głównie kalcyparytowy. Oznaczenia chemiczne wapienia pseudoooidowo-piaszczystego wykazały zawartość 56,6–64,9% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$, w tym 5,5–6,1% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ i wartości stopnia dolomityczności $dd = 54\text{--}57$.

Mułowiec piaszczysty i piaskowiec drobnoziarnisty wapniste zanalizowano w próbkach z głęb. 1023,6 i 1026,3 m. W osadach tych występują mszywoły, liliowce, kolce jeżowców, skorupy cienko- i gruboskorupowych małży i czasami obtoczone okruchy zwęglonego drewna. Na granicy warstw licznie występuje zwęglona sieczka roślinna i miejscami muskowitz. Grubszymi allochemami są porfiroklasty tkwiące w matriksie, który tworzą wapniste mułowiec lub piaskowiec drobnoziarnisty z cementem kalcyparytowym. W mułowcu piaszczystym stwierdzono 60% głównie ostrokrawędzistych ziaren, o średnicy 0,04–0,16 mm, z przewagą frakcji 0,05 i 0,1 mm. W piaskowcu drobnoziarnistym przeważają ziarna obtoczone o średnicy 0,08–0,2 mm, z przewagą 0,12 mm. Próbką piaskowca drobnoziarnistego z głęb. 1038,5 m wyróżnia się głównie białą barwą i obecnością cementu kaolinitowego oraz lamin wzbogaconych w muskowitz. W odcinku zderzenia 1039,0–1041,0 m kąt nachylenia warstewek wynosi 40°.

Piaskowiec średnioziarnisty zanalizowano w próbkach z głęb. 1029,5; 1045,0 i 1047,1 m. Piaskowce tego typu są barwy białej, z laminami wzbogaconymi w muskowitz, o oddzielności cienko- i grubopłytkowej, o upadzie 25–30°, miejscami 10–15°. Udział ziaren kwarcu o średnicy 0,12–0,7 mm, z przewagą 0,4 mm, wynosi 60–70%, natomiast zawartość blaszek muskowitzu o średnicy 0,1–1,2 mm wynosi do 10%. Występuje cement złożony z włóknistego kaolinitu.

Piaskowiec średnio- i gruboziarnisty ze żwirkiem i warstewkami żwirowców kwarcowo-litoklastycznych zidentyfikowano w próbkach z głębokości 1048,3, 1048,8 i 1050,1 m. Skała ta jest dość zwięzła, żółta, z przerostami żelazistymi barwy czerwono-brązowej. Występują w niej nierównomiernie rozmieszczone żwirki kwarcowe i obtoczone okruchy węgla. Warstewki i laminy występują pod kątem 20–40°. Sporadycznie trafiają się odciski małży. Piaskowiec jest złożony z 50–65% ziaren kwarcu o średnicy 0,3–2,3 mm, z przewagą frakcji 0,4 mm lub 0,9–1,1 mm. Średnica żwirków wynosi 2,5–10,0 mm, z przewagą frakcji 5 mm. Ziarna kwarcu o średnicy do 0,6 mm najczęściej są jednorodne, większe zaś są agregatowe, granuloblastyczne i diablastyczne. Wokół ziaren występuje cement obwódkowy, kwarcowy, często nadtrawiający ziarna kwarcu i czasami łączący się z obwódkami z sąsiednich ziaren. W interstycjach występuje substancja ilasta, czasami z domieszką żółtordzawej substancji żelazistej. Składu petrograficznego żwirków nie analizowano.

Wnioski

Cały dolny odcinek profilu należący do jury środkowej w otworze wiertniczym Lublin IG 1 wykazuje podobieństwo wykształcenia litologicznego do analogicznych osadów piaskowcowych z otworów wiertniczych Wisznica IG 1 i Żebrak

IG 1 (Radlicz, 1968). W tych profilach utwory jury środkowej były dokładnie przeanalizowane pod względem frakcyjnym (analiza sitowa), składu petrograficznego ziaren, charakteru petrograficznego żwirków i ziaren piasku, rodzaju cementu oraz składu minerałów ciężkich. Dzięki tym badaniom stwierdzono w otworze Wisznica IG 1, że osady jury leżą na skaolinityzowanych tufach ryolitowych. Wśród składu żwirków stwierdzono kwarc agregatowy-granuloblastyczny i diablastyczny, kwarc jednorodny bipiramidalny i wiórkowy, mikroklin z przerostami mikroklinu i kwarcu, okruchy ryolitu kwarcowego, tuffu mikrolitycznego i pęcherzykowego oraz skał felzytowych, jak również okruchy zwęglonego drewna i liczną zwęgloną sieczkę roślinną. Przeanalizowany termicznie cement wykazał wyraźną reakcję endotermiczną w temperaturze ok. 590°C i gwałtowną reakcję egzotermiczną w temperaturze ok. 950°C. Jednoznacznie wskazuje to na występowanie kaolinitu w jego składzie. Z minerałów ciężkich występuje głównie ilmenit, cyrkon, turmalin, rutil, anataz, kasyteryt, miejscami epidot w ilości do 2,2%, natomiast sporadycznie spotykane są minerały typowe dla skał metamorficznych, takie jak granat, dysten i staurolit.

Na podstawie wyników analizy granulometrycznej można wnioskować, że osady reprezentują facje rzeczne oraz przybrzeżne morskie i brakiczne. Natomiast podobieństwo utworów piaskowcowych i ich skład z otworów Lublin IG 1, Żebrak IG 1 i Wisznica IG 1 i (Radlicz, 1968) wskazuje wyraźnie na kierunek transportu z wyniesienia białoruskiego.

W wyższych częściach profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 występują głównie wapienie piaszczyste bioklastyczne i pseudoolitowe, miejscami z licznymi ooidami żelazistymi, bardzo typowymi dla osadów keloweju. Skład allochemów wskazuje na facje litoralne, morskie o wysokiej energii hydrodynamicznej niszczącej przydatne organizmy takie jak mszywoły, liliowce, jeżowce, a także przemieszczające skorupy małży cienko- i gruboskorupowych. Podobny charakter osadów keloweju występuje w rejonie Łukowa, Radzyna i Magnuszewa (Niemycka, 1976b).

Powyżej głęb. 1012,5 m w otworze Lublin IG 1 duża część osadów oksfordu była nierzedzeniowana. Na podstawie krzywych profilowania gamma zinterpretowano ich podobieństwo do analogicznych utworów z profilu Bystrzyca IG 1, złożonych głównie z utworów ooidowych, pseudo-ooidowych, onkoidowych i dolomitowych. W ich obrębie występuje poziom wapieni acikulariowych, opisywany również w profilu otworu Niedrzwica IG 1 (Radlicz, 1965, 1978). W próbkach z profilu Lublin IG 1 zaobserwowano plechy *Acicularia* w ilość od 3 do 154 egzemplarzy (w Niedrzwica IG 1 do 2260 egzemplarzy, w Bystrzyca IG 1 – ponad 4300 egz.). W wyższych częściach profilu oksfordu przeważają madstony oraz pakstony z druzami i geodami anhidrytowymi, a także kwarcowymi (Radlicz, 1972b).

W osadach kimerydu w otworze wiertniczym Lublin IG 1 dominują wapienie dolomityczno-margliste podobne do osadów z otworu Bystrzyca IG 1. W partiach stropowych występują wapienie koprolitowe, na których leżą utwory kredy.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH

Wstęp

Otwór wiertniczy Lublin IG 1 przebił utwory kredy górnej od mastrychtu po cenoman (1,0–822,6 m; miąższość 821,6 m) oraz alb górny o miąższości zaledwie 0,4 m, spoczywający z luką stratygraficzną na utworach jury górnej. Do głębokości 800,0 m otwór był głębiony bezrdzeniowo. Na odcinku 800,0–823,0 m wydobyto 2 rdzenie. Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez A. Krassowską na podstawie analizy próbek okruszowych, opisu rdzeni wiertniczych oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej poprzez porównanie z sąsiednimi otworami wiertniczymi, głównie Lublin IG 2, Lublin tzw. Sujkowskiego (Lublin Sujk, por. Krassowska, 1986) i Trawniki SW 2. Szczegółowe analizy profilowań geofizycznych pozwoliły na wydzielenie kompleksów geofizycznych, które dobrze korelują się w wielu otworach wiertniczych tego regionu (Krassowska, 1981, 1986). Niektóre z tych kompleksów stanowią bardzo ważne repery geofizyczne o wartości chronostratygraficznej. Wskazówek stratygraficznych dostarczyły również oznaczenia fauny z rdzeni wiertniczych, przede wszystkim inoceramów, wykonane przez A. Błaszkiwicza. Mikrofaunę w otworze oznaczyła E. Witwicka. Pomimo tych informacji, granice stratygraficzne w górnej kredzie, w szczególności na odcinku od turonu po mastrycht, są wyznaczone z pewnym przybliżeniem ze względu na brak pełnych danych paleontologicznych.

Stratygrafia i litologia

Kreda dolna (głęb. geofizyczna 822,6–823,0 m). Osady kredy dolnej, o miąższości 0,4 m, są reprezentowane przez zlepienie fosforytowe spojone margłem piaszczystym glaukonitowo-kwarcowym, a w spągowej części piaskowcem marglistym glaukonitowo-kwarcowym. Proces fosfatacji osadu mógł następować w warunkach relatywnie wysokiego stanu poziomu morza przy ograniczonym tempie sedymentacji, a powstawanie horyzontu z konkrejami fosforytowymi odzwierciedla spłylenie i fazę regresywną (Marcinowski i in., 1996), być może przełomu późnego albu i cenomanu.

Kreda górna (głęb. geofizyczna 1,0–822,6 m). Profil kredy górnej o miąższości 821,6 m jest zbudowany w przeważającej części z utworów węglanowych otwartego szelfu basenu epikontynentalnego. Jedynie najwyższą część profilu stanowią osady węglanowo-krzemionkowe typu opok, powstałe w podobnym środowisku, jednak przy zwiększonej dostawie krzemionki do basenu sedymentacyjnego.

Cenoman rozpoczyna się warstwą margli piaszczystych z fosforytami. Powyżej węglanowość skał wzrasta nawet powyżej 90%, a piaszczystość maleje i pojawiają się wapienie margliste oraz wapienie organodetrytyczne z fauną inoceramową. Poziom fosforytowy widoczny w wapieniu może świadczyć o kolejnym obniżeniu się względnego poziomu morza. W wyższej części cenomanu w wapieniach pojawiają się czerty.

W turonie i koniaku trwa kontynuacja sedymentacji węglanowej otwartego basenu, z przeważającymi wapieniami i wapieniami marglistymi, lokalnie z laminacją marglistą lub wkładkami margli oraz z czertami. Węglanowość skał jest większa w turonie i tam dominują wapienie.

W santonie i kampanie przeważają wapienie margliste, ale prawdopodobnie większy udział w profilu mają margle (w środkowej części santonu i w najwyższym kampanie).

Niższą część mastrychtu dolnego budują margle. Wyżej pojawiają się facje wapieni kredopodobnych i kredy piszącej

Tabela 31

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy w otworach wiertniczych Lublin IG 1 i IG 2

Thickness (in metres) of Cretaceous stages in the Lublin IG 1 and IG 2 boreholes

Stratygrafia	Otwór wiertniczy	
	Lublin IG 1	Lublin IG 2
Paleocen dolny	?	46,0
Mastrycht górny	320,0	285,0
Mastrycht dolny	126,0	126,0
Kampan	129,0	133,0
Santon	67,0	74,0
Koniak ¹	36,0	37,5
Turon ²	131,0	131,5
Cenoman	12,6	19,5
Alb górny	0,4	–
Kreda	822,0	806,5

¹ poziom *Inoceramus involutus*; ² z poziomem *Inoceramus schloenbachi*

¹ *Inoceramus involutus* Zone; ² including *Inoceramus schloenbachi* Zone

Stratygrafia		Głębokość [m]	Kompleksy geofizyczne			
Mastricht	górnny	1,0			VD	V
		30,0			VC	
		154,0			VB	
		225,0			VA ₂	
		321,0			VA	
	dolny	410,0		VA ₁		
		447,0	IV _b			
		459,0	IV _a			
		576,0			III	
		643,0			IIIB	
Koniak	679,0					
Turon	732,0		IIIB ₃			
	764,0		IIIB ₂	II		
	810,0		IIIB ₁			
Cenoman	822,6 – 822,0	816,0		IIA		
Alb	górnny	823,0	822,5	IB ₂	I	
				IB ₁		

Fig. 14. Kompleksy geofizyczne w profilu kredy otworu wiertniczego Lublin IG 1 (wg Krassowskiej, 1981, 1986)

Geophysical complexes in the Cretaceous section of the Lublin IG 1 borehole (after Krassowska, 1981, 1986)

marglistej. Sedymentacja kredy piszącej, świadcząca o spokojnych warunkach w basenie na tym obszarze, kontynuuje się początkowo w mastrychcie górnym. Ku górze profilu pojawia się coraz więcej wkładek marglistych. Wyższa część mastrychtu to kompleks skał najpierw marglistych, potem węglanowo-krzemionkowych (opoki), z przewarstwieniami i przerostami wapieni marglistych.

Istnieje prawdopodobieństwo, że najwyższa część wydzielonego w otworze Lublin IG 1 mastrychtu, o miąższości kilku metrów, może reprezentować już paleocen dolny (dan). Ze względu na słaby zapis profilowania geofizycznego takie przypuszczenie pozostaje jednak jedynie hipotezą. Istnienie osadów danu może też sugerować zespół otwornic oznaczonych w 2 próbkach z głęb. 4,0 i 22,0 m.

Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy w otworach wiertniczych Lublin IG 1 i IG 2 przedstawiono w tabeli 31.

Kompleksy geofizyczne

W profilu kredy otworu Lublin IG 1 Krassowska (1986) wydzieliła na podstawie korelacji regionalnych z sąsiednimi otworami następujące kompleksy, podkompleksy i poziomy geofizyczne (fig. 14):

- Kompleks geofizyczny V, głęb. 1,0–410,0 m
 - podkompleks geofizyczny VD, głęb. 1,0–30,0 m;
 - podkompleks geofizyczny VC, głęb. 30,0–?154,0 m;
 - podkompleks geofizyczny VB, głęb. ?154,0–?225,0 m;
 - podkompleks geofizyczny VA₂, głęb. ?225,0–?321,0 m;
 - podkompleks geofizyczny VA₁, głęb. ?321,0–410,0 m.
- Kompleks geofizyczny IV, głęb. 410,0–459,0 m
 - poziom geofizyczny IV_b głęb. 410,0–447,0 m;
 - poziom geofizyczny IV_a, głęb. 447,0–459,0 m.
- Kompleks geofizyczny III, głęb. 459,0–679,0 m
 - podkompleks geofizyczny IIIB, głęb. 459,0–576,0 m;
 - podkompleks geofizyczny IIIA, głęb. 576,0–679,0 m.
- Kompleks geofizyczny II, głęb. 679,0–822,0 m
 - podkompleks geofizyczny IIB, głęb. 679,0–816,0 m
 - poziom geofizyczny IIB₃, głęb. 679,0–732,0 m;
 - poziom geofizyczny IIB₂, głęb. 732,0–764,0 m;
 - poziom geofizyczny IIB₁, głęb. 764,0–816,0 m;
 - podkompleks geofizyczny IIA, głęb. 816,0–822,0 m.
- Kompleks geofizyczny I, głęb. 822,0–823,0 m
 - podkompleks geofizyczny IB_b, głęb. 822,0–822,5 m
 - podkompleks geofizyczny IB_a, głęb. 822,5–823,0 m

Kompleksy te umożliwiają dobrą korelację profili kredowych zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej. Szczegółowe informacje na temat wydzielonych na obszarze lubelskim kompleksów geofizycznych i odpowiednie korelacje pomiędzy otworami wiertniczymi zostały przedstawione w artykułach Krassowskiej (1981, 1986).

Andrzej BŁASZKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ MAKROFAUNISTYCZNYCH

Badania makrofaunistyczne utworów kredy w profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 wykonano na podstawie 14 próbek w Zakładzie Stratygrafii Instytutu Geologicznego w Warszawie w 1968 r. W badanych próbkach opisano:

- Próbka 1, głęb. 820,6 m – *Inoceramus etheridgei* Woods.
- Próbka 2, głęb. 820,6 m – fragmenty inoceramów.
- Próbka 3, głęb. 821,2 m – ?Terebratulidae.
- Próbka 4, głęb. 821,3 m – *Inoceramus cf. etheridgei* Woods.
- Próbka 5, głęb. 821,4 m – *Inoceramus cf. etheridgei* Woods.
- Próbka 6, głęb. 821,4 m – *Inoceramus cf. etheridgei* Woods, *Syncyclonema cf. noetlingi* Sobetsky.
- Próbka 7, głęb. 821,5 m – Lamellibranchiata indet.
- Próbka 8, głęb. 821,5 m – *Inoceramus cf. Etheridgei* Woods.
- Próbka 9, głęb. 822,5 m – *Syncyclonema* sp., *Inoceramus* sp.

- Próbka 10, głęb. 822,8 m – *Syncyclonema cf. Orbiculare* (Sowerby).
- Próbka 11, głęb. 822,9 m – *Syncyclonema cf. Orbiculare* (Sowerby).
- Próbka 12, głęb. 825,25 m – Terebratulidae, *Chlamys* sp.
- Próbka 13. 825,75 m – *Aucellina cf. Gryphaecides* (Sowerby).
- Próbka 14, głęb. 825,85 m – *Aucellina cf. Gryphaecides* (Sowerby).

Próbki z głębokości 820,6–822,8 m zawierają formy wskazujące na cenoman – *Inoceramus etheridgei* Woods, *Inoceramus cf. etheridgei* Woods, *Syncyclonema cf. noetlingi* Sobetsky, *Syncyclonema cf. orbiculare* (Sowerby). Próbki pobrane najniżej (głęb. 825,75–825,85 m), z fauną *Aucellina cf. Gryphaecides* (Sowerby), pochodzą z interwału cenoman dolny–alb górny.

Emilia WITWICKA

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH

Badania mikropaleontologiczne w profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1 wykonano w 1968 r. w Pracowni Mikropaleontologicznej Zakładu Stratygrafii Instytutu Geologicznego w Warszawie. Opracowano 2 próbki, w których oznaczono następujące otwornice:

- Próbka 1, głęb. 4,0 m:
 - *Anomalina danica* Brotzen (7okazów),
 - *Anomalina ekblomi* Brotzen (1 okaz).
- Próbka 2, głęb. 22,0 m:

- *Anomalina danica* Brotzen (7 okazów),
- *Planularia disca* Brotzen (1 okaz),
- *Cibicidoides aktulagayensis* Vassilenko (2 okazy).

Próbki należy zaliczyć do danu ze względu na występowanie gatunków wspólnych dla mastrychtu i danu, jak *Anomalina danica* i *Anomalina ekblomi* oraz *Planularia disca* występującej dopiero w danie. Pojedynczy okaz *Cibicidoides aktulagayensis* należy uznać za zanieczyszczenie.