WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROLOGICZNYCH

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi ogólne

Według pomiarów geofizycznych utwory kambru o miąższości 414,3 m znajdują się na głębokości 2596,0–3010,3 m, a według rdzenia ich strop stwierdzono na głębokości 2597,8 m. Utwory te przerdzeniowano w zakresie 90% z uzyskiem rdzenia 68%.

Z przyczyn technicznych głębienie otworu zatrzymano w utworach kambru dolnego i tym samym nie dowiercono się do prawdopodobnie zalegających w podłożu utworów kambryjskich, klastycznych utworów ediakaru, stwierdzonych w nieodległych otworach wiertniczym Radzyń IG 1 (Lendzion, 1989) i Parczew IG 10 (Pacześna, 2011).

Ze względu na rozproszenie w profilu i bardzo rzadkie występowanie diagnostycznej stratygraficznie fauny, którą stwierdzono tylko w utworach kambru dolnego, w otworze Siedliska IG 1 granice chronostratygraficzne systemu kambryjskiego wydzielono z dużym przybliżeniem. Posłużono się przy tym pomiarami geofizycznymi i korelacją z pobliskimi, reperowymi otworami wiertniczymi, w których granice stratygraficzne ustalono na podstawie występujących tam wskaźników faunistycznych (głównie otwory Radzyń IG 1 i Parczew IG 10).

Obszar, na którym zlokalizowano otwór wiertniczy Siedliska IG 1, w kambrze znajdował się w rejonie bardzo silnego zapadania się podłoża krystalicznego ku południowemu zachodowi, na elemencie strukturalnym stanowiącym zachodnie obrzeżenie wyniesienia łukowsko-wisznickiego.

Kambr dolny (~terenew + (~) oddział 2)

Nieprzewiercone do spągu utwory kambru dolnego o miąższości 214,1 m stwierdzono na głębokości 2976,2–3010,3 m.

Skały kambru dolnego są reprezentowane przez piaskowce, mułowce i iłowce, które tworzą zwarte, jednorodne litologicznie kompleksy skalne, oraz heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe zbudowane z przewarstwiających się piaskowców drobnoziarnistych, mułowców i iłowców. Miąższość warstw zróżnicowanych litologicznie w heterolitach waha się od kilku centymetrów do 1,0 m.

Utwory piaskowcowe to głównie piaskowce drobnoziarniste, szare, jasnoszare lub szarozielone, zwięzłe, spękane. Szczeliny spękań są wypełnione węglanami. W kompleksie piaskowcowym występują dość liczne klasty iłowców lub mułowców o szarym lub czarnym zabarwieniu, a także wkładki mułowców o różnej miąższości, mniej liczne są przewarstwienia zielonych lub szarozielonych iłowców z licznymi blaszkami łyszczyków. W kompleksie tych skał znajdują się przewarstwienia czarnych iłowców o różnej miąższości z licznymi blaszkami łyszczyków. Nierówne powierzchnie warstw są pokryte materiałem ilastym. Niektóre części profilu piaskowców kambru dolnego są poziomo lub nieznacznie skośnie laminowane materiałem ilastym. Stwierdzono tam również różnej grubości nieregularne wkładki, laminy lub klasty materiału ilastego oraz liczne drobne konkrecje pirytu o nieregularnym kształcie. Cechą charakterystyczną piaskowców drobnoziarnistych są cienkie laminy glaukonitu i pozioma laminacja glaukonitem. Na głębokości 2995,5–1995,9 m w kompleksie piaskowcowym stwierdzono wkładkę piaskowca mułowcowego o miąższości 40 cm oraz liczne wkładki mułowców o maksymalnej miąższości 5 cm. W odcinkach profilu zawierających przewarstwiające się piaskowce drobnoziarniste i iłowce są obecne liczne lustra tektoniczne. Piaskowce drobnoziarniste miejscami przechodzą w średnioziarniste. Na głębokości 2966,7–2967,8 m znajduje się wkładka piaskowca średnioziarnistego, szarego z wyraźną powierzchnią rozmycia w stropie.

Skały klastyczne o drobniejszych frakcjach są reprezentowane przez mułowce i iłowce. Bardzo często ciemnoszare mułowce nieregularnie przewarstwiają się z szarymi piaskowcami drobnoziarnistymi. W profilu występują liczne pogrązy piaskowców drobnoziarnistych w mułowcach. Nieliczne są czarne mułowce z wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych, bardzo zwięzłych oraz szarozielone mułowce piaszczyste. W profilu są obecne także

czarne i ciemnoszare iłowce z wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych.

Fauna jest reprezentowana przez liczne fragmenty skorupek ramienionogów oraz nieliczne trylobity: *Strenuaeva* cf. *primaeva* (Brőgger), *Holmia* sp. i *Schmidtiellus* sp., wskazujące na obecność poziomu *Holmia kjerulfii* w profilu kambru dolnego (Lendzion, 1983). Z profilu pobliskiego otworu wiertniczego Radzyń IG 1 Lendzion (1989) opisała trylobity: *Strenuaeva primaeva* (Brőgger), *Ellipsocephallus* cf. *gripi* (Kautsky) i *Volborthella tenuis* (Schmidt), które bardzo dobrze dokumentują górną część poziomu *Holmia kjerulfi*. Pozwala to na korelację utworów kambru dolnego z profili otworów Siedliska IG 1 i Radzyń IG 1 oraz postawienie tezy, że są to utwory równowiekowe. Według nowego podziału chronostratygraficznego systemu kambryjskiego poziom *Holmia kjerulfi* dokumentuje obecność oddziału 2 kambru.

W utworach kambru dolnego znaleziono dość liczne skamieniałości śladowe – większość z nich na powierzchniach przewarstwień piaskowców, mułowców i iłowców w obrębie kompleksów heterolitowych. Wśród skamieniałości śladowych stwierdzono liczne domichnia, czyli jamki mieszkalne organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny wodnej, reprezentowane przez: *Diplocraterion paralellum* (Torell), *Diplocraterion* isp., *Skolithos linearis* Haldemann, *Monocraterion* isp. i *Bergaueria* isp. Do jamek mieszkalno-żerowiskowych osadożerców należą: *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Teichichnus* isp., *T. rectus* (Seilacher) i *Trichophycus pedum* (Seilacher) (Pacześna, 1996).

Zestaw skamieniałości śladowych wskazuje, że sedymentacja nawierconych utworów kambru dolnego zachodziła głównie w strefie odbrzeża przy udziale sztormów i silnego falowania, w dobrze natlenionej strefie i przy wysokiej zawartości substancji pokarmowych w osadzie.

Kambr środkowy (~oddział 3)

Na podstawie rdzenia strop utworów kambru środkowego stwierdzono na głębokości 2597,8 m. Według pomiarów geofizycznych kambr środkowy obejmuje odcinek profilu na głębokości 2596,0–2796,2 m i osiąga miąższość 200,2 m.

Spektrum utworów kambru środkowego w profilu otworu wiertniczego Siedliska IG 1 jest litologicznie dwudzielne. Górny odcinek, na głębokości 2596,0–2693,0 m, jest litologicznie monotonny i reprezentowany głównie przez szare i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste. Piaskowce są zwięzłe, ale silnie spękane i użylone białym kalcytem. Nierówne powierzchnie warstw piaskowców często są pokryte bardzo cienkimi laminami czarnych iłowców. W piaskowcach występują liczne, drobne konkrecje pirytu o nieregularnym kształcie.

Dolny odcinek spektrum litologicznego (na głęb. 2693,0–2796,2 m) budują zwarte pakiety przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców. Piaskowce drobnoziarniste najczęściej są szare i jasnoszare, a iłowce i mułowce – czarne lub ciemnoszare. W warstwach drobnoziarnistych piaskowców są obecne liczne, płaskie i nieobtoczone klasty czarnych iłowców. W całym odcinku bardzo liczne są pogrązy piaskowców w iłowcach. Liczny glaukonit rozproszony w piaskowcach miejscami skupia się w cienkie laminy. W nielicznych odcinkach profilu piaskowce są zbrekcjowane tektonicznie. Warstwy czarnych iłowców i mułowców przecinają liczne lustra tektoniczne. Na bocznych powierzchniach rdzeni stwierdzono źle widoczne warstwowanie poziome. W piaskowcach znaleziono nieliczne skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *Planolites* isp., *Skolithos linearis* Haldemann, *Skolithos* isp., *Bergaueria* isp., *Teichichnus* isp., *Teichichnus rectus* (Seilacher), które wraz obecnością warstwowania poziomego mogą świadczyć, że sedymentacja utworów kambru środkowego odbywała się w płytkich, wysokoenergetycznych strefach przybrzeża.

Fauna jest reprezentowana jedynie przez liczne fragmenty skorupek ramienionogów.

Nie znaleziono fauny o znaczeniu biostratygraficznym. W związku z brakiem datowań biostratygraficznych granice chronostratygraficzne kambru środkowego, w tym granica między oddziałami kambru – dolnym i środkowym – jest przybliżona. Wyznaczono ją na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych z otworu Siedliska IG 1 z odpowiednimi krzywymi z regionalnie reperowych otworów wiertniczych, dla których wykonano datowania biostratygraficzne. Należą do nich otwory Radzyń IG 1 (Lendzion, 1989) i Łopiennik IG 1 (Pacześna, 2008).

Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA

PETROLOGIA UTWORÓW KAMBRU DOLNEGO

Utwory kambru w profilu otworu Siedliska IG 1 są reprezentowane przez morskie osady silikoklastyczne. Dla kambru dolnego są to naprzemianległe szare piaskowce i ciemnoszare utwory mułowcowo-iłowcowe z cienkimi wkładkami piaszczystymi. Ku spągowi profilu dolnokambryjskiego zwiększa się udział piaskowców oraz często pojawiają się spękania. W całym profilu występują zaburzenia sedymentacyjne.

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972),

Tabela 2

Uziarnienie i skład mineralny skał kambru dolnego [% obj.]

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

Głębokość [m] Depth	Numer próbki Sample number	Rodzaj skały Rock type	Maksymalne ziarno kwarcu [mm] – d_{max} Maximum quartz grain	Najczęstsze ziarno kwarcu [mm] – d_{mf} Most frequent quartz grain	d_{max} / d_{mf}	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Łyszczyki Mica group	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Glaukonit Glauconite	Minerały ilaste Clay minerals	Węglany Carbonates	Okruchy skał Rock fragments
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
2834,8	1	iłowiec pylasty	0,18	0,02									
2836,0	2	pyłowiec ilasty	0,17	0,02									
2837,7	3	arenit kw.b.dr.	0,20	0,08									
2841,5	4	arenit kw.b.dr.	0,25	0,08		86,7	0,0	0,7	5,3	2,0	3,0	2,3	0,0
2847,2	5	pyłowiec ilasty	0,15	0,05									
2849,2	6	pyłowiec ilasty	0,17	0,05		51,1	0,6	4,3	2,3	2,0	39,0	0,7	0,0
2854,2	7	pyłowiec ilasty	0,12	0,02									
2861,9	8	waka kw.b.dr.	0,27	0,07	3,9	47,2	0,3	1,9	2,9	0,6	45,8	1,3	0,0
2862,2	9	iłowiec pylasty	0,13	0,02									
2885,6	10	waka kw.b.dr.	0,45	0,10	4,5								
2889,7	11	pyłowiec ilasty	0,15	0,05									
2891,7	12	ar.kw.b.dr.	0,22	0,08	2,8	91,3	0,0	0,3	2,3	0,0	1,7	3,7	0,7
2894,4	13	pyłowiec ilasty	0,10	0,05									
2895,5	14	pyłowiec kw.	0,2	0,05		86,1	0,0	1,3	2,3	0,3	5,3	4,7	0,0
2897,4	15	pyłowiec ilasty	0,15	0,02									
2903,7	16	pyłowiec ilasty	0,10	0,02									
2911,4	17	pyłowiec ilasty	0,1	0,03									
2914,5	18	pyłowiec ilasty	0,27	0,05		45,4	0,3	2,3	3,7	0,3	40,3	7,7	0,0
2920,3	19	iłowiec pylasty	0,07	0,02									
2925,4	20	iłowiec pylasty	0,32	0,02									
2925,8	21	iłowiec	0,05	<0,01									
2929,5	22	iłowiec pylasty	0,45	0,02									
2930,0	23	arenit kw.dr.	0,70	0,22	3,2	97,7	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,6	0,0
2932,0	24	arenit kw.dr.	0,52	0,18	2,9	99,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
2942,0	25	arenit kw.b.dr.	0,32	0,12	2,7	82,9	0,0	1,3	1,0	0,0	14,5	0,3	+
2945,7	26	arenit kw.dr.	0,37	0,13	2,8								
2947,0	27	waka kw.dr.	0,40	0,13	3,1	72,0	0,0	1,3	0,7	0,0	24,4	1,3	0,3
2948,0	28	arenit kw.dr.	0,40	0,15	2,7								
2949,0	29	arenit kw.dr.	0,47	0,13	3,6	82,0	0,3	2,3	0,7	0,0	14,0	0,7	+
2953,0	30	arenit kw.dr.	0,32	0,13	2,5								

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
2956,8	31	arenit kw.dr.	0,45	0,15	3,0								
2963,7	32	arenit kw.dr.	0,42	0,13	3,2	98,0	0,0	+	0,7	0,0	0,7	0,3	0,3
2964,6	33	iłowiec z laminami pylastymi	0,22	0,02		61,7	1,0	2,3	2,7	0,3	32,0	0,0	0,0
2965,7	34	arenit kw.b.dr.	0,50	0,10	5,0	88,0	0,0	0,7	1,3	0,0	8,7	1,0	0,3
2967,2	35	arenit kw.dr.	0,82	0,17	4,8	99,4	0,0	0,0	0,3	0,0	+	0,3	+
2970,0	36	arenit kw.b.dr.	0,40	0,08	5,0	84,5	1,3	0,7	1,0	0,0	12,5	0,0	0,0
2972,0	37	iłowiec pylasty	0,42	0,05									
2975,0	38	arenit kw.b.dr.	0,52	0,12	4,3	99,0	0,0	0,0	0,3	0,0	+	0,0	0,7
2981,8	39	arenit kw.dr.	0,62	0,15	4,1	98,7	0,0	0,0	1,0	0,0	+	0,0	0,3
2986,0	40	arenit kw.dr.	1,00	0,15	6,7	97,0	0,0	0,0	1,0	0,0	1,7	0,0	0,3
2989,2	41	arenit kw.b.dr.	0,67	0,12	5,6	99,0	+	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,3
2995,2	42	arenit kw.dr.	0,50	0,13	3,8	97,7	0,3	0,3	0,7	0,0	0,3	0,0	0,7
2998,0	43	arenit kw.b.dr.	0,80	0,12	6,7	97,6		0,3	0,7	0,0	0,7	+	0,7
3000,0	44	arenit kw.b.dr.	0,55	0,12	4,6	98,4	+	+	0,3	0,0	0,3	0,0	1,0
3004,0	45	arenit kw.b.dr.	0,57	0,12	4,8								
3004,7	46	waka kw.b.dr.	0,75	0,10	7,5	80,0	1,7	0,7	1,0	0,0	16,3	0,0	0,3
3005,3	47	arenit kw.dr.	1,45	0,15	9,7								
3006,3	48	waka kw.b.dr.	0,37	0,10	3,7	62,7	2,7	1,3	0,7	+	32,3	0,0	0,3
3006,6	49	arenit kw.dr.	0,37	0,13	2,8	88,7	3,0	0,3	1,0	0,0	4,3	2,0	0,7
3008,6	50	pyłowiec ilasty	0,25	0,05									
3010,0	51	pyłowiec ilasty	0,20	0,05									

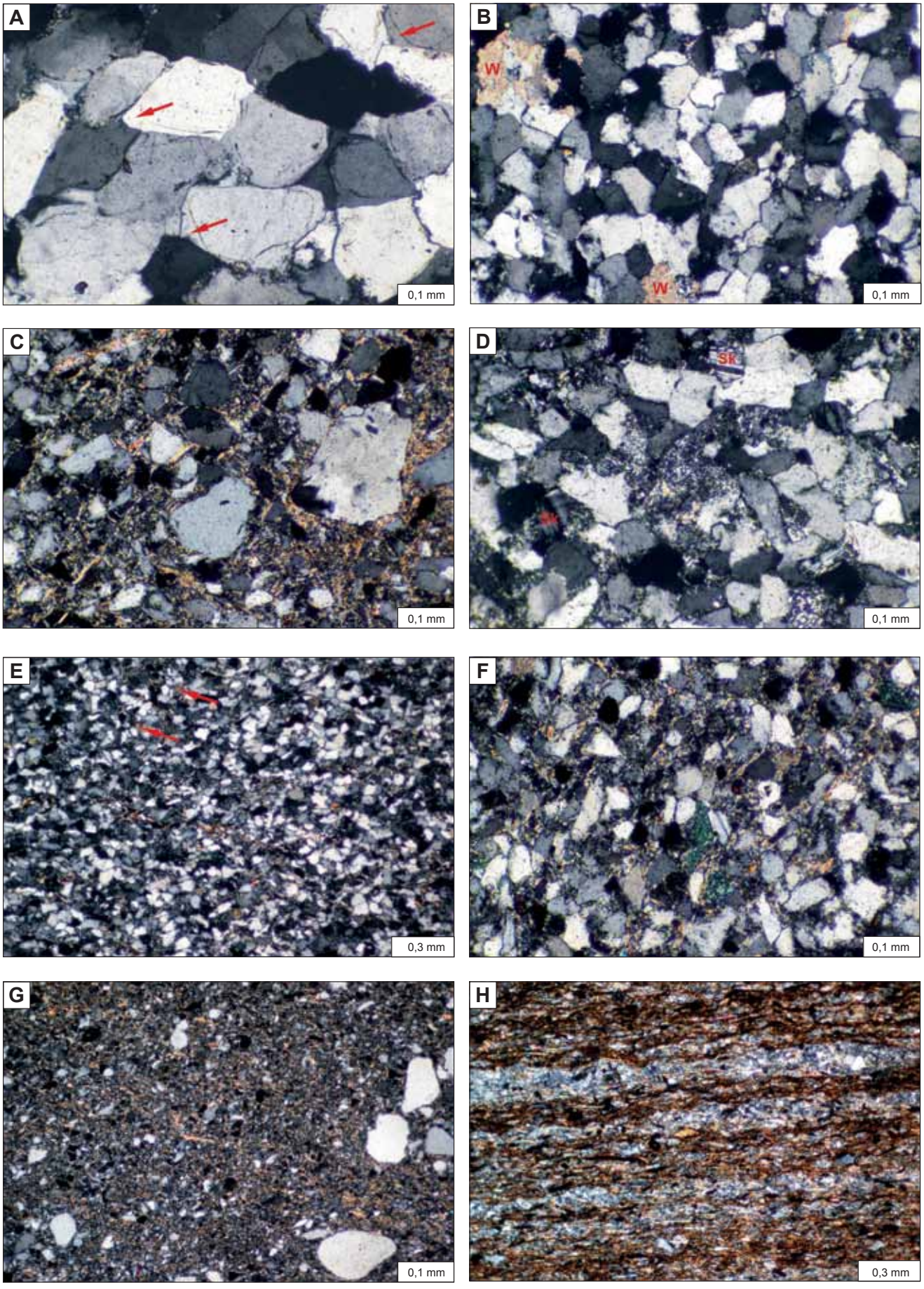
kw. – kwarcowy, dr. – drobnoziarnisty, b.dr. – bardzo drobnoziarnisty; „+" – ilości śladowe
kw. – quartz, dr. – fine-grained, b.dr. – very fine-grained; „+" – trace amounts

Fig. 4. Zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich skał dolnokambryjskich

A – arenit kwarcowy drobnoziarnisty; cement kwarcowy w postaci obwódek regeneracyjnych (strzałki); głęb. 2949,0 m; nikole skrzyżowane. **B** – arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty; ziarna spojone cementem kwarcowym; widoczne gniazdowe skupienia cementu węglanowego (W); głęb. 2891,7 m; nikole skrzyżowane. **C** – waka kwarcowa bardzo drobnoziarnista; materiał okruchowy słabo obtoczony i źle wysortowany; głęb. 2861,9 m; nikole skrzyżowane. **D** – waka kwarcowa bardzo drobnoziarnista; widoczne ziarna skaleni (Sk); głęb. 3006,3 m; nikole skrzyżowane. **E** – pyłowiec ilasty; materiał okruchowy bardzo dobrze wysortowany; węglany w postaci bardzo drobnych skupień (strzałki); głęb. 2847,2 m; nikole skrzyżowane. **F** – pyłowiec ilasty; w centralnej części widoczne zielone ziarna glaukonitu; głęb. 2849,2 m; nikole skrzyżowane. **G** – iłowiec pylasty; materiał okruchowy, źle wysortowany; głęb. 2929,5 m; nikole skrzyżowane. **H** – iłowiec z laminami pylastymi; wyraźnie widoczna struktura kierunkowa; głęb. 2964,6 m; nikole skrzyżowane

Microscopic photographs of thin sections of the Lower Cambrian rocks

A – fine-grained quartz arenite; quartz cement in the shape of quartz overgrowths (arrows); depth 2949.0 m; crossed polars. **B** – very fine-grained quartz arenite; sandstone grains cemented with regeneration quartz; concentrations of carbonate cement are visible (W); depth 2891.7 m; crossed polars. **C** – very fine-grained quartz wacke; detrital material poorly rounded and badly sorted; depth 2861.9 m; crossed polars. **D** – very fine-grained quartz wacke; feldspar grains are visible (Sk); depth 3006.3 m; crossed polars. **E** – clayey siltstone; detrital material very well sorted; carbonates in the shape of fine concentrations (arrows); depth 2847.2 m; crossed polars. **F** – clayey siltstone; green grains of glauconite are visible in the center; depth 2849.2 m; crossed polars. **G** – silty claystone; detrital material badly sorted; depth 2929.5 m; crossed polars. **H** – claystone with silty laminas; directive structure are clearly visible; depth 2964.6 m; crossed polars


A
0,1 mm
B
W
W
0,1 mm
C
0,1 mm
D
Sk
Sk
0,1 mm
E
0,3 mm
F
0,1 mm
G
0,1 mm
H
0,3 mm

piaskowce zaliczono głównie do grupy arenitów kwarcowych (fig. 4A, B) i tylko w pojedynczych przypadkach do wak kwarcowych (fig. 4C, D). Są to piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste (tab. 2). Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płytce cienkiej wynosi 0,13 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 0,54 mm. Stosunek wielkości d_{max}/d_{mf} w górnej części profilu jest znacznie mniejszy niż w dolnej, co świadczy o pogorszeniu się ku spągowi stopnia wysortowania materiału okruchowego w piaskowcach. Średnia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} w całym profilu wynosi 4,3. Połączenie niskiego stopnia wysortowania ziaren z ich dobrym obtoczeniem, w dolnej części profilu, wskazuje na istnienie inwersji teksturalnej typu drugiego (*sensu* Folk, 1968). W próbce z głębokości 2986,0 m stwierdzono obecność inwersji typu piątego charakteryzującą się bimodalnym wysortowaniem ziaren. Występowanie obu typów inwersji teksturalnej świadczy o wysokoenergetycznym środowisku sedymentacji tych piaskowców.

Piaskowce (arenity kwarcowe) są dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie. Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, którego średnia zawartość wynosi 88,6% obj. (max. 99,7%). Obecność skaleni stwierdzono tylko w części próbek piaskowców, gdzie ich zawartość zwykle nie przekracza 1% obj. Maksymalne zawartości skaleni (3,0% obj.) odnotowano w przyspągowej części profilu. Niewielkiej ilości łyszczyków (poniżej 1%) są reprezentowane przez muskowit, rzadziej biotyt. Pakiety łyszczykowe bywają zdeformowane kompakcyjnie. Zawartość okruchów skalnych jest śladowa, stwierdzono wśród nich czerty i kwarcyty. Minerały akcesoryczne (allogeniczne) pojawiają się w śladowych ilościach, głównie w postaci obtoczonych ziaren cyrkonu i turmalinu. W wielu próbkach występują rozproszony piryt i leukoksen. Glaukonit jest obecny w ilościach śladowych.

W arenitach zawartość spoiwa ilastego na ogół nie przekracza kilku procent, natomiast powszechny jest cement kwarcowy w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu (fig. 4A). Węglany notowano sporadycznie, a ich udział nie przekracza 3,7% obj. skały. Niektóre skupienia węglanowe mają charakter cementu poikilitowego, w którego obrębie kwarc jest zastępowany przez węglany (fig. 4B). Skalenie w badanych skałach uległy częściowej argilityzacji.

Skały drobnoziarniste są reprezentowane głównie przez pyłowce ilaste (fig. 4E, F), sporadycznie kwarcowe, oraz iłowce pylaste (fig. 4G), rzadko czyste iłowce.

Pyłowce ilaste i kwarcowe pod względem składu mineralnego są odpowiednikami wak i arenitów kwarcowych. Ich drobniejsze uziarnienie łączy się z gorszym obtoczeniem materiału okruchowego. W pyłowcach ilastych (mułowcach) często obserwuje się strukturę kierunkową, podkreśloną liczną obecnością równolegle ułożonych blaszek łyszczyków.

Skład mineralny szkieletu ziarnowego pyłowców jest analogiczny, jak w opisanych wyżej piaskowcach. Kwarc również jest podstawowym składnikiem materiału detrytycznego, a jego zawartość zmienia się od ok. 86% obj. w pyłowcach kwarcowych do ok. 45% obj. w pyłowcach ilastych. Obserwowane w mikroskopie, w śladowych ilościach, skalenie w rzeczywistości mogą być liczniejsze. Brak badań katodoluminescencyjnych uniemożliwia potwierdzenie obecności bardzo drobnych ziaren skaleni. Oprócz licznych łyszczyków w pyłowcach występują: glaukonit, piryt, węglany oraz minerały akcesoryczne.

Iłowce pylaste i iłowce właściwe to skały złożone głównie z masy ilastej z różną domieszką frakcji pylastej. Ich bardzo ciemna, niekiedy czarna barwa jest spowodowana obecnością dużej ilości rozproszonego pirytu i substancji organicznej.

Na głębokości 2964,6 m występuje brunatny iłowiec laminowany jaśniejszym materiałem ilasto-pylastym (fig. 4H). Masa ilasta opisywanej skały obok illitu zawiera liczne blaszki łyszczyków – głównie brązowego biotytu, a znacznie mniej muskowitu. Obecna jest też znaczna ilość rozproszonych ziaren leukoksenowych oraz nieregularne ułożone zgodnie z laminacją, ziarniste skupienia pirytu. Jasne mikrolaminy o grubości 1,0–1,5 m oprócz illitu zawierają ostrokrawędziste ziarna kwarcu, niekiedy o pochodzeniu wyraźnie piroklastycznym.

Zależnie od głębokości pogrzebania utwory kambru na kratonie wschodnioeuropejskim zostały w różnym stopniu zdiagenezowane (Sikorska, 1998). Na tym tle badane skały można określić jako średnio zdiagenezowane. Oprócz typowej kompakcji mechanicznej skały te uległy kompakcji chemicznej, czyli procesom rozpuszczania pod wpływem ciśnienia i temperatury, czego rezultatem są szwy mikrostylolitowe.

Największe znaczenie dla lityfikacji osadu miała cementacja kwarcowa. Na ziarnach kwarcu w piaskowcach są widoczne obwódki regeneracyjne (fig. 4A). W zależności od ilości wolnej przestrzeni w czasie ich krystalizacji przybierają one formy mniej lub bardziej automorficzne. Proces ten ma duży wpływ na ograniczenie porowatości piaskowców. W pojedynczych próbkach z obfitym cementem kwarcowym obserwowano częściowo zsylifikowane skalenie.

Cementacja węglanowa jest mniej powszechna niż kwarcowa. Węglany w piaskowcach tworzą skupienia, często poikilitowe (fig. 4B), natomiast w skałach drobnoziarnistych są rozproszone w masie ilastej (fig. 4E), rzadko tworzą mikrożyłki. Obserwuje się składniki skały częściowo zastąpione przez węglany: ziarna kwarcu wraz z regeneracyjnymi obwódkami, glaukonit i skalenie.

Mniej trwałe składniki skał uległy przeobrażeniom – łyszczyki zostały częściowo schlorytyzowane, a spoiwo ilaste nosi ślady serycytyzacji i chlorytyzacji. Skalenie są częściowo zargilityzowane.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W profilu otworu wiertniczego Siedliska IG 1 utwory ordowiku wyróżniono na podstawie próbek rdzeniowych na głębokości 2540,0–2597,8 m (miąższość 57,8 m) oraz pomiarów geofizycznych – na głębokości 2540,0–2596,0 m (miąższość 56,0 m). Zakres rdzeniowania profilu był ograniczony do dolnej (głęb. 2583,0–2597,8 m) i górnej (głęb. 2540,0–2564,5 m) części profilu ordowiku, co stanowi ok. 71% całkowitej miąższości sekwencji ordowickiej.

W profilu ordowiku są reprezentowane utwory globalnych pięter od flo po hirnant. Wyróżniono tu cztery kompleksy litologiczne, są to następujące formalne jednostki litostratygraficzne (Modliński, 1984) (od spągu profilu ordowiku):

– formacja wapieni Uherki,
– formacja iłowców Udala,
– formacja wapieni z Kodeńca,
– formacja margli Tyśmienicy.

Formacja wapieni Uherki. Jednostkę tę budują głównie wapienie margliste i organodetrytyczne przechodzące ku dołowi w dolomity, w dolnej części z warstwą glaukonitytu i zlepieńca. Najniższa część formacji (głęb. 2594,0–2597,8 m według próbek rdzeniowych) jest zaliczana do piętra flo (= niższy arenig). Występują w niej (od dołu): warstwa glaukonitytu o miąższości ok. 1,6 m z warstwą zlepieńca (2 cm) w części przyspągowej. Wyżej występują dolomity, a następnie wapienie nieco margliste z fauną trylobitów *Symphysurus angustatus* (Sars et Boeck) i *S.* cf. *dorsatus* (Poulsen). Pierwszy z tych gatunków jest formą charakterystyczną dla piętra flo (= niższy arenig) na obszarze platformowym Polski (Modliński, 1973).

Wyżej w profilu (głęb. 2590,7–2594,0 m) stwierdzono wapienie margliste zaliczane do piętra daping (= wyższy arenig). Wiek tych utworów dokumentuje obecność trylobitów: *Symphysurus* sp., *S. palpebrosus* Dalman, *Megistaspis* sp. Zidentyfikowany tu gatunek *Symphysurus palpebrosus* Dalman jest charakterystyczny dla arenigu górnego na obszarze platformowym Polski (Modliński, 1973).

Górna część formacji wapieni Uherki (głęb. 2575,0–2588,5 m według pomiarów geofizycznych) jest odnoszona warunkowo, na podstawie regionalnej korelacji stratygraficznej (Modliński, 1984), do pięter od darriwilu po niższy sandb (= lanwirn–niższy karadok). Stwierdzona tu słabo zachowana fauna trylobitów z rodzaju *Nileus* oraz bezzawiasowych ramienionogów *Acrotreta* sp. nie daje podstaw do wyciągnięcia bliższych wniosków stratygraficznych.

Formacja iłowców Udala. Formację tę wyróżniono jedynie na podstawie pomiarów geofizycznych (głęb. 2570,0–2575,0 m). Budują ją iłowce z wkładkami margli. Według regionalnej korelacji stratygraficznej (Modliński, 1984) utwory te są zaliczane według podziału globalnego do sandbu–wyższego katu, odpowiadającego wyższemu karadokowi według podziału brytyjskiego.

Formacja wapieni z Kodeńca. Formację tę, podobnie jak formację iłowców Udala, wyróżniono jedynie na podstawie pomiarów geofizycznych. Są to wapienie margliste występujące na głębokości 2565,0–2570,0 m. Utwory te są zaliczane do aszgilu dolnego (Modliński, 1984) według podziału globalnego odpowiadającego wyższemu katowi.

Formacja margli Tyśmienicy. Formacja ta (głęb. 2540,0–2565,0 m) jest reprezentowana przez margle szare, ciemnoszare i szarozielone z wkładkami wapieni marglistych i mułowców piaszczystych. Utwory te są odnoszone do piętra hirnant, odpowiadającego według podziału brytyjskiego wyższemu aszgilowi. W utworach zidentyfikowano następujący zespół fauny: *Mucronaspis* sp., *M. mucronata* (Brongniart), *M.* cf. *mucronata* (Brongniart), *Eostropheodanta* sp., *Plectatrypa* sp., *Dalmanella* sp., *Orbiculoidea* sp., ?*Dicellograptus* sp. Zespół ten jednoznacznie dokumentuje wiek utworów na piętro hirnant (Modliński, 1984).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi wstępne i charakterystyka sedymentacji

W profilu otworu wiertniczego Siedliska IG 1 utwory syluru wyróżniono na podstawie próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizycznych. Górna granica systemu określona na podstawie pomiarów geofizyki otworowej znajduje się na głębokości 1481,8 m; według rdzenia – 1487,5 m. W stropie utwory syluru kontaktują z utworami karbonu. Spąg profilu syluru, określony na podstawie pomiarów geofizycznych i rdzenia, występuje na głębokości 2540,0 m. Utwory syluru przechodzą tam w sposób ciągły w utwory ordowiku – hirnantu. Miąższość profilu syluru według pomiarów geofizycznych osiąga 1058,2 m.

Zakres rdzeniowania utworów syluru był ograniczony. Rdzeniowano ogółem 179,8 m profilu (17%), z czego wydobyto 146,5 m rdzenia, co odpowiada 14% całego profilu.

Utwory syluru leżą poziomo. Nie zaobserwowano większych zaburzeń tektonicznych poza powierzchniami ślizgów na głębokościach wskazanych w szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym.

Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze Siedliska IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1971). Chronostratygrafia profilu syluru w otworze Siedliska IG 1 została następnie zweryfikowana przez Modlińskiego i Szymańskiego (2008). Granice oddziałów podano według tych autorów. Granice pięter, pewne w odcinkach rdzeniowanych, a w interwałach nierdzeniowanych przybliżone, określono na podstawie biostratygrafii graptolitowej.

W niniejszej pracy przedstawiono natomiast aktualny podział litostratygraficzny syluru, oparty na wydzieleniach litostratygraficznych dla Pomorza (Modliński i in., 2006) oraz Podlasia i Lubelszczyzny (Podhalańska i in., 2010).

Utwory syluru, podobnie jak pozostałe skały niższego paleozoiku tego regionu, powstały w dystalnej części basenu bałtycko-podlasko-lubelskiego, od późnego proterozoiku rozciągającego się wzdłuż zachodniego skłonu Bałtyki. Profil syluru otworu Siedliska IG 1 jest typowy dla tego obszaru. Przeważają osady drobnoklastyczne: mułowce, iłowce i pyłowce, w wielu interwałach wapniste. Poza tym występują wkładki i soczewki wapieni oraz cienkie wkładki osadów piroklastycznych – tufitów. W utworach ludlowu występuje licznie muskowit. Dominującym rodzajem osadu są mułowce, będące mieszaniną iłu i pyłu w zmiennych proporcjach (wg nomenklatury Tomczyka, 1971 – iłowce). Skały te były interpretowane jako mułowce także przez Winiarskiego (1971). Pyłowce i pyłowce wapniste są charakterystyczne dla formacji z Kociewia ludlowu.

Miąższość niższej części profilu syluru jest niewielka, dla ludlowu znacznie wzrasta i wynosi 637,0 m. Wzrost miąższości w ludlowie ku południowo-zachodniej części basenu sedymentacyjnego jest związany ze zwiększaniem się przestrzeni akomodacyjnej, spowodowanej uginaniem się podłoża krystalicznego i jego pogrążaniem przy jednoczesnej zwiększonej dostawie materiału do zbiornika sedymentacyjnego (Jaworowski, 2000; Lazauskiene, 2002; Modliński i in., 2010; Poprawa, 2010). W wyniku fleksuralnego uginania się skorupy Bałtyki w basenie następował systematyczny wzrost tempa subsydencji osiągający maksimum w sylurze (ludlowie i przydolu) (Poprawa i in., 1999; Jaworowski, 2000, 2002; Poprawa 2006a, b). Za obszar źródłowy materiału klastycznego osadzającego się w zbiorniku uznaje się przede wszystkim kaledońską pryzmę akrecyjną ulokowaną wzdłuż strefy kolizyjnej Bałtyki i Awalonii (Jaworowski, 2000, 2002; Poprawa, 2006b). Utwory wyższej części syluru zostały określone przez Jaworowskiego (2000) jako egzoflisz deponowany w dystalnych częściach basenu przedgórskiego przed formującym się orogenem kaledońskim. Transport materiału węglanowego i bentosowych szczątków organicznych mógł natomiast zachodzić z różnych kierunków, w tym ze stref brzegowych położonych na wschodzie i północnym wschodzie.

Niższy paleozoik w badanym profilu kończą częściowo zerodowane utwory przydolu powstałe w warunkach wypełniania zbiornika sedymentacyjnego i w konsekwencji jego spłycania.

Zespoły skamieniałości w profilu są mało zróżnicowane, jednak często dość liczne. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity, oznaczone przez Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu (Tomczyk, 1971); Rzadziej spotyka się skorupki ramienionogów bezzawiasowych. W górnej części profilu, w przydolu, oprócz nielicznych graptolitów występują małże, łodziki i człony liliowców.

Dominujące w rdzeniowanych odcinkach profilu graptolity stanowią podstawę biostratygrafii systemu sylurskiego. Umożliwiły one wydzielenie w odcinkach rdzeniowanych poziomów graptolitowych i określenie na ich podstawie chronostratygrafii utworów.

W profilu otworu Siedliska IG 1 udokumentowano biostratygraficznie wszystkie oddziały syluru: landower, wenlok, ludlow i przydol.

Profil litologiczny autorstwa Tomczyka (1971) przedstawiono w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów i pięter. Występowanie skamieniałości w profilu podano według dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1971), po zweryfikowaniu nazw rodzajowych taksonów. Granice

pięter w wenloku i ludlowie są przybliżone ze względu na brak pełnej dokumentacji biostratygraficznej w profilu spowodowanej brakiem rdzenia lub brakiem taksonów wskaźnikowych. Poziomy graptolitowe w odcinkach rdzeniowanych zostały wyróżnione przez autorkę niniejszego rozdziału. Jednostki litostratygraficzne wydzielono zgodnie z podziałem litostratygraficznym syluru dla obszaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński i in., 2006) i obszaru podlasko-lubelskiego (Podhalańska i in., 2010), z tym że ogniwo mułowców z Jantaru (Modliński i in., 2006) wydzielono obecnie jako oddzielną jednostkę litostratygraficzną – formację (mułowce) z Jantaru – niewchodzącą w skład formacji z Pasłęka (Porębski, Podhalańska, 2017).

Chronostratygrafia

Landower

Według danych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) (Modliński, Szymański, 2008) utwory landoweru, w dużym zakresie rdzeniowane, według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 2512,5–2540,0 m, a ich miąższość wynosi 27,5 m. Według rdzenia dolna granica profilu syluru i landoweru jest zgodna z granicą określoną na podstawie pomiarów geofizycznych.

Utwory landoweru są wykształcone jako mułowce, rzadziej iłowce, czarne, bitumiczne, smoliste, często z licznymi skupieniami i gniazdami krystalicznego pirytu w dolnej części oraz jako mułowce szare i ciemnoszare, miejscami zielonkawe w wyższej części. Ciemnoszare i zielonkawe iłowce/ mułowce landoweru należą do formacji iłowców z Pasłęka. W dolnej części profilu wyróżniają się czarne utwory bitumiczne – formacja (mułowce) z Jantaru.

W profilu landoweru na podstawie graptolitów można udokumentować wszystkie piętra: rhudan, aeron i telych. Utwory rhudanu i aeronu charakteryzują się niewielką miąższością; utwory rhudanu stwierdzono na głębokości 2536,0–2540,0 m (4,0 m miąższości), aeronu – 2532,5–2536,0 m (3,5 m), telychu – 2512,5–2532,5 m (20,0 m miąższości). Na podstawie cytowanej przez Tomczyka (1971) fauny graptolitów: *Akidograptus* sp., *Normalograptus scalaris* i *Glyptograptus* sp. można przyjąć, że najniżej położone utwory landoweru reprezentują poziom *Akidograptus ascensus* lub *Parakidograptus acuminatus*. Niestety nie znaleziono graptolitów w najniższej części profilu (40 cm szarych mułowców wapnistych).

Według Tomczyka (1971) najwyższe w profilu utwory landoweru zawierają następujące graptolity występujące w szarych mułowcach: *Stomatograptus grandis* (Suess), *Retiolites geinitzianus* Barrande, *Streptograptus* sp., *Mediograptus kolihai* (Bouček) oraz masowo graptolity z rodzaju *Monoclimacis* sp. i datują wyższy telych. W przeławiceniach zielonkawych mułowców wśród szarych mułowców masywnych landoweru graptolity nie występują.

Wenlok

Utwory wenloku stwierdzono na głębokości 2420,0–2512,5,0 m (Modliński, Szymański, 2008). Ich miąższość wynosi 92,5 m. Odcinek profilu odpowiadający wenlokowi był rdzeniowany w niewielkim stopniu.

Utwory wenloku są wykształcone jako mułowce ciemnoszare i szare, często laminowane, łupkowate, miejscami silnie wapniste formacji z Pelplina. W rdzeniowanych interwałach występuje dość liczna fauna graptolitów. Na ich podstawie można przyjąć obecność obydwu pięter – sheinwoodu i homeru. Nie można wyznaczyć dokładnej granicy między piętrami ze względu na braki w dokumentacji biostratygraficznej spowodowanej niepełnym rdzeniowanym tej części profilu. Można jedynie stwierdzić, że niewątpliwe utwory sheinwoodu występują w odcinku rdzeniowanym 2467,0–2472,0 m i dokumentuje je poziom *Cyrtograptus perneri*, najwyższy poziom graptolitowy sheinwoodu. W odcinku nierdzeniowanym na głębokości 2442,0–2467,0 m wydzielony fragment profilu odpowiada nierozdzielonym piętrom sheinwood–homer (por. rozdz. „Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny" – ten tom). Graptolity wskazujące na górne piętro wenloku – homer – występują na głębokości 2438,0–2442,0 m. Tomczyk (1971) oznaczył w szarych i ciemnoszarych, laminowanych, wapnistych i łupkowatych mułowcach następujące taksony *Pristiograptus* sp., *P. dubius* Suess, *Spinograptus* sp., łodziki i fragment muszli *Cardiola* sp. Graptolity te prawdopodobnie datują skały wyższego homeru powyżej poziomu *Cyrtograptus lundgreni*, który to poziom może obejmować nierdzeniowany fragment profilu.

Ludlow

Utwory ludlowu charakteryzują się dużą miąższością w porównaniu z utworami landoweru i wenloku. Występują one na głębokości 1783,0–1420,0 m i osiągają miąższość 637,0 m (Modliński, Szymański, 2008). Utwory ludlowu są wykształcone jako skały drobnoklastyczne: mułowce i pyłowce, często wapniste, zawierające miejscami materiał tufogeniczny. W obrębie utworów ludlowu Tomczyk (1971) wydzielił:

- w najniższej części profilu – skały, które określił jako „iłowce" szare i ciemnoszare, laminowane i łupkowate, miejscami wapniste, z soczewkami wapieni o grubości do kilku centymetrów (obecnie interpretowane jako formacja z Pelplina);
- w środkowej i wyższej części profilu – naprzemianległe iłowce i mułowce (obecnie interpretowane jako mułowce i pyłowce formacji z Kociewia);
- powtórnie utwory drobnoklastyczne zawierające materiał węglanowy (dolna część formacji z Pucka).

W utworach ludlowu dość liczne są graptolity. Poza tym występują małże i łodziki, a w najwyższej części profilu – szkarłupnie.

W profilu udokumentowano obydwa piętra ludlowu: gorst i ludford, chociaż nie jest możliwe ustalenie dokładnej granicy między nimi ze względu na niewystarczającą dokumentację biostratygraficzną związaną z brakiem rdzenia w odcinku, w którym prawdopodobnie przebiega granica między tymi piętrami. Najniższe udokumentowane paleontologicznie utwory ludlowu występują w odcinku rdzeniowanym na głębokości 2409,0–2413,0 m. Są to iłowce/ mułowce szare i ciemnoszare, laminowane i łupkowate, miejscami wapniste, z soczewkami wapieni o grubości do kilku centymetrów. Występuje tu liczna i zróżnicowana fauna graptolitów oznaczona przez Tomczyka (1971): *Cucullograptus* sp., *Lobograptus scanicus parascanicus* (Eisenack), *Bohemograptus* sp., *Pristiograptus dubius*, *Saetograptus chimaera* (Barrande), *Colonograptus* cf. *colonus* (Barrande), *Plectograptus* sp. oraz małże *Cardiola persignata* Barrande, *C.* cf. *signata* Barrande i muszle łodzików. Skały te można interpretować jako poziomy *Lobograptus scanicus parascanicus – L. scanicus* niższego gorstu. W rdzeniu na głębokości 2380,0–2384,0 m i wyżej, w zespole graptolitów, dominuje rodzaj *Bohemograptus*, szczególnie licznie w profilu ludfordu. Można więc przyjąć, że rdzeń ten reprezentuje ludford. Przedstawiciele rodzaju *Bohemograptus* są wymieniani przez Tomczyka (1971) najwyżej w rdzeniu z głębokości 2258,4–2264,2 m.

Według Tomczyka (1971) pierwsze od dołu profilu pojawienie się graptolitów w tzw. interwale *Formosus* (z graptolitami *Formosograptus* ex. gr. *formosus*, sensu Tomczyk) jest związane z odcinkiem rdzeniowanym z głębokości 1989,0–1992,5 m. Gatunek ten, identyfikowany jako *Formosograptus formosus* Bouček, według tego autora występuje w rdzeniu z głębokości 1871,7–1877,7 m, a najwyżej w profilu – w rdzeniu z głębokości 1823,0–1829,5 m. Utwory z interwału 1989,0–1829,5 m prawdopodobnie reprezentują część standardowego poziomu *F. formosus* (*sensu* Melchin i in., 2012) datującego wyższy ludford. Według zonacji Urbanka i Tellera (1997) odpowiadają mu poziomy od *Pseudomonoclimacis latilobus* do ?*Monograptus spineus*.

Przydol

Przydol według pomiarów geofizycznych występuje na głębokości 1481,8–1783,0 m (miąższość 301,2 m). Na głębokości 1481,8 m zaznacza się wyraźna granica litologiczna między sylurem i karbonem (według rdzenia na głęb. 1487,5 m). Najwyższa część profilu przydolu uległa erozji. Luka erozyjna obejmuje część przydolu, dewon oraz najniższy karbon.

Profil przydolu jest wykształcony jako mułowce i iłowce wapniste, jasnoszare i szare oraz zielonkawe, najczęściej wapniste, formacji z Pucka. Występują tu graptolity, skorupki małży, pancerze łodzików oraz w wyższej części – fragmenty szkarłupni. Tomczyk (1971) w rdzeniowanych odcinkach profilu wymienia kilka gatunków i rodzajów graptolitów, które mogą wskazywać na obecność poziomów (od najniższego): *Neocolonograptus ultimus*, *Istrograptus samsonowiczi* oraz *Monograptus boučeki* przydolu.

W najwyższej części profilu stwierdzono faunę małży z rodzajów *Cardiola* sp., *Lunulicardium* sp., *Modiolopsis* sp. oraz tentakulity i głowonogi. Graptolity są nieliczne. Pojawienie się fauny bentonicznej w przydolu wskazuje na zmianę charakteru sedymentacji i spłycenie zbiornika.

Litostratygrafia

W utworach syluru z otworu Siedliska IG 1 wyróżniono po raz pierwszy jednostki litostratygraficzne opisane na Podlasiu i Lubelszczyźnie (Podhalańska i in., 2010). Podział litostratygraficzny syluru w badanym otworze z niewielkimi zmianami oparto na podziale wprowadzonym przez Modlińskiego i in. (2006) dla zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Przedstawiony podział litostratygraficzny odbiega od nieformalnego podziału Tomczyka (1971) prezentowanego w dokumentacji wynikowej otworu. Zgodnie z podziałem tego autora dla syluru były tu wyróżniane następujące wydzielenia (od najniższych):

- warstwy pasłęckie dolne (głęb. 2532,5–2540,0 m),
- warstwy pasłęckie środkowe (głęb. 2512,5–2532,5 m),
- warstwy pasłęckie górne (głęb. 2445,0–2512,5 m),
- warstwy mielnickie (głęb. 2390,0–2445,0 m),
- warstwy siedleckie dolne (głęb. 2120,0–2390,0 m),
- warstwy siedleckie środkowe (głęb. 2050,0–2120,0 m),
- warstwy siedleckie górne (głęb. 1783,0–2050,0 m),
- warstwy podlaskie dolne (głęb. 1690,0–1783,0 m),
- warstwy podlaskie górne (głęb. 1481,8–1690,0 m).

Formalny podział litostratygraficzny syluru w profilu otworu Siedliska IG 1 zawiera pięć formacji i jedno ogniwo.

Formacja z Pasłęka jest najniższą formacją w sylurze tego profilu. Obserwuje się tu ciągłe przejście do leżących niżej utworów formacji margli Tyśmienicy hirnantu (ordowik). Formacja z Pasłęka występuje na głębokości 2512,5–2532,5,0 m (miąższość 20,0 m). Są to głównie mułowce, szare lub zielonkawe, miejscami wapniste. Wiek formacji określono na landower.

Dolna część profilu może być wydzielona jako **formacja (mułowce) z Jantaru**. Są to iłowce/ mułowce i łupki czarne, bitumiczne z licznymi graptolitami. Utwory te stwierdzono na głębokości 2532,5–2539,6 m (na głęb. 2539,6–2540,0 m występują iłowce szare). Na głębokości rdzeniowej 2533,5 m znajduje się 15-centymetrowa wkładka zwięzłych iłowców szarozielonych z przerostami tufitu. Skały te są datowane graptolitami na rhudan oraz znaczną część aeronu.

Formacja z Pelplina obejmuje ciemnoszare, lekko wapniste utwory mułowcowe z głębokości 2390,0–2512,5 m (miąższość 122,5 m). Na podstawie graptolitów jej wiek określono na wenlok oraz najniższy gorst.

Formacja z Kociewia składa się z szarych i ciemnoszarych mułowców/ iłowców, miejscami wapnistych, gęsto przeławicanych jasnoszarymi lub szarymi pyłowcami, często wapnistymi. Skały te zawierają rozproszony muskowit oraz cienkie wkładki tufitów. W utworach tej formacji stwierdzono liczne struktury sedymentacyjne. Formację z Kociewia można wyróżnić na głębokości 2050,0–2390,0 m

(miąższość 340,0 m). W jej obrębie na krzywej PG na głębokości 2110,0–2130,0 m wyodrębnia się wyraźna zmiana odpowiadająca **ogniwu Redy**. Formację z Kociewia w profilu otworu Siedliska IG 1 wydatowano na gorst (bez niższej części) – wyższy ludford.

Najwyższy ludford (ludlow) od wyższej części poziomu *Formosograptus formosus* (*sensu* Melchin i in., 2012), aż po najwyższą część przydolu jest reprezentowany przez **formację z Pucka.** Są to głównie mułowce i iłowce szarozielone i szare, wapniste, często laminowane, z niezbyt licznymi graptolitami oraz fauną małży i głowonogów, a w górnej części profilu – z fragmentami szkarłupni. Formacja ta występuje na głębokości 1481,8–2050,0 m (miąższość 568,2 m). Obejmuje najwyższą część ludlowu (ludfordu) oraz część przydolu. Górna część formacji, odpowiadająca wyższemu przydolowi, została zerodowana.

Nad utworami syluru występują utworu karbonu – wyższego wizenu. Luka stratygraficzna obejmuje więc wyższy przydol, dewon oraz niższy karbon.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA

Otwór wiertniczy Siedliska IG 1 jest zlokalizowany we wschodniej części basenu lubelskiego, w którego podłożu występuje kraton wschodnioeuropejski (fig. 5), na obszarze wyniesienia łukowsko-wisznickiego (Kubicki, Ryka, 1982). Utwory karbonu obecne w pokrywie kratonu tworzą tu monoklinę Łuków–Włodawa, w której obrębie według Porzyckiego (1988b) występuje najmniejsza w basenie miąższość tych utworów, upady nie przekraczają 2°, a warstwy zazwyczaj leżą poziomo. Utwory karbonu są zaburzone uskokami o przebiegu północny wschód–południowy zachód, pomiędzy którymi występują zręby i zapadliska o niewielkich amplitudach.

Charakteryzowany profil otworu dowiązano do profili oddalonego o ok. 14 km na północny zachód otworu Stanin 1 oraz położonego 32 km na południowy wschód otworu Parczew IG 10. Utwory karbonu w profilu Siedliska IG 1 występują według rdzenia na głębokości wiertniczej 851,8–1487,5 (miąższość 635,7 m), natomiast według pomiarów geofizycznych na głębokości od 851,5 (głębokość wg Feldman-Olszewskiej, 2018 – ten tom) do 1481,8 m (miąższość 630,3 m). W profilach rdzeniowych strop utworów karbonu zlokalizowano na głębokości 851,8 m. W nadkładzie utworów karbonu występują utwory jury (baton), a w podłożu – syluru (przydol).

Litologia

Profil litologiczny karbonu zinterpretowano na podstawie pomiarów geofizycznych oraz archiwalnego opisu rdzeni wiertniczych pochodzącego z dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski, 1971). Profil utworów karbonu przewiercono z zakresem rdzeniowania 28% i uzyskiem rdzenia 19% (tab. 1). Najdłuższe odcinki rdzenia występują przy stropie i spągu profilu, natomiast w pozostałej części odcinki kilkumetrowe są oddzielone kilkudziesięciometrowymi interwałami przewierconymi gryzerem.

W profilu karbonu występują wapienie, margle, iłowce, iłowce i mułowce węgliste, mułowce, mułowce wapniste, piaskowce i węgle. Wapienie, margle i mułowce wapniste stwierdzono tylko w najniższej części profilu w cienkich warstwach o miąższości 0,2–4,5 m. W rdzeniach występują brązowoszare, brązowe lub ciemnoszare wapienie ziarniste, gruzłowe lub margliste, ciemnoszare margle i mułowce wapniste. Widocznymi makroskopowo składnikami tych skał są detrytus muszli brachiopodów, syringopory, korale, okruchy gigantoproduktusów i trochity liliowców. Obecne są również nieregularne impregnacje pirytem, konkrecje syderytowe, żyły wypełnione kalcytem i lustra tektoniczne.

Wśród iłowców, które nie są zbyt często spotykane, scharakteryzowano różne typy. Typ pierwszy to ciemnoszare iłowce o miąższości 0,5–20 m, zawierające faunę, np. małży, oraz konkrecje syderytowe septariowe. Do drugiego typu zaliczono jasnoszare, szare lub ciemnoszare iłowce tworzące warstwy o miąższości 0,3–0,9 m i charakteryzujące się obecnością licznej zwęglonej flory sygilarii, lepidodendronów, kalamitów, pojedynczych apendiksów, a także nieoznaczalnego detrytusu. W ich obrębie są obecne również konkrecje, przerosty i smugi syderytowe oraz zlustrowania. Trzeci typ to czarne iłowce węgliste, tzw. łupki węglowe, o miąższości 0,1–10,0 m, zawierające laminy błyszczącego węgla kamiennego oraz liczną zwęgloną florę. Podobne cechy mają mułowce węgliste.

W profilu miąższościowo dominują mułowce, a piaskowce mają dość duży udział. Wśród mułowców wyróżniono dwa typy. Pierwszy z nich to jasnoszare, szare, ciemnoszare lub brązowo-szare mułowce i mułowce piaszczyste o miąższości warstw od 0,15 do ok. 20 m. W rdzeniach charakteryzują się one obecnością laminacji poziomej, soczewkowej, skośnej i nieregularnej. Czasami laminację podkreślają substancja węglista, detrytus flory oraz jasne łyszczyki. W mułowcach spotyka się także zaburzenia w postaci płatów piaszczystych, fałdków, zlustrowań oraz spękań. Obecna jest flora kalamitów częściowo spirytyzowanych, apendiksy, stigmarie, a także konkrecje, smugi i przerosty syderytowe, sferolity żelaziste oraz konkrecje pirytowe. Mułowce drugiego typu mają barwę pstrą z plamami wiśniowymi i szarymi, wiśniowo-brązowo-szarą, brązową, jasnoszarą, szarą, brązowoszarą i szarozieloną. Charakteryzują się obecnością nieregularnych zlustrowań

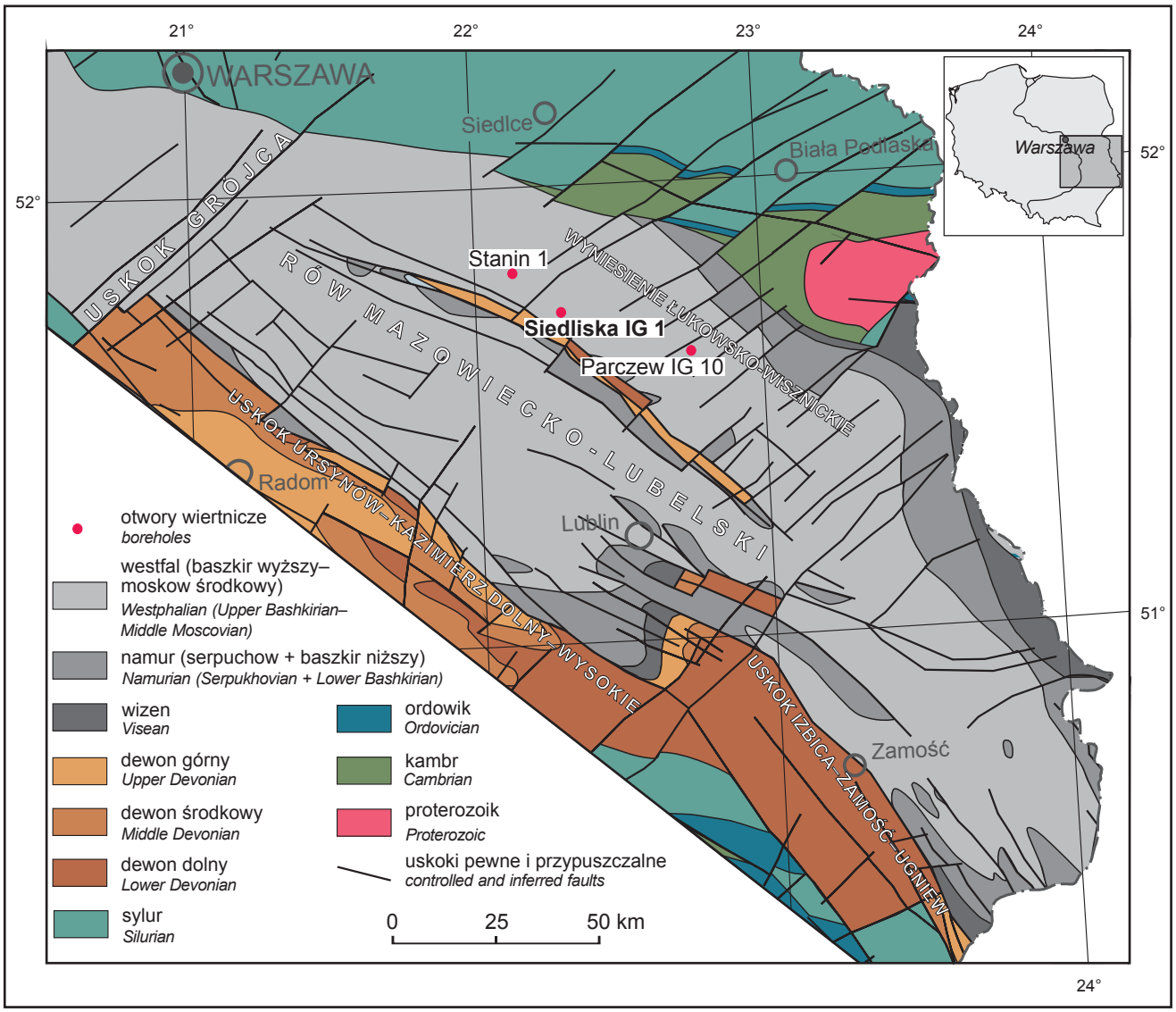
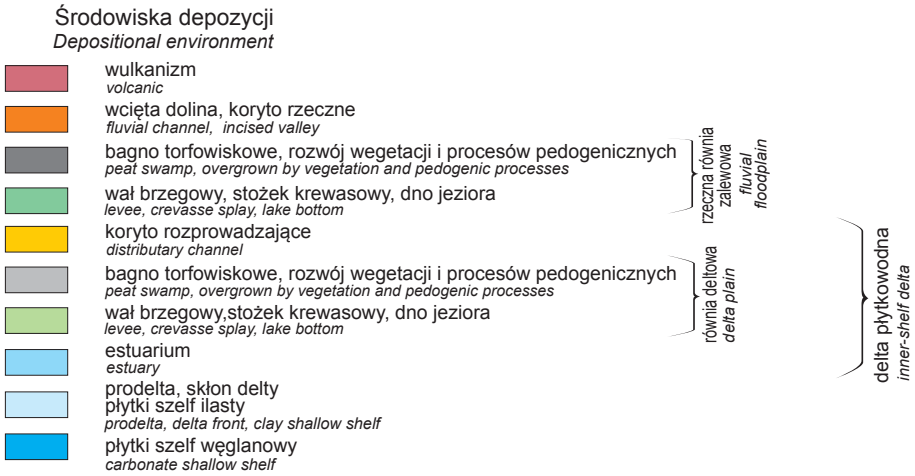


Fig. 5. Mapa geologiczno-strukturalna basenu lubelskiego – fragment mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu, 1:2 500 000 (Waksmundzka, Buła, 2017, zmienione)

Geological-structural map of the Lublin Basin – part of the geological map of Poland without Cenozoic, Mesozoic and Permian strata, 1:2 500 000 (Waksmundzka, Buła, 2017, modified)

OBJAŚNIENIA DO FIGURY 6



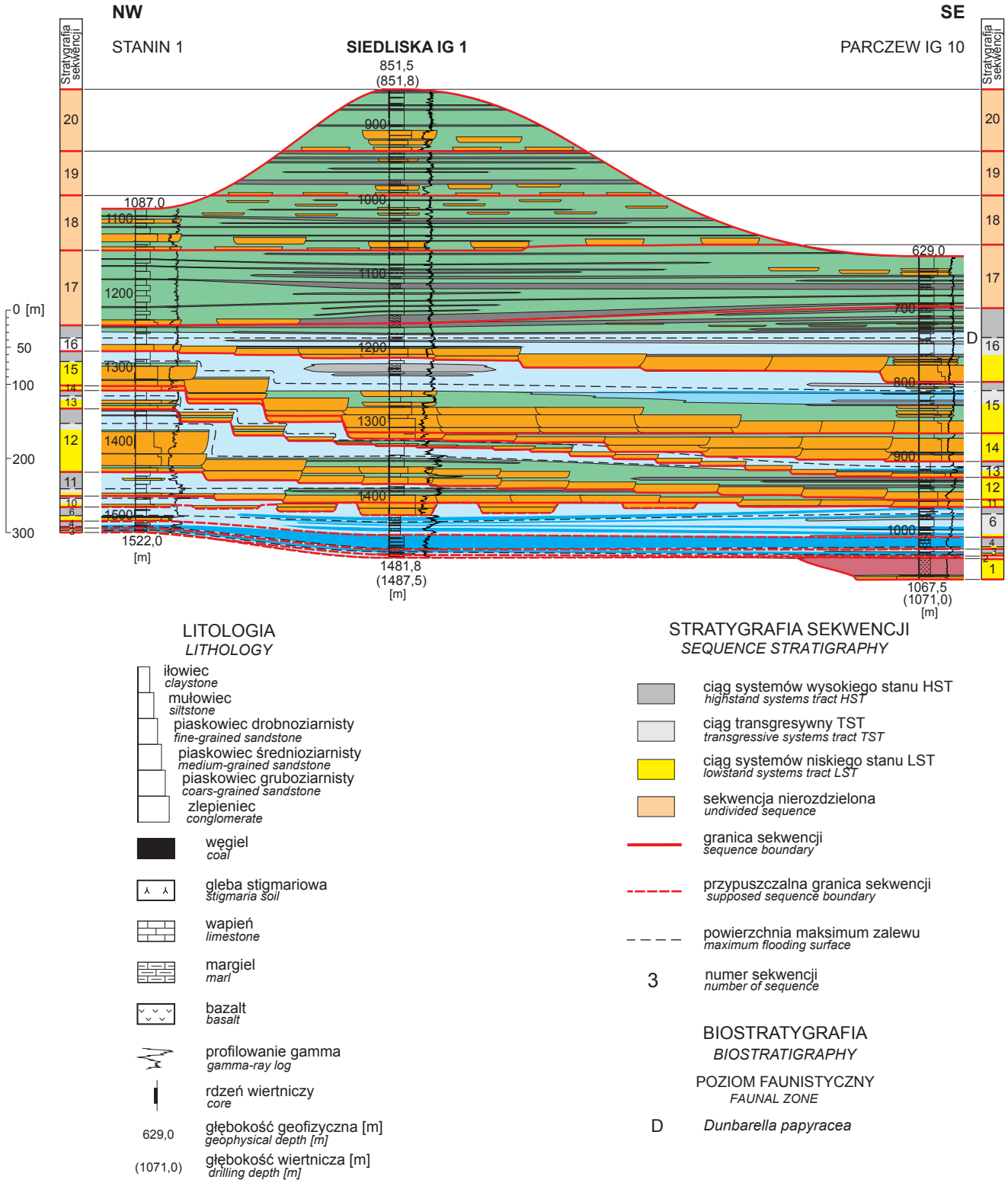


Fig. 6. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu Siedliska IG 1

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession

kompakcyjnych i gruzłowatą strukturą, nadającą im cechy tzw. gleby stigmariowej oraz obecnością zwęglonej flory, stigmarii, apendiksów, konkrecji syderytowych i sferolitów żelazistych.

Ławice piaskowców mają miąższość od 0,1 do ok. 34 m i są dość często spotykane. Są to jasnoszare, szare lub brązowe piaskowce drobno-, średnio- lub gruboziarniste, kwarcowe lub kwarcowo-kaolinowe, masywne, warstwowane skośnie lub nieregularnie. Niektóre są silnie zdiagenezowane, ale część z nich jest krucha i porowata. Na powierzchniach warstw są widoczne substancja węglista, detrytus flory i jasne łyszczyki. W piaskowcach występują klasty węgliste, konkrecji syderytowych, mułowcowe, iłowcowe oraz żwir kwarcowy, czasami ułożone zgodnie z warstwowaniem.

Przy spągu profilu karbonu opisano jasnozielony tufit o miąższości 1 m, złożony z okruchów frakcji aleurytowej, psamitowej i psefitowej.

W wyższej części profilu występują dość liczne warstwy węgli o miąższości 0,5–1,5 m.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Pierwszy, archiwalny podział chronostratygraficzny profilu karbonu został zawarty w dokumentacji wynikowej otworu przez Żelichowskiego (1971). Zaproponował on podane niżej granice, które opierają się na pomiarach geofizycznych:

- silez, na głębokości 851,8–1426,5 m (miąższość 574,7 m);
- westfal, na głębokości 851,8–1214,5 m (miąższość 362,7 m);
- namur, na głębokości 1214,5–1426,5 m (miąższość 212,0 m);
- dinant, na głębokości 1426,5–1481,8 m (miąższość 55,3 m);
- wizen górny, na głębokości 1426,5–1481,8 m (miąższość 55,3 m).

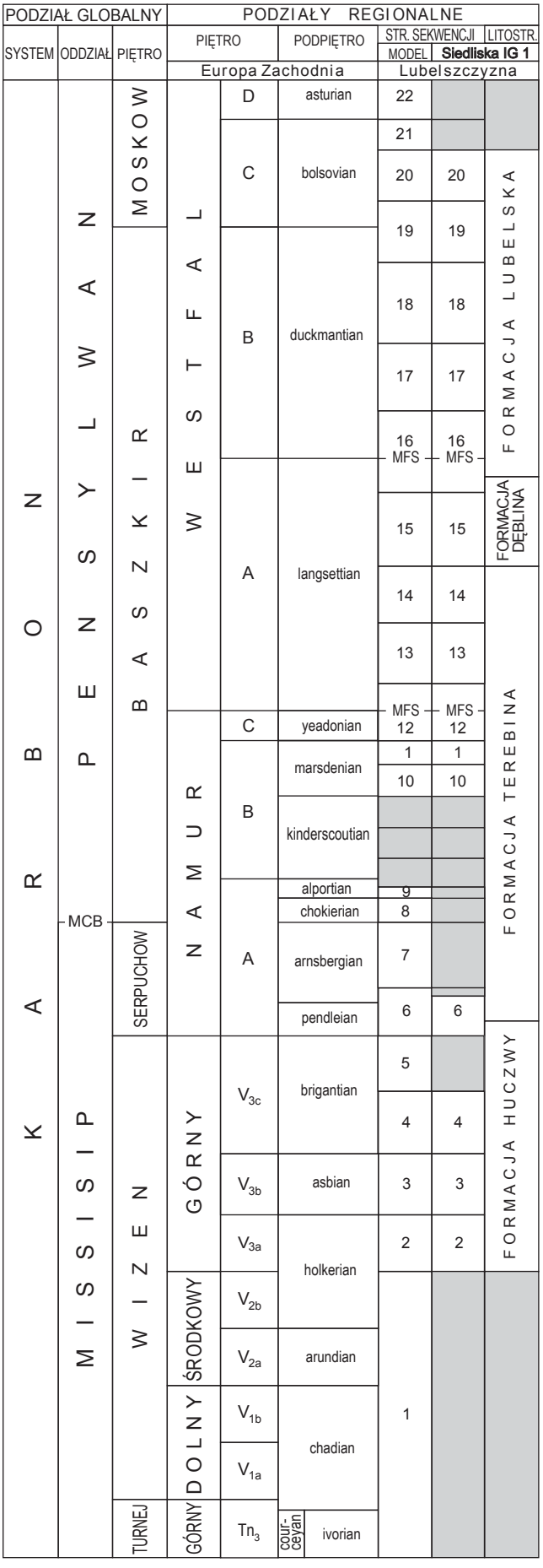
Przyjęty w niniejszym tomie podział chronostratygraficzny utworów karbonu powstał przy zastosowaniu stratygrafii sekwencji (fig. 6, 7). Jej założenia metodologiczne i najważniejsze wyniki znajdują się we wcześniejszych pracach autorki (Waksmundzka, 2006, 2010, 2012a, 2013). Profil karbonu w otworze Siedliska IG 1 opracowano na podstawie analizy pomiarów geofizycznych (Żelichowski, 1971, zmodyfikowane przez Feldman-Olszewską, 2018 – ten tom, w zakresie głębokości geofizycznej granicy jury i karbonu) oraz archiwalnego opisu rdzeni wiertniczych Żelichowskiego (1971), a następnie skorelowano z reperowymi profilami Parczew IG 10 (Waksmundzka, 2011) oraz Stanin 1 (Waksmundzka, 2005). Wykonano korelację litologiczno-facjalną, która była podstawą do wydzielenia granic sekwencji depozycyjnych, powierzchni maksimum zalewu oraz ciągów systemowych (fig. 6). Schemat stratygrafii sekwencji opracowano przy użyciu wcześniej stosowanego modelu opracowanego dla basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008a). Przebieg granic sekwencji jest bardziej hipotetyczny w najniższej części profilu ze względu na nieobecność piaskowców koryt rzecznych i wciętych dolin. Granice sekwencji 3 i 4 postawiono tam w spągach innych utworów lądowych, czyli mułowców powstałych na równiach deltowych, lub jako korelatywne zgodności granic wydzielonych w otworach sąsiednich (sekwencja 6).

Jako poziom odniesienia przyjęto dobrze datowany paleontologicznie izochroniczny horyzont faunistyczny *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988), który zidentyfikowano w profilu karbonu otworu Parczew IG 10 (Musiał, Tabor, 1975) i który jest tożsamy z powierzchnią maksymalnego zalewu sekwencji 16. Obecność tego horyzontu umożliwiła również dowiązanie schematu sekwencji do globalnego i zachodnioeuropejskiego podziału karbonu (fig. 7). Nie było możliwe uwzględnienie innych znanych horyzontów faunistycznych, czyli *Posidonia* I i *Posidonia* II, gdyż nie występują one w korelowanych profilach ze względu na erozyjne usunięcie.

Dowiązanie schematu stratygrafii sekwencji do podziału globalnego jest nowe w stosunku do stosowanego we wcześniejszych pracach. Wynika to z konieczności uwzględnienia najnowszych datowań bazaltów z rejonu Parczewa (wcześniej opisywanych jako diabazy), które wskazują na ich starszy wiek (Depciuch, 1974; Porzycki, 1988a; Grocholski, Ryka, 1995) niż dotychczas sądzono, wynoszący odpowiednio 348,0 ±0,8 mln oraz 338,5 ±0,7 mln lat, co odpowiada górnemu turnejowi, z możliwością trwania do środkowego wizenu (Pańczyk, Nawrocki, 2014). Wyniki te oraz nowe szczegółowe badania stratygrafii sekwencji oraz petrograficzne utworów karbonu wykonane m.in. w profilu otworu Parczew IG 10 (Waksmundzka i in., 2017), pozwoliły na doprecyzowanie wieku utworów sekwencji 1 na turnej górny–wizen środkowy. Wyniki te wskazują, że w basenie lubelskim najstarszymi w profilu karbonu są skały turneju górnego, a nie jak dotychczas sądzono wizenu środkowego (Waksmundzka, 2010). Tak więc w profilu utworów karbonu w otworze Parczew IG 10 w miejscu dotychczasowego wizenu (Waksmundzka, 2011) wydzielono wizen górny na głębokości geofizycznej 1010,0–1038,0 m (według rdzenia 1013,8–1042,7 m), a poniżej nierozdzielony turnej górny–wizen środkowy na głębokości geofizycznej 1038,0–1067,5 m (według rdzenia 1042,7–1071,0 m). Precyzyjne wyznaczenie granicy między turnejem i wizenem wymaga przeprowadzenia dalszych badań zarówno stratygrafii sekwencji, jak i datowań wieku bezwzględnego.

Ze względu na pierwotny, sedymentacyjny brak utworów sekwencji 1 w profilu otworu Siedliska IG 1 nowe oznaczenia wieku nie odnoszą się do niego bezpośrednio, ale dotyczą zastosowanego modelu stratygrafii sekwencji i relacji czasowych w jego najstarszej części.

Ze względów praktycznych profil otworu Siedliska IG 1 dowiązano również do nieformalnego zachodnioeuropejskiego podziału karbonu (fig. 7), co umożliwi jego korelację z innymi profilami w basenie lubelskim, w których jak dotychczas nie wyróżniono pięter globalnych. Granice pięter zachodnioeuropejskich wydzielono w następujących przedziałach głębokościowych (w nawiasach podano głębokości wiertnicze):



– westfal C, na głębokości 851,5 (851,8)–946,0 (946,6) m (miąższość 94,5/94,8 m);
– westfal B, na głębokości 946,0 (946,6)–1188,0 (1184,25) m (miąższość 242,0/237,65 m);
– westfal A, na głębokości 1188,0 (1184,25)–1346,0 (1347,8) m (miąższość 158,0/163,55 m);
– namur C, na głębokości 1346,0 (1347,8)–1384,5 (1385,4) m (miąższość 38,5/37,6 m);
– namur B, na głębokości 1384,5 (1385,4)–1426,5 m (miąższość 42,0 m);
– namur A, na głębokości 1426,5–1452,0 m (miąższość 25,5 m);
– wizen górny, na głębokości 1452,0–1481,8 (1487,5) m (miąższość 29,8 m).

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Wizen. Wizenowi odpowiadają sekwencje 2–4. Jego spąg pokrywa się ze spągiem karbonu, natomiast strop przebiega wzdłuż górnej niezgodności sekwencji 4. Nie występują tu utwory sekwencji 5 w związku z obecnością przypuszczalnej luki stratygraficznej obejmującej najwyższy górny wizen (wyższy brigantian), stwierdzonej również w innych profilach ze wschodniej części basenu lubelskiego, czyli Busówno IG 1, Krowie Bagno IG 1 i Parczew IG 10 (Waksmundzka, 2007a, 2010, 2011). Jedynie w spągach sekwencji 3 i 4 występują w profilu wizenu cienkie warstwy mułowców powstałych na równi deltowej w czasie niskiego stanu względnego poziomu morza (WPM), którym w sekwencji 3 towarzyszą tufity związane z efuzywną działalnością wulkanów. Najczęściej spotykane są mułowce wapniste, wapienie i margle reprezentujące środowisko płytkiego szelfu węglanowego. Utwory te tworzą ciągi transgresywne powstałe w czasie podnoszenia się WPM i ciągi wysokiego stanu.

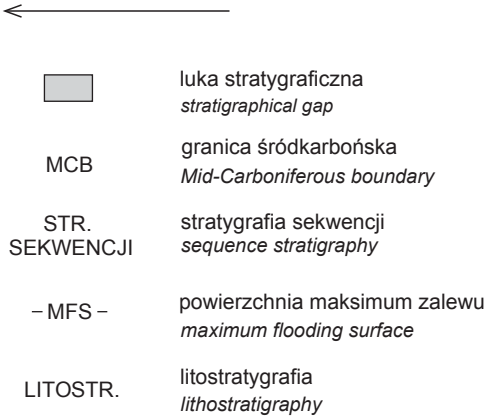


Fig. 7. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession

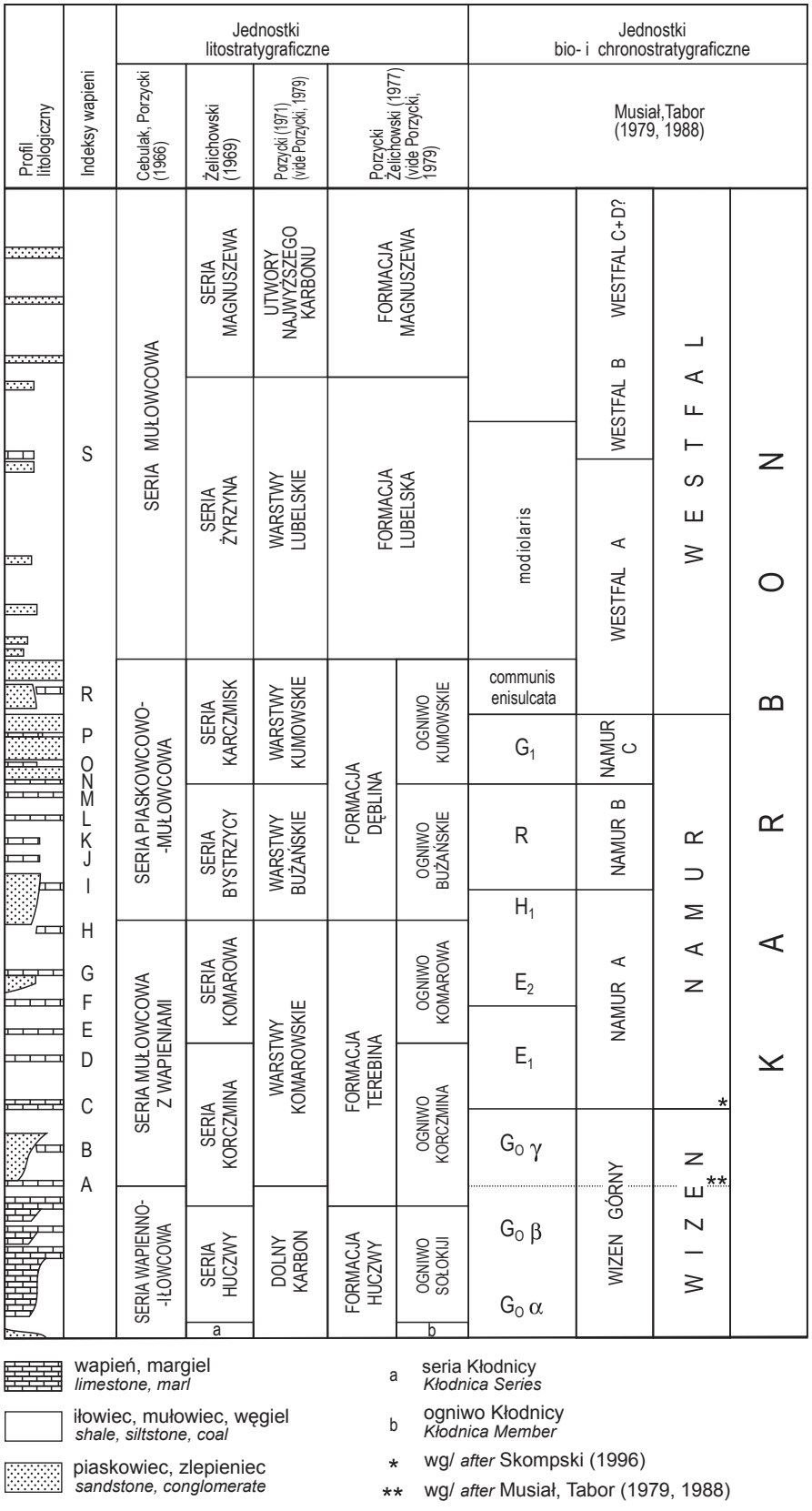


Fig. 8. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu lubelskiego

Litho-, bio- and chronostratigraphic divisions of the Carboniferous succession in the Lublin Basin

Serpuchow. Do piętra serpuchow włączono utwory sekwencji 6, której dolna niezgodność pokrywa się z jego spągiem, a jego strop – z dolną niezgodnością sekwencji 10. W profilu nie stwierdzono obecności najwyższej części sekwencji 6 oraz sekwencji 7–9, które zostały zerodowane. Wskazuje to na przypuszczalne występowanie luki stratygraficznej obejmującej wyższą część serpuchowu i najniższą baszkiru (arnsbergian–kinderscoutian), co stwierdzono również w innych profilach karbonu basenu lubelskiego (Waksmundzka, 1998, 2010, 2011). W profilu sekwencji 6 występują iłowce powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego oraz wapienie płytkiego szelfu węglanowego. Utwory te tworzą ciąg transgresywny związany z podnoszeniem się WPM i ciąg wysokiego stanu.

Baszkir. Utwory sekwencji 10–18 oraz niższa część sekwencji 19 odpowiadają baszkirowi. Spąg baszkiru jest tożsamy ze stropem serpuchowu, natomiast górną granicę wyznaczono arbitralnie w stropie najwyższej ławicy piaskowców korytowych sekwencji 19 (Waksmundzka, 2008a). W niższej części profilu, obejmującej sekwencje 10–15 i niższą część sekwencji 16, licznie występują piaskowce koryt rzecznych powstałe w czasie wypełniania wciętych dolin u schyłku niskiego stanu WPM. Mniejszy udział mają zarówno mułowce i gleby stigmariowe rzecznych równi zalewowych, iłowce i mułowce delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, jak i iłowce węgliste i węgle równi deltowych tworzące ciągi transgresywne oraz ciągi wysokiego stanu WPM. W wyższej części profilu baszkiru, aż do jego stropu, są spotykane wyłącznie utwory rzeczne – piaskowce koryt rzecznych i wciętych dolin, a także mułowce, iłowce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle powstałe w różnych strefach rzecznych równi zalewowych.

Moskow. Wyższa część sekwencji 19 i sekwencja 20 odpowiadają moskowowi. Podobnie jak w wyższej części baszkiru występują tu utwory rzeczne, reprezentowane głównie przez mułowce, podrzędnie iłowce.

Litostratygrafia

Pierwszy nieformalny podział litostratygraficzny karbonu w otworze wiertniczym Siedliska IG 1 został wprowadzony przez Żelichowskiego (1971) na etapie opracowywania dokumentacji wynikowej. Wydzielił on następujące jednostki nawiązujące do swojego wcześniejszego podziału (Żelichowski, 1969; fig. 8):

- seria Żyrzyna, na głębokości 851,8–1202,0 m (miąższość 350,2 m);
- seria Karczmisk i Bystrzycy, na głębokości 1202,0–1315,0 m (miąższość 113,0 m);
- seria Komarowa i Korczmina, na głębokości 1315,0–1443,5 m (miąższość 128,5 m);
- seria Huczwy, na głębokości 1443,5–1481,8 m (miąższość 38,3 m).

W niniejszym rozdziale autorka zaproponowała nowszy podział litostratygraficzny wykreowany przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979), powszechnie stosowany w większości profili karbonu basenu lubelskiego (fig. 8). Praktycznie zmiany sprowadziły się do nadania nowych nazw odpowiadającym sobie jednostkom. W profilu wyróżniono następujące jednostki według pomiarów geofizycznych (w nawiasach podano głębokości wiertnicze):

- formację lubelską, na głębokości 851,5 (głębokość wg Feldman-Olszewskiej, 2018 – ten tom) (851,8)–1202,0 m (miąższość 350,5 m);
- formację Dęblina, na głębokości 1202,0–1315,0 m (miąższość 113,0 m);
- formację Terebina, na głębokości 1315,0–1443,5 m (miąższość 128,5 m);
- formację Huczwy, na głębokości 1443,5–1481,8 (1487,5) m (miąższość 38,3 m).

Granice wymienionych jednostek porównano z granicami i wiekiem sekwencji depozycyjnych, co pozwoliło na oszacowanie ich rozpiętości czasowej (fig. 7, 8). Wiek formacji Huczwy obejmuje wizen–niższy serpuchow (wizen górny–niższy namur A), a formacji Terebina – wyższy serpuchow–niższy baszkir (wyższy namur A–niższy westfal A). Formacja Dęblina odpowiada środkowemu baszkirowi (wyższemu westfalowi A), natomiast najmłodsza formacja lubelska – wyższemu baszkirowi–niższemu moskowowi (najwyższemu westfalowi A–niższemu westfalowi C).

Rozpiętość czasowa utworów wymienionych jednostek litostratygraficznych w dość dużym stopniu odbiega od ich zasięgów przyjmowanych w literaturze (fig. 8). Różnice występują również w innych profilach utworów karbonu basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2007a, b, 2008a, b, 2011, 2012b, 2014), co wskazuje na diachronizm granic jednostek litostratygraficznych uznawanych w literaturze za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 *vide* Porzycki, 1979) i znacznie obniża ich przydatność korelacyjną.

Krystian WÓJCIK

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KARBONU NA PODSTAWIE OTWORNIC

Podstawą biostratygrafii karbonu w profilu otworu Siedliska IG 1 jest opracowanie mikropaleontologiczne Woszczyńskiej (1971) dołączone do dokumentacji wynikowej otworu. Autorka przeanalizowała zespół otwornic, małżoraczków i glonów w 16 płytkach cienkich z głębokości 1348,5–1487,0 m. Wśród otwornic najliczniej były reprezentowane rodzaje *Loeblichia* (146 okazów), *Archaediscus* (41 okazów), *Tetrataxis* (24 okazy), *Parastaffella* (19 okazów), *Plectogyra* (15 okazów), *Ozawainella* (10 okazów), *Valvulinella* (6 okazów) i *Pseudostaffella* (6 okazów).

Oprócz otwornic Woszczyńska (*op. cit.*) rozpoznała glony *Orthovortella issatchkensis* oraz małżoraczki *Healdia boggyensis*, *H. gloriosa*, *Bairdia distracta*, *Amphissites* sp., *A. mosquensis* i *Bythocyproidea ukrainica*.

Mikroskamieniałości z głębokości 1455,0–1487,0 m, a szczególnie otwornice *Parastaffella struvei*, *Archaediscus krestovnikovi* i *A. karreli*, są według Woszczyńskiej (*op. cit.*) charakterystyczne dla wizenu górnego. Próbka pobrana z głębokości 1348,5 m, w której autorka oznaczyła *Ozawainella disconensis* i *Pseudostaffella needhami*, miała reprezentować westfal A lub wyższy namur.

W niniejszej pracy powtórnie oznaczono mikroskamieniałości karbonu (otwornice i glony) z profilu otworu Siedliska IG 1. Podstawą analiz były 24 płytki cienkie dla interwału 1348,2–1485,0 m. Do rewizji paleontologicznej wykorzystano prace Conila i Lysa (1964, 1977), Pirleta i Conila (1974), Vacharda (1977), Paproth i in. (1983), Levena i in. (2006), Devuysta i Kalvodyego (2007), Cozara i in. (2011, 2016), Grovesa i in. (2012), Levena i Gorgija (2011) oraz Zandkarimiego i in. (2016). Analizę stratygraficzną przeprowadzono na podstawie prac Conila i in. (1976), Skompskiego (1998), Kalvody (2002) oraz Potyego i in. (2006). W świetle wcześniejszych badań autora (Wójcik, 2012) wydaje się, że dla obszaru Lubelszczyzny najbardziej uzasadnione będzie zastosowanie morawskiej zonacji otwornicowej (Kalvoda, 2002), co też przyjęto w tym artykule. Wyniki oznaczeń paleontologicznych wraz z ich diagnozą stratygraficzną podsumowano w tabeli 3, a otwornice, które były podstawą diagnozy stratygraficznej, zilustrowano na fig. 9–11.

Zespół otwornic z interwału 1485,0–1461,7 m reprezentuje najwyższy wizen w przedziale od poziomu Cf6β/V3bβ do poziomu Cf6δ/V3c (Conil i in., 1976), która odpowiada na Morawach poziomom *Neoarchaediscus* i *Asteroarchaediscus-Loeblichia paraammonoides*. Taką diagnozę stratygraficzną można postawić dzięki obecności *Endothyranopsis* cf. *crassa*, a także *Archaediscus mölleri A. gigas*, *Howchinia gibba* i *Tetrataxis* cf. *pallae* (Conil, Lys, 1964; Vachard, 1977). Pierwsze pojawienie się *Archaediscus complanatus* w obecności wyżej wymienionych otwornic pozwala zawęzić interwał od 1459,2–1455,3 m do zony *Cf6* δ/V3c (Conil i in., 1976) – ostatniego poziomu wizeńskiego, tuż poniżej granicy z serpuchowem (Kalvoda, 2002). Oprócz wymienionych otwornic, charakterystycznych dla najwyższego wizenu, w płytkach cienkich występują również przedstawiciele loeblichiidów i ozawainellidów. Spośród glonów w całym interwale pojawiają się szczątki *Calcifolium okense* i nanopor (Skompski, 1998).

Otwornice z interwału 1355,0–1348,2 m reprezentują baszkir dolny, co można potwierdzić na podstawie współwystępowania *Plectostaffella* cf. *ziganica*, formy charakterystycznej dla baszkiru, z *Eostaffella* cf. *pinguis*, notowanej z pogranicza serpuchowu i baszkiru dolnego (Leven, Gorgij, 2011). Taką diagnozę uwiarygodnia również obecność rodzaju *Ozawainella* oraz późnych form millerelli.

Tabela 3

Otwornice karbonu w profilu otworu Siedliska IG 1

Carboniferous foraminifers from the Siedliska IG 1 borehole

Płytki cienkie (głębokość w m) Thin sections (depth in m)	1485,0	1484,6	1479,6	1479,2	1478,0	1477,5	1476,8a	1476,8b	1476,5	1474,0 a	1474,0b	1470,0	1467,5	1463,5	1461,8	1461,7	1459,2	1457,6	1457,3	1456,8	1456,0	1455,3	1355,0	1348,2
Piętra stratygraficzne/ stage	WIZEN																						B	
Poziomy otwornicowe/ Foraminiferal zones (Kalvoda, 2002)	Neoarchaediscus – Asteroarchaediscus–Loeblichia paraammonoides																Asteroarchaediscus–Loeblichia paraammonoides						–	
Poziomy otwornicowe/ Foraminiferal zones (Conil i in., 1976)	Cf6β–Cf6δ (V3bβ–V3c)																Cf6δ (V3c)						–	
Archaediscus sp.	+	+			+	+	+				+	+					+	+			+	+		
Archaediscus complanatus Conil et Lys																	+							
Archaediscus gigas Rauser-Chernousova					+		+																	
Archaediscus krestovnikovi Rauser-Chernousova		+															+				+	+		
Archaediscus mölleri Rauser-Chernousova		+				+	+																	
Endothyra sp.	+						+																	
Pseudoendothyra sp.							+																	

Tabela 3 cd.

Płytki cienkie (głębokość w m) Thin sections (depth in m)	1485,0	1484,6	1479,6	1479,2	1478,0	1477,5	1476,8a	1476,8b	1476,5	1474,0 a	1474,0b	1470,0	1467,5	1463,5	1461,8	1461,7	1459,2	1457,6	1457,3	1456,8	1456,0	1455,3	1355,0	1348,2
Endothyranopsis sp.		+	+		+						+													
Endothyranopsis cf. *crassa* Brady	+				+																			
Endothyranopsis cf. *compressa* Rauser-Chernousova et Reitlinger		+									+													
Plectogyranopsis cf. *regularis* Rauser-Chernousova										+														
Loeblichiidae	+	+					+		+	+	+				+	+	+	+			+			
Loeblichia sp.										+					+									
? *Lysella* sp.											+													
Pojarkovella sp.	+	+							+							+	+				+			
Euxinita sp./ *Pojarkovella* sp.							+																	
Ozawainellidae	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+				+	+						+	+
Eoparastaffella sp.																+	+							
Endostaffella sp.					+			+				+												
Eostaffella sp.	+	+	+	+	+	+	+		+					+	+	+								
Eostaffella cf. *parastruvei* (Rauser-Chernousova)						+					+					+								
Eostaffella cf. *pinguis* Thompson																								+
Plectostaffella sp.							+																+	
Plectostaffella cf. *ziganica* Sinitsyna																							+	
Millerella sp.			+																				+	
Millerella sp./ *Eostaffella* sp.						+																		
Pseudonovella sp. → *Millerella* sp.																								+
Ozawainella sp.																							+	+
Howchinia gibba		+								+	+									+	+			
cf. *Tournayellina* sp.					+																			
cf. *Spireitina* sp.																+								
Tetrataxis sp.	+				+				+			+												
Tetrataxis medius Vissarinova	+																							
Tetrataxis cf. *pallae* Conil et Lys					+																			
Tetrataxis cf. *pussillus* Conil et Lys									+															

B – baszkir/ B – Bashkirian

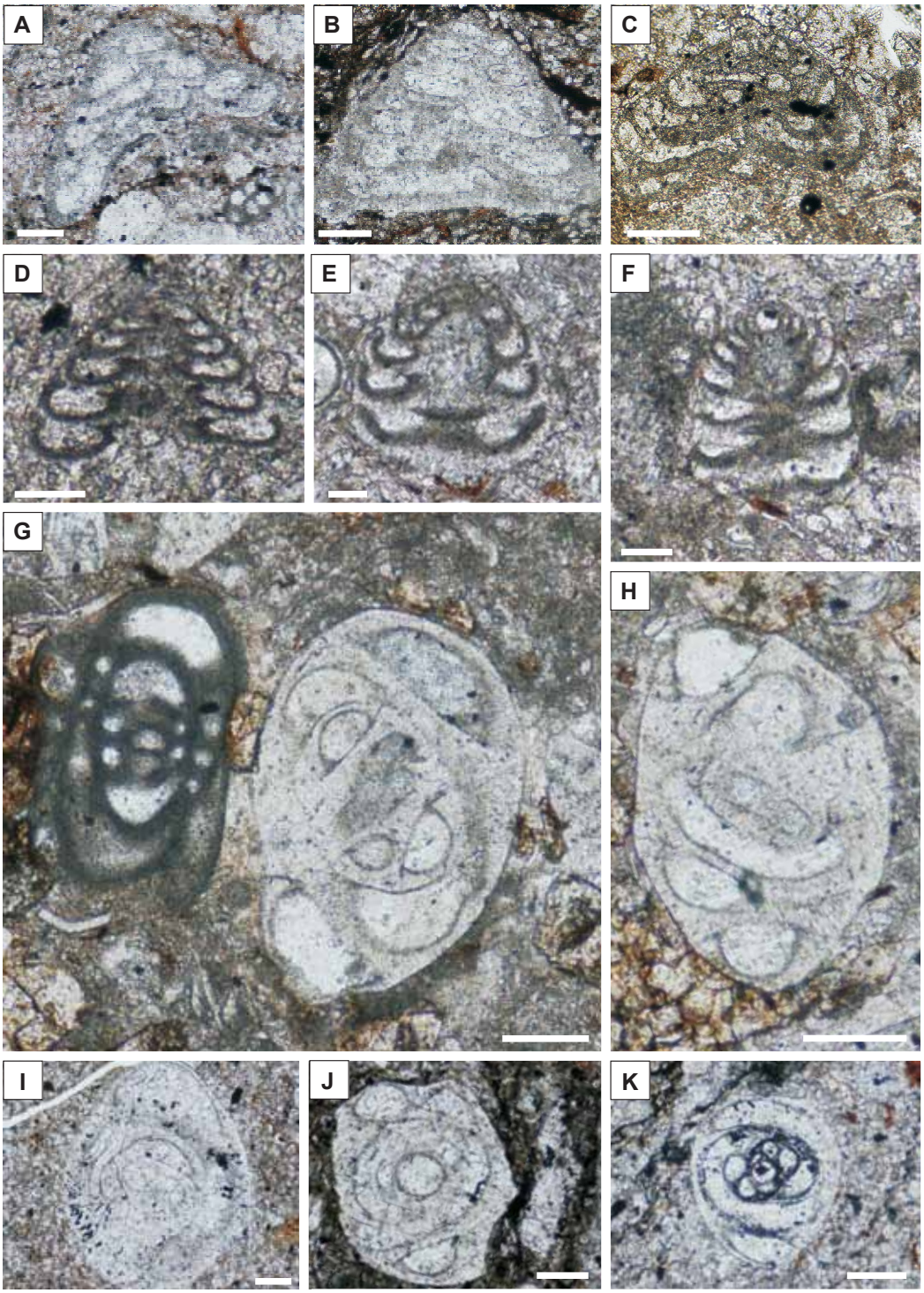


Fig. 9. Otwornice wizenu górnego

Skala – 0,1 mm. **A** – *Tetrataxis* cf. *pallae* (głęb. 1478,0 m). **B** – *Tetrataxis medius* (głęb. 1485,0 m). **C** – *Tetrataxis* sp. (głęb. 1470,0 m). **D** – *Howchinia* cf. *gibba* (głęb. 1474,0 m). **E** – *Howchinia* cf. *gibba* (głęb. 1456,8 m). **F** – *Howchinia gibba* (głęb. 1456,8 m). **G** – cf. *Plectostaffella* sp. i *Archaediscus* cf. *gigas* (głęb. 1476,8 m). **H** – *Archaediscus mölleri* (głęb. 1476,8 m). **I** – *Archaediscus gigas* (głęb. 1478,0 m). **J** – *Archaediscus mölleri* (głęb. 1484,6 m). **K** – *Archaediscus mölleri* (głęb. 1477,5 m)

Upper Visean foraminifers

Scale bar – 0.1 mm. **A** – *Tetrataxis* cf. *pallae* (depth 1478.0 m). **B** – *Tetrataxis medius* (depth 1485.0 m). **C** – *Tetrataxis* sp. (depth 1470.0 m). **D** – *Howchinia* cf. *gibba* (depth 1474.0 m). **E** – *Howchinia* cf. *gibba* (depth 1456.8 m). **F** – *Howchinia gibba* (depth 1456.8 m). **G** – cf. *Plectostaffella* sp. i *Archaediscus* cf. *gigas* (depth 1476.8 m). **H** – *Archaediscus mölleri* (depth 1476.8 m). **I** – *Archaediscus gigas* (depth 1478.0 m). **J** – *Archaediscus mölleri* (depth 1484.6 m). **K** – *Archaediscus mölleri* (depth 1477.5 m)

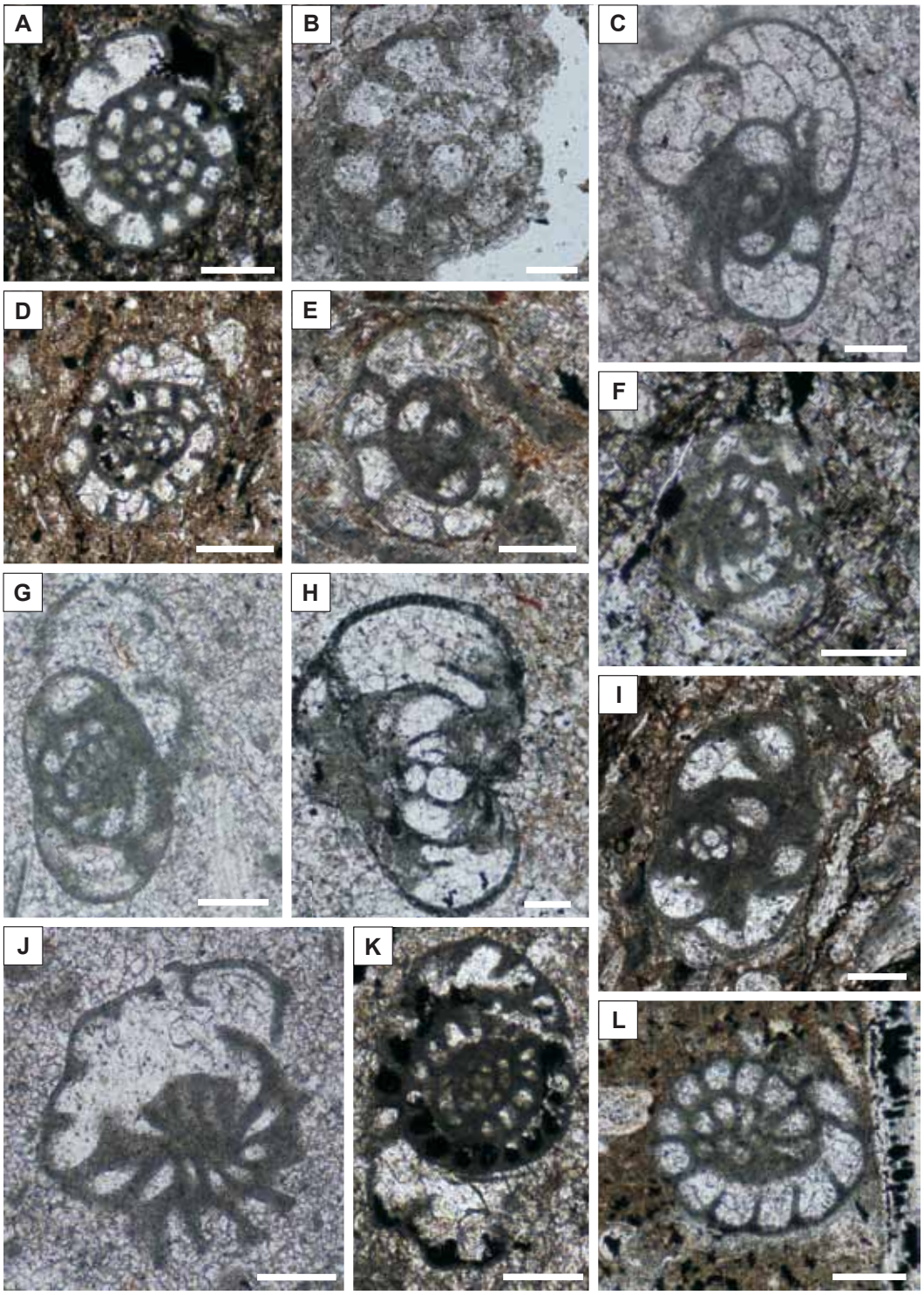


Fig. 10. Otwornice wizenu górnego

Skala – 0,1 mm. **A** – *Endothyranopsis* sp. (głęb. 1484,6 m). **B** – *Endothyranopsis* cf. *compressa* (głęb. 1474,0 m). **C** – *Plectogyranopsis* cf. *regularis* (głęb. 1474,0 m). **D** – *Pojarkovella* sp. (głęb. 1459,2 m). **E** – *Pojarkovella* sp. (głęb. 1456,0 m). **F** – *Pojarkovella* sp. (głęb. 1484,6 m). **G** – *Pojarkovella* sp./ *Euxinita* sp. (głęb. 1476,8 m). **H** – Ozawainellidae (głęb. 1478,0 m). **I** – Loeblichiidae (?*Lysella* sp.) (głęb. 1474,0 m). **J** – Ozawainellidae (głęb. 1476,5 m). **K** – Ozawainellidae (głęb. 1461,8 m). **L** – Ozawainellidae (głęb. 1479,6 m)

Upper Visean foraminifers

Scale bar – 0.1 mm. **A** – *Endothyranopsis* sp. (depth 1484.6 m). **B** – *Endothyranopsis* cf. *compressa* (depth 1474.0 m). **C** – *Plectogyranopsis* cf. *regularis* (depth 1474.0 m). **D** – *Pojarkovella* sp. (depth 1459.2 m). **E** – *Pojarkovella* sp. (depth 1456.0 m). **F** – *Pojarkovella* sp. (depth 1484.6 m). **G** – *Pojarkovella* sp./ *Euxinita* sp. (depth 1476.8 m). **H** – Ozawainellidae (depth 1478.0 m). **I** – Loeblichiidae (?*Lysella* sp.) (depth 1474.0 m). **J** – Ozawainellidae (depth 1476.5 m). **K** – Ozawainellidae (depth 1461.8 m). **L** – Ozawainellidae (depth 1479.6 m)

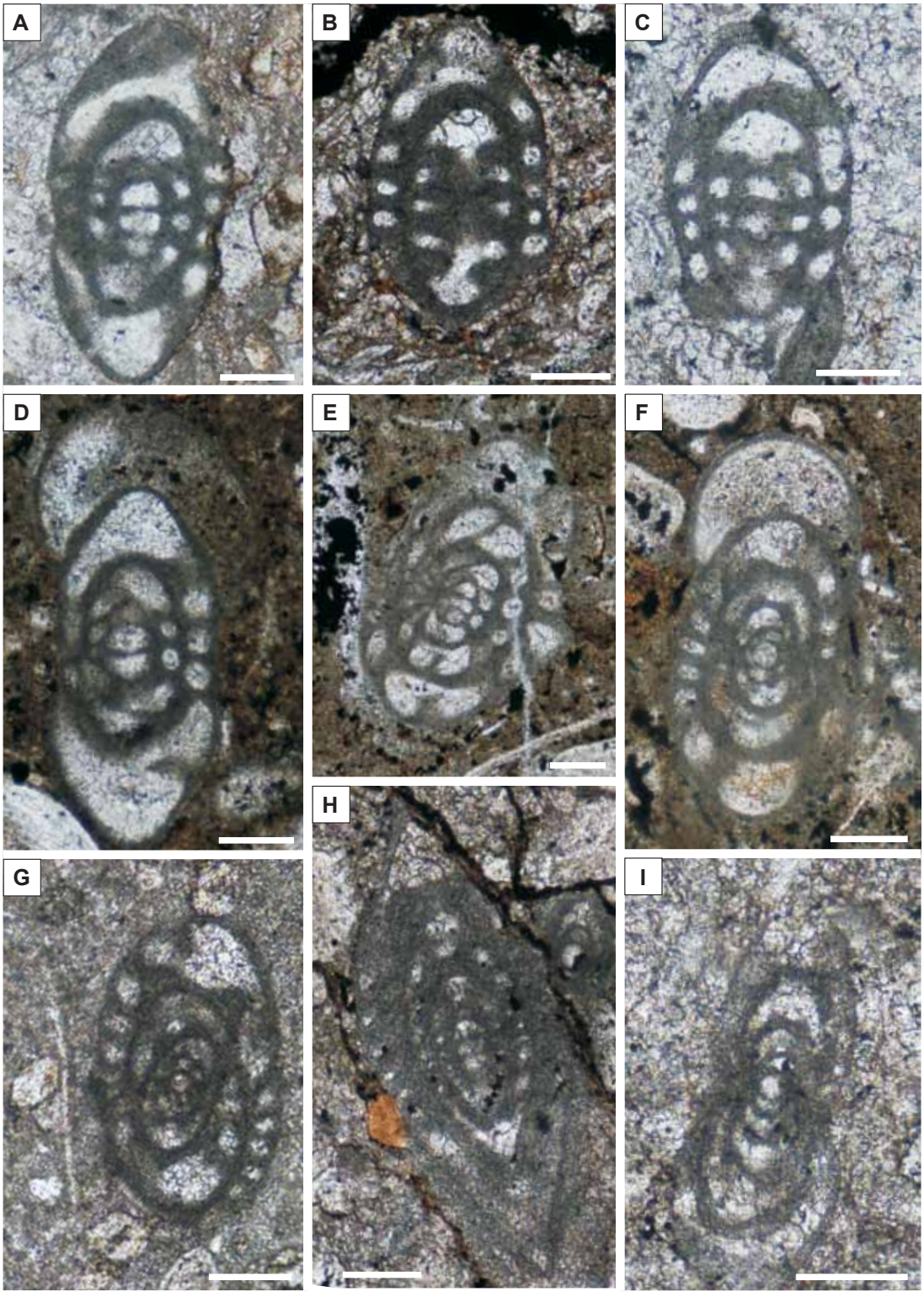


Fig. 11. Otwornice wizenu górnego (A–F) i baszkiru (G–L)

Skala – 0,1 mm. **A** – *Eostaffella* sp. (głęb. 1476,8 m). **B** – *Eostaffella* cf. *parastruvei* (głęb. 1474,0 m). **C** – *Eostaffella* cf. *parastruvei* (głęb. 1477,5 m). **D–F** – *Millerella* sp. (głęb. 1479,6 m). **G** – *Plectostaffella* sp. (głęb. 1355,0 m). **H** – *Ozawainella* sp. (głęb. 1348,2 m). **I** – *Pseudonovella* sp. → *Millerella* sp. (głęb. 1348,2 m)

Upper Visean (A–F) and Bashkirian (G–L) foraminifers

Scale bar – 0.1 mm. **A** – *Eostaffella* sp. (depth 1476.8 m). **B** – *Eostaffella* cf. *parastruvei* (depth 1474.0 m). **C** – *Eostaffella* cf. *parastruvei* (depth 1477.5 m). **D–F** – *Millerella* sp. (depth 1479.6 m). **G** – *Plectostaffella* sp. (depth 1355.0 m). **H** – *Ozawainella* sp. (depth 1348.2 m). **I** – *Pseudonovella* sp. → *Millerella* sp. (depth 1348.2 m)

Aleksandra KOZŁOWSKA, Teresa POPEK

PETROLOGIA UTWORÓW KARBONU

Wstęp

Charakterystykę petrologiczną skał karbonu oparto na analizie 151 płytek cienkich, z których 54 obejmują utwory wizenu, 2 serpuchowu, 71 baszkiru i 24 moskowu. Zastosowano podział stratygraficzny globalnych pięter karbonu przyjęty przez Waksmundzką (2018 – ten tom). Badane utwory są reprezentowane przez skały klastyczne (zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce), węglanowe i wulkanoklastyczne. W pracy przyjęto klasyfikację piaskowców według Pettijohna i in. (1972, zmieniona). Nazwy zlepieńców oparto na ich więźbie (*sensu* Ryka, Maliszewska, 1991), składzie i uziarnieniu (Jaworowski, 1987). Nazewnictwo utworów wulkanoklastycznych (utwory piroklastyczne i piroklastyczno-epiklastyczne) odpowiada klasyfikacji podanej przez Schmida (1981) i Le Maitre'a i in. (1989), zgodnie z którą nazwa 'tuf' określa skałę zawierającą >75% piroklastów, a 'tufit' dotyczy skały, która obok materiału piroklastycznego zawiera >25% epiklastów. Określenie 'skała wulkanoklastyczna' oznacza skałę klastyczną zawierającą materiał piroklastyczny bez bliżej określonego udziału objętościowego (Ryka, Maliszewska, 1991). Dla wapieni stosowano klasyfikację Dunhama z uzupełnieniem Embryego i Klovana (1972). Wszystkie próbki poddano badaniom w mikroskopie polaryzacyjnym, które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich. Osiem próbek piaskowców poddano analizie planimetrycznej metodą punktową, licząc do 300 punktów, przy użyciu stolika integracyjnego angielskiej firmy Prior zamontowanego na mikroskopie polaryzacyjnym typu Optiphot 2 firmy Nikon (tab. 4).

Charakterystyka petrologiczna

Wizen

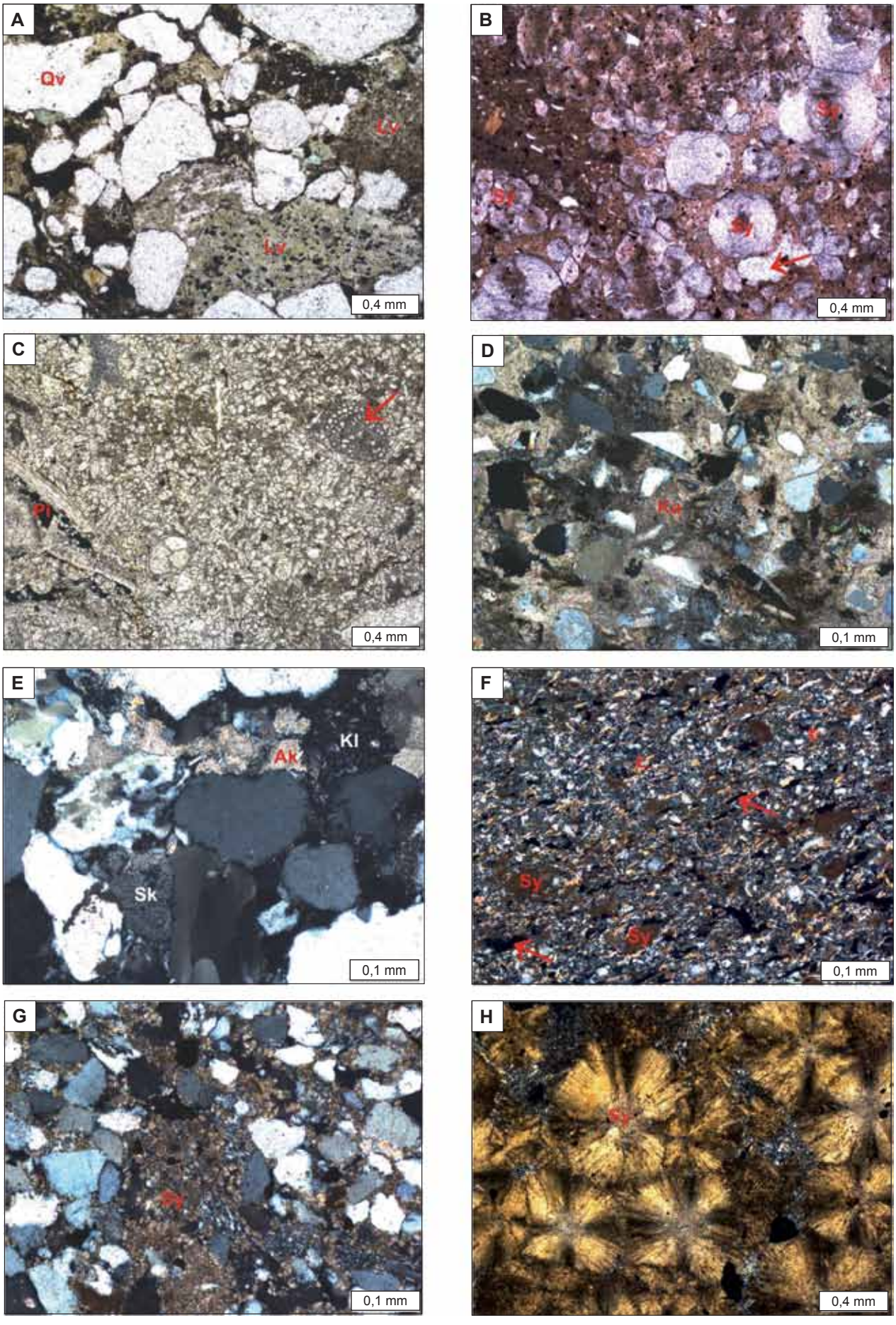
Utwory wizenu są reprezentowane od spągu profilu przez skały wulkanoklastyczne i węglanowe z wkładkami iłowców oraz w części stropowej przez piaskowce.

Skały wulkanoklastyczne występują w najniższej części profilu wizenu, gdzie stanowią warstwę o grubości 3,3 m. Wyróżniono dwa rodzaje tych skał – skały wulkanoklastyczne o strukturze psamitowo-aleurytowej oraz skały wulkanoklastyczne o strukturze pelitowej.

Skały wulkanoklastyczne o strukturze psamitowo-aleurytowej, litowitrokrystaloklastyczne zostały nazwane przez Popek (1984, 1986) tufitami (fig. 12A). Skały te charakteryzują się teksturą najczęściej bezładną, rzadziej nieznacznie kierunkową, podkreśloną ułożeniem wodorotlenków żelaza, minerałów ilastych czy fragmentów bioklastów. W obrębie materiału detrytycznego występują okruchy skał, głównie wulkanicznych (fig. 12A) typu ryolitu i bazaltu oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego, skał krzemionkowych oraz pojedyncze piaskowców i wapieni. Okruchy są słabo obtoczone, a ich przeciętna wielkości zawiera się w przedziale 0,6–1,5 mm. W większości litoklastów obserwuje się efekty procesów karbonatyzacji, kaolinityzacji i chlorytyzacji. Powszechny jest kwarc zarówno pochodzenia wulkanicznego, ostrokrawędzisty oraz z zatokami korozyjnymi, jak i terygenicznego. Przeciętna wielkość ziaren kwarcu waha się od 0,05 do 0,2 mm. Ponadto w materiale detrytycznym w niewielkich ilościach występują ziarna skaleni, częściowo skarbonatyzowane lub przeobrażone w minerały ilaste (kaolinit, chloryty), blaszki łyszczyków (biotyt, muskowit) oraz minerały ciężkie (cyrkon, rutyl). Miejscami, w próbkach z głębokości 1486,6 i 1483,7 m, stwierdzono fragmenty bioklastów (brachiopody, otwornice) oraz pojedyncze ziarna glaukonitu. Spoiwo skały jest niejednorodne i nierównomiernie rozmieszczone. Tworzy go masa ilasta zbudowana z chlorytów i kaolinitu, cementy węglanowe (syderyt, kalcyt) oraz minerały nieprzezroczyste (tlenki i wodorotlenki żelaza oraz siarczki).

Skały wulkanoklastyczne o strukturze pelitowej, witroklastyczne zostały nazwane przez Popek (1984, 1986) tufami (fig. 12B). Charakteryzują się teksturą bezładną, miejscami kierunkową (płynięcia), podkreśloną ułożeniem minerałów ilastych. Skała jest zbudowana z masy szklisto-popiołowej schlorytyzowanej, skaolinityzowanej i skrzemionkowanej, w której występują nieliczne, przeobrażone krystaloklasty skaleni oraz liczne pseudomorfozy po minerałach maficznych. Powszechnie występują węglany, głównie syderyt, często wykształcony w formie sferolitów o budowie koncentrycznej (fig. 12B) oraz kalcyt. Ponadto w skale stwierdzono leukoksen i goethyt.

Skały węglanowe są reprezentowane przez wapienie organodetrytyczne, spojone mikrytem, mikrosparytem i sparytem kalcytowym. Należą one do wakstonów, pakstonów (fig. 12C) i greinstonów małżoraczkowych, otwornicowych, liliowcowych oraz brachiopodowych i mszywiołowych. Materiał organodetrytyczny stanowi przeciętnie 40% obj. skały, miejscami dochodzi do 60% obj. skały (próbki z głęb. 1474,0 i 1457,3 m). Przeważnie jest on słabo wyselekcjonowany, słabo obtoczony i charakteryzuje się różnym stopniem rozdrobnienia i upakowania. Wśród bioklastów dominują: małże, małżoraczki, otwornice, szkarłupnie (liliowce, jeżowce) oraz brachiopody. Lokalnie, na głębokości 1456,2 m, obserwowano duże nagromadzenie mszywiołów. Rzadziej obserwowano: ślimaki, glony i korale. Zawartość materiału detrytycznego jest niewielka. Reprezentują go minerały ilaste występujące w formie rozproszonej w skale lub w postaci laminek czy przemazów oraz kwarc frakcji aleurytowej (w górnej części warstwy wapieni). W wapieniach obserwowano minerały diagenetyczne: dolomit lub ?syderyt wykształcony w formie romboedrów (miejscami główny składnik spoiwa, głęb. 1476,8 m), piryt w formie nieregularnych skupień lub minerał impregnujący faunę oraz kaolinit i minerały fosforanowe w obrębie bioklastów.


A
Qv
Lv
Lv
0,4 mm
B
Sy
Sy
Sy
0,4 mm
C
Pl
0,4 mm
D
Ku
0,1 mm
E
Ak
Kl
Sk
0,1 mm
F
Sy
Sy
0,1 mm
G
Sy
0,1 mm
H
Sy
0,4 mm

Na głębokości 1468,5 m występuje zlepieniec wapienny. Reprezentuje on bardzo drobnoziarniste parazlepieńce oligomiktyczne, wapienne (rudstony). Próbka zawiera około 70% ziaren o średnicy >2 mm, które nie stykają się ze sobą. Są to obtoczone okruchy skały ?syderytowej o najczęstszej wielkości ziarna 8 mm, które są spojone mikrytem węglanowym, prawdopodobnie kalcytem.

Iłowce charakteryzują się strukturą pelitową i teksturą bezładną. Masę podstawową budują minerały ilaste reprezentowane przez szamozyt i towarzyszący mu turyngit (głęb. 1476,6; 1475,7 i 1482,5 m). W skale występują liczne sferolity syderytowe o budowie koncentrycznej oraz pojedyncze, o słabo widocznych zarysach ooidy szamozytowe, a także w niewielkich ilościach kwarc frakcji pelitowej i piryt. W obrębie iłowców wyróżniono **iłowce wapniste z bioklastami** o teksturze najczęściej kierunkowej, podkreślonej ułożeniem minerałów ilastych i fragmentów bioklastów. Masa podstawowa jest zbudowana z minerałów ilastych i mikrytu kalcytowego, w której tkwią fragmenty fauny (małże, małżoraczki, otwornice, szkarłupnie, brachiopody, mszywioły, ślimaki, glony i korale) stanowiące maksymalnie do 20% obj. skały oraz kwarc frakcji aleurytowej (o maksymalnej wielkości do 0,05 mm).

Piaskowce występują w górnej części profilu wizenu (dwie próbki z głębokości 1427,5 i 1428,1 m). Reprezentują one arenity kwarcowe, średnioziarniste (tab. 4). Materiał ziarnowy jest półobtoczony i dobrze wysortowany. Głównym składnikiem skały jest kwarc, ze znaczną przewagą ziaren monokrystalicznych nad polikrystalicznymi. W niewielkiej ilości występują litoklasty, skalenie i łyszczyki (muskowit). Wśród litoklastów wyróżniono okruchy kwarcytów oraz łupków kwarcowo-łyszczykowych. Spoiwo piaskowców budują cementy: kwarcowy, węglanowy (prawdopodobnie ankeryt i syderyt), kaolinit, illit oraz matriks ilasto-krzemionkowy.

Serpuchow

Z utworów serpuchowa opisano dwie próbki piaskowca, pobrane z głęb. 1427,5 i 1428,1 m.

Piaskowce reprezentują arenity sublityczne, średnioziarniste (tab. 4). Materiał ziarnowy jest półobtoczony i dobrze wysortowany. Głównym składnikiem skały jest kwarc, ze znaczną przewagą ziaren monokrystalicznych nad polikrystalicznymi. W niewielkiej ilości występują litoklasty, skalenie i łyszczyki (muskowit). Wśród litoklastów wyróżniono okruchy kwarcytów oraz łupków kwarcowo-łyszczykowych. Spoiwo piaskowców budują cementy: kwarcowy, węglanowy (prawdopodobnie ankeryt i syderyt), kaolinit, illit oraz matriks ilasto-krzemionkowy.

Baszkir

W obrębie utworów baszkiru dominują piaskowce, mułowce i iłowce. Część piaskowców i mułowców określono jako skały wulkanoklastyczne. Ponadto występują pojedyncze wkładki zlepieńca oraz skał węglanowych.

Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki kwarcowe, subarkozowe i sublityczne (tab. 4), najczęściej bardzo drobno- do gruboziarnistych (fig. 12D, E). Charakteryzują się strukturą psamitową oraz teksturą bezładną lub kierunkową, podkreśloną ułożeniem blaszek minerałów ilastych, łyszczyków, syderytu i materii organicznej. Materiał detrytyczny jest najczęściej półobtoczony, rzadziej ostrokrawędzisty, a jego wysortowanie jest na ogół dobre. Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc mono- i polikrystaliczny, którego zawartość dochodzi do ok. 60% obj. skały. Ze skaleni są obecne skalenie potasowe (ortoklaz, mikroklin) i plagioklazy. Ich zawartość miejscami wynosi do 10% obj. skały. W obrębie ziaren skaleni często obserwuje się efekty

Fig. 12. Zdjęcia płytek cienkich skał karbońskich wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A – skała wulkanoklastyczna (tufit); okruchy skał wulkanicznych (Lv) i zarna kwarcu wulkanicznego (Qv) spojone masą ilasto-żelazistą; głęb. 1483,1 m, PL – bez analizatora. **B** – skała wulkanoklastyczna (tuf); sferolity syderytowe (Sy) o budowie koncentrycznej w masie chlorytowo-kaolinitowo-krzemionkowej; widoczne fragmenty szkliwa wulkanicznego przeobrażone w kaolinit (strzałka); głęb. 1482,0 m, PL – bez analizatora. **C** – wapień (pakston) zawierający liczne fragmenty bioklastów m.in. otwornice (strzałka); widoczny piryt (Pi); głęb. 1470,0 m, PL – bez analizatora. **D** – cement kalcytowy (Ka) w piaskowcu bardzo drobnoziarnistym, arenicie sublitycznym; głęb. 1376,7 m, PL – nikole skrzyżowane. **E** – cementy kaolinitowy (Kl) i ankerytowy (Ak) w piaskowcu drobnoziarnistym, arenicie subarkozowym; ziarno skalenia (Sk); głęb. 1289,0 m, PL – nikole skrzyżowane. **F** – mułowiec o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem materii organicznej (strzałka), syderytu (Sy) i blaszek łyszczyków (Ł); głęb. 1182,6 m, PL – nikole skrzyżowane. **G** – cement syderytowy (Sy) w piaskowcu bardzo drobnoziarnistym, arenicie sublitycznym; głęb. 876,9 m, PL – nikole skrzyżowane. **H** – iłowiec syderytowy; sferolity syderytowe (Sy) o budowie radialnej; głęb. 869,2 m, PL – nikole skrzyżowane

Photographs of thin sections of the Carboniferous rocks taken in polarizing microscope (PL)

A – volcaniclastic rock (tuffite); fragments of volcanic rocks (Lv) and volcanic quartz grains (Qv) cemented by clay-iron mass; depth 1483.1 m, PL – without analyser. **B** – volcaniclastic rock (tuff); concentric spherolites of siderite (Sy) in chlorite-kaolinite-silica mass; volcanic glass fragments altered in kaolinite (arrow); depth 1482.0 m, PL – without analyser. **C** – limestone (pakstone) containing abundant bioclast fragments e.g. foraminifera (arrow); pyrite (Pi); depth 1470.0 m, PL – without analyser. **D** – calcite (Ka) cement in very fine-grained sandstone, sublithic arenite; depth 1376.7 m, PL – crossed nicols. **E** – kaolinite (Kl) and ankerite (Ak) cements in fine-grained sandstone, subarkosic arenite; feldspar (Fs); depth 1289.0 m, PL – crossed nicols. **F** – mudstone with lamination marked by arrangement of organic matter (arrow), siderite (Sy) and micas flakes (Ł); depth 1182.6 m, PL – crossed nicols. **G** – siderite (Sy) cement in very fine-grained sandstone, sublithic arenite; depth 876.9 m, PL – crossed nicols. **H** – siderite claystone; radial spherolites of siderite (Sy); depth 869.2 m, PL – crossed nicols

Tabela 4

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców karbonu

Results of modal analyses in the Carboniferous sandstones

Wiek – piętro/ Age – stage		Serpuchow Serpukhovian	Baszkir Bashkirian					Moskow Moskovian	
Głębokość/ Depth [m]		1427,5	1421,5	1376,7	1363,0	1076,7	948,8	944,7	876,9
Typ piaskowca/ Sandstone type		ar sl	ar sl	ar sl	ar k	ar sa	ar sl	wa sl	ar sl
Kwarc/ Quartz	suma/ total	66,3	59,6	33,4	44,3	56,3	54,7	33,4	38,3
	monokrystaliczny monocristalline	44,0	40,0	23,4	36,3	40,0	36,3	18,4	25,3
	polikrystaliczny polycrystalline	22,3	19,6	10,0	8,0	16,3	18,4	15,0	13,0
Skalenie/ Feldspar		3,0	2,0	4,0	0,7	5,7	5,0	2,3	3,0
Litoklasty Lithoclasts	suma/ total	7,7	5,3	5,0	2,3	5,6	7,7	4,3	4,0
	osadowe/ sedimentary	2,7	1,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,0	0,4
	metamorficzne matamorphic	3,0	2,3	2,0	1,3	3,0	3,7	3,0	2,3
	głębinowe/ plutonic	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	wylewne/ extrusive	2,0	2,0	3,0	1,0	2,3	3,0	1,3	1,3
Łyszczyki/ Micas		0,0	3,0	9,3	6,0	2,3	3,3	14,3	2,0
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste Accessoric and opaque minerals		0,0	0,0	0,0	0,0	Cr 0,7	Cr 0,3	0,0	0,0
Matriks Matrix	suma/ total	5,6	6,7	0,0	14,0	14,3	11,0	27,4	3,3
	ilasty/ clay	5,3	6,0	0,0	12,3	12,3	9,0	22,7	2,3
	ilasto-żelazisty/ iron-clay	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
	mułkowy/ mud intraclast	0,3	0,7	0,0	1,7	2,0	1,7	4,7	1,0
Kaolinit autigeniczny/ Authigenic kaolinite		7,7	16,7	0,3	4,3	9,7	8,0	6,0	3,7
Minerały ilaste autigeniczne (inne) Other authigenic clay minerals		0,0	0,0	Chl 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Węglany Carbonates	suma/ total	5,7	3,0	45,7	25,7	2,7	7,3	11,3	45,0
	kalcyt, dolomit/ ankeryt calcite, dolomite/ ankerite	Ak 5,7	Ak 3,0	Ka 45,7	0,0	0,0	Ak 2,0	0,0	Ka1,0
	syderyt/ siderite	0,0	0,0	0,0	25,7	2,7	5,3	11,3	44,0
Kwarc autigeniczny/ Authigenic quartz		4,0	3,7	0,0	0,0	2,7	2,3	0,0	0,7
Piryt/ hematyt Pyrite/ hematite		0,0	0,0	Pi 0,3	Pi 2,4	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna/ Organic matter		0,0	0,0	1,7	0,3	0,0	0,4	1,0	0,0
Suma/ Total [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Wyniki w przeliczeniu na 100% Percentage content	kwarc/ quartz	86,1	89,1	78,8	93,6	83,3	81,2	83,5	84,5
	skaleń/ feldspar	3,9	3,0	9,4	1,5	8,4	7,4	5,8	6,6
	litoklasty/ lithoclast	10,0	7,9	11,8	4,9	8,3	11,4	10,7	8,9
Najczęstsze ziarno kwarcu [mm] The most common quartz grain		0,26	0,18	0,11	0,13	0,13	0,13	0,06	0,10
Maksymalne ziarno kwarcu [mm] The largest quartz grain		0,45	0,44	0,40	0,30	0,28	0,28	0,26	0,28

Ak – ankeryt, Chl – chloryt, Cr – cyrkon, Ka – kalcyt, Pi – piryt; ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – sublityczny

Ak – ankerite, Chl – chlorite, Cr – zircon, Ka – calcite, Pi – pyrite; ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sa – subarkosic, sl – sublithic

procesów: rozpuszczania, karbonatyzacji, kaolinityzacji, chlorytyzacji i argilityzacji. Kolejnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, których zawartość najczęściej wynosi kilka procent objętościowych skały. Wśród litoklastów dominują skały metamorficzne, przeważnie łupki kwarcowo-łyszczykowe, skały krzemionkowe oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego. Zawartość łyszczyków, głównie muskowitu i biotytu, jest zmienna. Biotyt, miejscami przeobrażany w chloryt, przeważa nad muskowitem, który bywa przeobrażany w kaolinit. Blaszki łyszczyków najczęściej są powyginane, co jest skutkiem działania kompakcji mechanicznej w skale. Minerały akcesoryczne występują w małych ilościach, nieprzekraczających 1% obj. skały. Wśród nich wyróżniono: cyrkon, turmalin, rutyl, apatyt i leukoksen. Powszechnie występuje materia organiczna, lokalnie w większym nagromadzeniu. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem (mieszanina detrytycznych minerałów ilastych z pyłem kwarcowym i/lub cementem). Wśród cementów wyróżniono: węglany, kwarc autigeniczny w formie obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu oraz kaolinit robakowaty (fig. 12E) (zobacz Kozłowska, 2004). Minerały węglanowe, których zawartość miejscami może przekraczać 40% obj. skały (fig. 12D), są reprezentowane przez syderyt wykształcony w postaci bardzo drobnokrystalicznej, masywnej lub jako sferolity radialne, o wielkości 0,4–0,85 mm (głęb. 1363,0; 1354,0; 1186,2; 1101,6; 1076,5; 1075,0 i 1014,5 m), oraz kalcyt (fig. 12D) i dolomit/ ankeryt (fig. 12E). Ponadto powszechnie występują wodorotlenki i tlenki żelaza oraz miejscami piryt. Piaskowce charakteryzują się porowatością od 0,01 do 16,74% i przepuszczalnością od 1 do 455 mD (Krassowska, 1971).

Na głęb. 1360,2 m wyróżniono piaskowiec wulkanoklastyczny, który reprezentuje drobnoziarnistą wakę kwarcową/ sublityczną. Skała ta jest złożona z ostrokrawędzistych ziaren kwarcu oraz przeobrażonych skaleni i okruchów skał wulkanicznych. Ponadto występują pojedyncze ziarna cyrkonu. Spoiwo piaskowców porowo-wypełniające jest zbudowane z minerałów ilastych i hematytu oraz syderytu w formie sferolitów.

Mułowce charakteryzują się składem mineralnym analogicznym do składu piaskowców. Wśród nich wyróżniono mułowce i mułowce piaszczyste. Skały te mają strukturę aleurytową i aleurytowo-psamitową. Mułowce charakteryzują się teksturą bezładną oraz kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym często towarzyszą materia organiczna i bardzo drobnokrystaliczny syderyt (fig. 12F). Materiał detrytyczny przeważnie jest słabo obtoczony, ostrokrawędzisty, na ogół dobrze wysortowany. W jego skład wchodzi głównie kwarc oraz w podrzędnych ilościach skalenie i okruchy skał. Z łyszczyków występują muskowit i biotyt, często przeobrażany w chloryt. Ponadto obserwowano materię organiczną oraz wodorotlenki żelaza i piryt. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych, pyłu kwarcowego i wodorotlenków żelaza. Często obserwowano syderyt wykształcony w formie skupień (bardzo drobnokrystaliczny) lub pseudosferolitów oraz sferolitów syderytowych o budowie radialnej, miejscami o wielkości ok. 0,5 mm. Próbki skał z głębokości 1358,0; 1352,0 i 1350,8 m określono jako mułowce wulkanoklastyczne. W ich składzie dominują ostrokrawędziste ziarna kwarcu oraz blaszki biotytu i minerały nieprzezroczyste, które są spojone przekrystalizowanymi minerałami ilastymi. Obserwuje się również sferolity syderytowe.

Iłowce są reprezentowane przez skały o strukturze pelitowej i pelitowo-aleutytowej. Wyróżniono iłowce i iłowce mułkowe. Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna, niekiedy lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łyszczyków oraz materii organicznej i syderytu. Iłowce są zbudowane z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Miejscami występują ziarna kwarcu, najczęściej ostrokrawędziste, a ponadto blaszki muskowitu, sporadycznie cyrkon, a także materia organiczna. Z minerałów autigenicznych stwierdzono: bardzo drobnokrystaliczny syderyt, syderyt masywny wykształcony w postaci nieregularnych form – pseudosferoloitów, sferolity syderytowe radialne (wielkość ok. 0,30–0,47 mm) oraz drobne skupienia pirytu. Próbka z głęb. 1186,0 m jest pocięta żyłkami kalcytowymi.

Zlepieniec stwierdzono na głęb. 1426,0 m. Reprezentuje on bardzo drobnoziarnisty parazlepieniec oligomiktyczny. Struktura skały jest psefitowa, a tekstura bezładna. Zawartość materiału >2 mm wynosi ok. 55%. Frakcję psefitową, o wielkości ziaren 4–10 mm, stanowią obtoczone i półobtoczone fragmenty skały syderytowej. Psefitowy materiał detrytyczny jest spojony średnioziarnistym piaskowcem, arenitem kwarcowym. Głównymi składnikami detrytycznymi piaskowca są: kwarc, skalenie, okruchy skał (kwarcyty, piaskowce) oraz minerały ciężkie (cyrkon, rutyl). Spoiwo piaskowca tworzy matriks ilasto-krzemionkowy oraz cementy: syderyt bardzo drobnokrystaliczny, ankeryt lub ?kalcyt, kaolinit i kwarc w formie obwódek na ziarnach kwarcu.

Skały węglanowe występują jako wapienie i skały syderytowe.

Dwie próbki (głęb. 1355,0 i 1348,2 m) należą do wapieni organodetrytycznych, wakstonów. Skały te są złożone głównie z bioklastów, których zawartość przeciętnie wynosi odpowiednio ok. 20 i 60% obj. skały, i z mikrytowego cementu kalcytowego. Wśród bioklastów występują fragmenty należące głównie do: otwornic, brachiopodów, szkarłupni i małży. Okruchy fauny miejscami są spirytyzowane. W próbce z głęb. 1355,0 m stwierdzono domieszki materiału terygenicznego – minerały ilaste.

Trzy próbki (głęb. 1420,4; 1243,5 i 1070,3 m) reprezentują syderyty ilaste. Syderyt jest wykształcony w postaci bardzo drobno- i drobnokrystalicznej, a wśród minerałów ilastych wyróżniono kaolinit i podrzędnie illit. Z minerałów detrytycznych obserwowano pojedyncze, ostrokrawędziste ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego oraz blaszki łyszczyku – muskowitu (głęb. 1420,4 m).

Moskow

W utworach moskowu osady ilaste i mułowcowe przeważają nad piaskowcami.

Piaskowce to bardzo drobno- i drobnoziarniste waki i arenity sublityczne, subarkozowe i kwarcowe (tab. 4; fig. 12G). Struktura piaskowców jest psamitowa, a tekstura bezładna lub kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych, łyszczyków oraz materii organicznej i syderytu. Materiał detrytyczny jest półobtoczony i dobrze wysortowany. W składzie mineralnym dominuje kwarc mono- i polikrystaliczny o zawartości do ok. 50% obj. skały. Skalenie są reprezentowane przez plagioklazy i skalenie potasowe. Są one przeobrażane w kaolinit, serycyt oraz zastępowane przez węglany. Okruchy skalne należą głównie do skał metamorficznych, łupków kwarcowych. Wśród łyszczyków obserwuje się muskowit i biotyt przeobrażany w chloryt. Z minerałów akcesorycznych rozpoznano cyrkon, rutyl oraz leukoksen. W niewielkiej ilości występuje materia organiczna. Spoiwo piaskowców tworzą matriks ilasto-krzemionkowy, wodorotlenki żelaza, syderyt bardzo drobnokrystaliczny (fig. 12G) i piryt. W próbce z głębokości 875,7 m występuje cement syderytowo-ankerytowo-pirytowy. W jednej próbce piaskowca, z głębokości 879,4 m, oznaczono porowatość i przepuszczalność, które wynoszą odpowiednio: 16,75% i 110 mD.

Mułowce są zbudowane ze składników opisanych w piaskowcach, tylko w innych proporcjach. Wyróżniono mułowce i mułowce piaszczyste. Skały te mają strukturę aleurytową i aleurytowo-psamitową. Mułowce charakteryzują się teksturą bezładną i kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym często towarzyszą materia organiczna i bardzo drobnokrystaliczny syderyt. W materiale detrytycznym dominuje kwarc, przeważnie słabo obtoczony. Podrzędnie występują skalenie i łyszczyki, w różnym stopniu przeobrażane, oraz rutyl i cyrkon. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych, pyłu kwarcowego i wodorotlenków żelaza. Pospolita jest materia organiczna. W próbce z głębokości 872,6 m są obecne w dużej ilości nieregularne skupienia syderytu – pseudosferolity, o wielkości ok. 0,07 mm.

Iłowce reprezentują skały o strukturze pelitowej i pelitowo-aleurytowej oraz teksturze bezładnej. Są zbudowane z minerałów ilastych, wśród których dominuje kaolinit nad illitem i chlorytem. Kwarc występuje we frakcji pelitowej i aleurytowej (przeciętna wielkość ok. 0,02 mm). Ponadto obserwowano materię organiczną, wodorotlenki żelaza i piryt. Powszechne są sferolity syderytowe radialne (o wielkości 0,3–0,8 mm) rozmieszczone w skale nieregularnie. Największą koncentrację sferolitów stwierdzono w iłowcach na głębokości 878,2 i 869,2 m (fig. 12H).

Podsumowanie

Utwory karbonu w profilu otworu Siedliska IG 1 są reprezentowane przez skały klastyczne i węglanowe. Charakterystyka petrograficzna wykazała urozmaicony skład mineralny badanych skał oraz pewne różnice i analogie tego składu między utworami karbonu w poszczególnych jednostkach stratygraficznych.

Skały wizenu były zdominowane przez osady środowiska morskiego. Są to wapienie i iłowce wapniste z fauną. Obecna jest tu także seria skał wulkanoklastycznych, w dolnej części profilu. Wśród wapieni przeważają wakstony, pakstony oraz greinstony: małżoraczkowe, otwornicowe i liliowcowe, co wskazuje na powstanie tych skał w płytkim morzu. Występowanie w wapieniach cienkoskorupowych małżoraczków i małży, brak kierunkowego uporządkowania bioklastów oraz obecność obfitego spoiwa mikrytowego wskazują na sedymentację w spokojnych wodach strefy szelfowej. W czasie osadzania wapieni warunki sedymentacji zmieniały się w niewielkim zakresie, o czym świadczą ograniczona zmienność mikrofacjalna oraz obserwowana miejscami pirytyzacja bioklastów w wyniku okresowych wahań potencjału redukcyjno-oksydacyjnego w zbiorniku. Iłowce wapniste z bioklastami powstawały zapewne w wodach lagun, często jednak łączących się z otwartym morzem, dlatego występuje w nich podobna fauna jak w wapieniach. Na podstawie ilości materiału terygenicznego w skałach węglanowych można przyjąć, że aktywność obszaru alimentacyjnego była stosunkowo słaba. Występująca w profilu wizenu warstwa skał wulkanoklastycznych wskazuje na przejawy działalności wulkanicznej. W dolnej części tej warstwy występują skały frakcji psamitowej (litowitrokrystaloklastyczne tufity), które ku górze przechodzą w skały frakcji pelitowej (witroklastyczne tufy popiołowe). Skład materiału pirogenicznego świadczy o kwaśnym charakterze wulkanizmu (Popek, 1986). Obserwuje się również wpływy wulkanizmu zasadowego, którego wiek w rejonie Parczewa określono na późny turnej–środkowy wizen (Pańczyk, Nawrocki, 2014). Stwierdzona na różnych głębokościach obecność w skałach wulkanoklastycznych szczątków fauny, glaukonitu oraz ooidów szamozytowych przemawia za ich morską sedymentacją. Procesy diagenetyczne w utworach wizenu były mało zróżnicowane. Wyrażają się one pigmentacją pirytem, częściową pirytyzacją lub niekiedy słabą fosfatyzacją fauny oraz rekrystalizacją minerałów ilastych. Do procesów diagenetycznych należy również dolomityzacja (syderytyzacja?) mikrytu kalcytowego oraz występowanie sferolitów syderytowych i ooidów szamozytowych, które są wskaźnikami warunków redukcyjnych panujących w środowisku diagentycznym.

W serpuchowie zaczęły się tworzyć piaskowce, których sedymentacja, mniej lub bardziej obfita, kontynuowała się w baszkirze i moskowie.

W profilu utworów baszkiru występują skały klastyczne i sporadycznie węglanowe. Skały te wykazują urozmaicony skład petrograficzny. Ważne miejsce zajmują piaskowce, zbudowane głównie z kwarcu, skaleni i okruchów skał, zaliczone do arenitów i wak sublitycznych, subarkozowych i kwarcowych. Materiał detrytyczny najczęściej jest drobnoziarnisty, półobtoczony lub słabo obtoczony. Występowanie drobnej frakcji psamitowej, często z udziałem frakcji aleurytowej i pelitowej, może sugerować,

że niszczenie skał macierzystych nie miało gwałtownego przebiegu oraz że osady karbońskie tworzyły się w znacznym oddaleniu od brzegów zbiornika. Potwierdza to obecność tylko najbardziej odpornych minerałów akcesorycznych. Skład petrograficzny materiału okruchowego wskazuje, że niszczone były głównie skały osadowe i tylko mała część detrytu pochodzi z podłoża krystalicznego. Piaskowcom towarzyszą nieliczne wkładki mułowców i iłowców. Cechy strukturalno-teksturalne tych skał są charakterystyczne dla środowiska wód wolno płynących oraz na równiach zalewowych, a ich odmiany pelityczne są typowe dla środowiska jezior i zastoisk. Wykształcenie utworów baszkiru wskazuje na w miarę ujednolicone i spokojne warunki sedymentacji, a jedynie sporadyczna obecność wkładek wapieni świadczy o zaburzeniu rytmu sedymentacji spowodowanym krótkotrwałymi ingresjami morza. Skład i stan zachowania fauny, podobnie jak w wapieniach wizenu, wskazuje na płytkonerytyczną strefę osadzania o niewielkiej działalności prądowej. Ponadto nadal zaznaczał się wpływ żywych orogenicznie obszarów alimentacyjnych z działalnością wulkaniczną. Wskazują na to wkładki skał wulkanoklastycznych. Główne procesy diagenetyczne w utworach baszkiru to kompakcja mechaniczna i cementacja (kwarc autigeniczny, kaolinit robakowaty i minerały węglanowe). Często obserwuje się efekty procesów zastępowania, takie jak karbonatyzacja ziaren skaleni i okruchów skał, przeobrażania – kaolinityzacja skaleni i muskowitu oraz rozpuszczanie ziaren skaleni. Ponadto powszechne były procesy syderytyzacji i pirytyzacji, co wskazuje na trwałość redukcyjnych warunków środowiska sedymentacji.

Utwory moskowu, wykształcone głównie jako mułowce i iłowce z podrzędnym udziałem piaskowców, mają zdecydowanie limniczny charakter, podkreślony pojawianiem się substancji fitogenicznej, składowanej w postaci nagromadzeń zwęglonego detrytu roślinnego i pojedynczych warstewek łupku węglowego. Charakter petrograficzny skał drobnoklastycznych sugeruje spokojną sedymentację w wodach stagnujących. Struktury depozycyjne piaskowców pozwalają przypuszczać, że powstawały w środowisku wód wolno płynących oraz częściowo na równiach zalewowych. Materiał okruchowy pochodził z resedymentacji starszych od karbonu skał osadowych i częściowo z podłoża krystalicznego. Kompleks utworów moskowu jest monotonny. W jego profilu występują trzy typy skał, co znajduje odzwierciedlenie w powtarzalności warunków sedymentacji. W czasie diagenezy w skałach tych silnie zaznaczyły się procesy wczesnodiagenetyczne prowadzące do powstania syderytu i pirytu, co świadczy o przewadze procesów redukcyjnych nad oksydacyjnymi w zbiorniku sedymentacyjnym. Szczególnie iłowce w przystropowej części profilu zawierają liczne sferolity syderytowe.

Piaskowce karbońskie w profilu otworu Siedliska IG 1 charakteryzują się porowatością od 0,01 do 16,74% i przepuszczalnością od 1 do ponad 450 mD. Część z nich należy do skał o dobrych właściwościach zbiornikowych, podobnie jak piaskowce karbonu z rejonu Lublina (Kozłowska, 2009). Na redukcję porowatości piaskowców największy wpływ miały dwa procesy diagenetyczne – kompakcja mechaniczna i cementacja, głównie węglanami.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W badanym otworze wiertniczym Siedliska IG 1 stwierdzono niepełny profil stratygraficzny jury o miąższości 293,5 m. Pobrano z niego sześć rdzeni wiertniczych. Na podstawie materiału rdzeniowego, próbek okruchowych, pomiarów geofizycznych oraz oznaczeń mikro- i makrofauny stwierdzono, że są tu obecne utwory najwyższej jury środkowej oraz niższej jury górnej. Utwory jury środkowej występują bezpośrednio na mułowcach karbonu górnego. Luka stratygraficzna obejmuje utwory permu, triasu, jury dolnej oraz dużego odcinka jury środkowej. Ma ona charakter sedymentacyjno-erozyjny i jest charakterystyczna dla południowej części obniżenia podlaskiego (Niemczycka, 1978). Kontakt utworów jury środkowej i karbonu stwierdzono w rdzeniu na głębokości 851,8 m (głęb. wg pomiarów geofizycznych – 851,5 m). Strop utworów jurajskich znajduje się na głębokości geofizycznej 558,0 m, na której wyznaczono kontakt profili jury górnej i kredy górnej (alb). Luka stratygraficzna w tym przypadku obejmuje przedział czasowy od późnego wczesnego kimerydu po schyłek wczesnej kredy. Utwory kimerydu i być może również tytonu, zostały usunięte w wyniku erozji przedgórnokredowej.

Jura środkowa

Profil jury środkowej rozpoczyna, stwierdzony w rdzeniu na głębokości 849,0–851,8 m, 2,8-metrowy pakiet szarego piaskowca kwarcowego gruboziarnistego z bezładnie rozproszonym żwirkiem, obtoczonymi klastami ilastymi oraz detrytem uwęglonej flory, a także licznymi skorupkami małży z rodzajów *Astarte* i *Corbis* (= *Fimbria*) (fig. 13G–I). W spągu piaskowca występuje zlepieniec spągowy zbudowany z warstewki żwirowej z ziarnami

o średnicy do 1 cm. Analiza mikroskopowa płytki cienkiej z głębokości 849,25 m wskazuje na dobre obtoczenie większych ziaren kwarcu, spoiwo kalcytowe, w którym są rozproszone automorficzne kryształy dolomitu oraz drobne skupiska uwęglonej materii organicznej z licznymi kryształami pirytu (fig. 14A–D). Opisane utwory piaskowcowe wraz z warstewką żwirową w spągu reprezentują osady transgresywne płytkiego morza epikontynentalnego na starsze podłoże. Znaczny udział grubego ziarna w piaskowcu świadczy o bliskości erodowanego lądu.

Powyżej, na głębokości 812,0–849,0 m, występują wapienie organodetrytyczne, krynoidowe, w dolnym odcinku grubodetrytyczne (fig. 13F), wyżej drobniej detrytyczne (fig. 13A, D, E), barwy rdzawej, z obfitym limonitem, fragmentami muszli lub ośródek małży i ślimaków, często zlimonityzowanych (fig. 13C). W górnym odcinku, w rdzeniu, na głębokości 820,0–828,0 m, wapienie są warstwowane przekątnie, z powierzchniami podkreślonymi przez nagromadzenia limonitu (fig. 13B), występują w nich również ziarna kwarcu, piryt oraz zlimonityzowane okruchy syderytu. Analiza płytek cienkich wapieni krynoidowych z głębokości 835,4; 826,55 i 821,55 m wskazuje, że są to greinstony, w których głównym składnikiem są liczne, często pokruszone płytki szkarłupni (fig. 14E, F, 15A) oraz występujące pomiędzy nimi spoiwo sparytowe i/lub mikrosparytowe (fig. 14E–H; 15C, E–H), często z limonitem (fig. 15A, B, D). Mniej licznie występują impregnowane limonitem kolce jeżowców (fig. 15C) oraz fragmenty mszywiołów (fig. 14H, 15A, B, G), pokruszone muszle małży (fig. 15F, H), nieliczne muszle ramienionogów (fig. 15H) i skorupki ślimaków (fig. 14F, G), pojedyncze litoklasty wapieni silnie impregnowanych związkami żelaza (fig. 14E). Bardzo rzadko spotyka się pojedyncze ooidy limonitowe (fig. 14G, H, 15E). Obecne są również obtoczone i dobrze obtoczone ziarna kwarcu, występujące w różnej ilości. W dolnym odcinku wapieni krynoidowych występują one nielicznie, a w górnym ich udział procentowy jest znacznie większy (fig. 14E, 15A, F–H). Niezbyt często spotyka się automorficzne kryształy dolomitu (fig. 15D).

Opisane wapienie krynoidowe zostały osadzone w środowisku rozległej rampy węglanowej, prawdopodobnie w jej środkowej części, w strefie odsuniętej od linii brzegowej, na co wskazuje stosunkowo niewielki udział materiału detrytycznego (ziaren kwarcu) w skale.

Profil jury środkowej w otworze Siedliska IG 1, z utworami piaskowcowymi w części najniższej i wapieniami krynoidowymi z limonitem w pozostałej części profilu, jest typowy dla pogranicza południowego Podlasia i północno-wschodniej Lubelszczyzny (Niemczycka, 1978).

Wiek utworów jury środkowej przyjęto na podstawie korelacji regionalnych na późny baton oraz kelowej (Niemczycka, 1989; Bielecka, 1989a, b). Kelowej jest tu dokumentowany na podstawie obecności amonita *Macrocephalites* sp. ex. gr. *subtrapezinus* (Waagen) w wapieniach z głębokości 828,0–828,8 m (oznaczenie K. Dayczak-Calikowska). Na podstawie obecności tego amonita przyjęto, że utwory występujące poniżej tej głębokości reprezentują późny baton–kelowej, natomiast powyżej niej znajdują się utwory keloweju. Górną granicę keloweju wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych i próbek okruchowych oraz regionalnego rozkładu facji. Badania stratygraficzne i facjalne na południowym Podlasiu wskazują, że przebiega ona w obrębie lub tuż powyżej tzw. warstwy bulastej. Ten poziom kondensacji stratygraficznej rozdziela fację wapieni krynoidowych z limonitem datowanych na kelowej i wapieni gąbkowych datowanych na wczesny oksford (Niemczycka, 1965, 1976a). Warstwa bulasta zaznacza się często pikiem na krzywej pomiarów geofizycznych, co wskazuje na wzrost zawartości frakcji ilastej lub glaukonitu w jej obrębie. W omawianym otworze Siedliska IG 1 takiego piku nie stwierdzono, natomiast wyraźne zaznacza się wzrost wartości na krzywej PNG w obrębie wapieni krynoidowych keloweju w porównaniu z występującymi wyżej wapieniami gąbkowymi. Jest to również cecha charakterystyczna dla regionu obserwowana w pobliskich otworach wiertniczych, takich jak np. Radzyń IG 1, IG 6 oraz Łuków IG 2 i IG 3 (Niemczycka, 1979, 1989). W tych samych otworach stwierdzono obecność warstwy bulastej na granicy wapieni

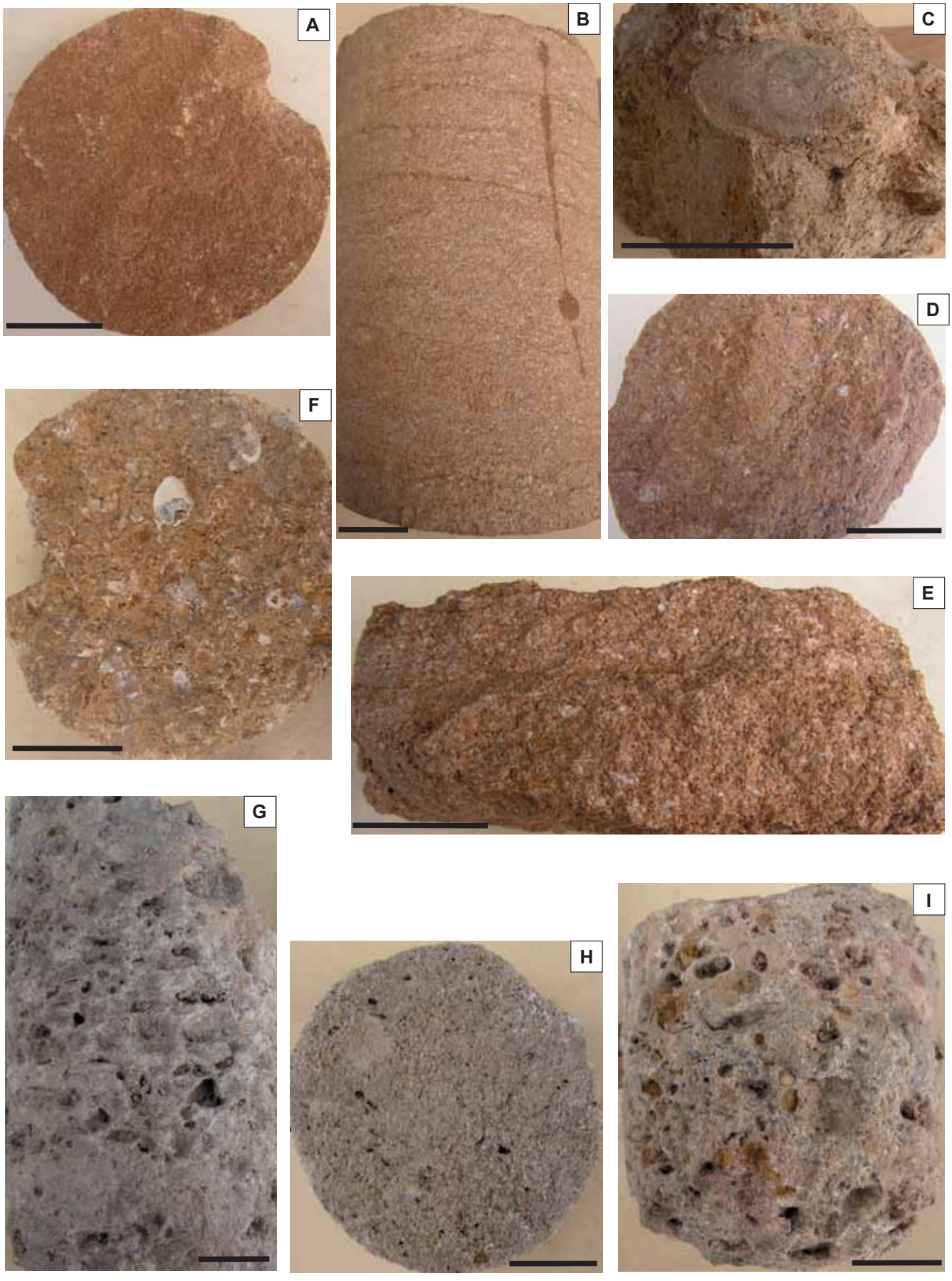
→

Fig. 13. Przykłady skał jury środkowej (baton górny–kelowej)

Skala – 4 cm. **A** – wapień organodetrytyczny, krynoidowy, drobnodetrytyczny, przepełniony limonitem; głęb. 821,6 m. **B** – wapień organodetrytyczny, krynoidowy, z limonitem, warstwowany przekątnie; głęb. 826,9–827,1 m. **C** – odlew muszli małża w wapieniu drobnodetrytycznym z limonitem; głęb. 829,4 m. **D** – wapień organodetrytyczny, krynoidowy, z limonitem i hematytem; głęb. 826,65 m. **E** – wapień organodetrytyczny, krynoidowy, grubodetrytyczny, przepełniony limonitem; głęb. 830,8 m. **F** – wapień organodetrytyczny, krynoidowy, grubodetrytyczny, przepełniony limonitem, z licznymi skorupkami małży; głęb. 837,7 m. **G** – piaskowiec gruboziarnisty, jasnoszary, z pustkami po klastach ilastych; głęb. 850,4–850,7 m. **H** – piaskowiec gruboziarnisty, jasnoszary, z rozproszonym detrytem uwęglonej flory; głęb. 849,3 m. **I** – piaskowiec gruboziarnisty, jasnoszary, z obtoczonymi klastami ilastymi; głęb. 851,55–851,70 m

Examples of the Middle Jurassic rocks (Upper Bathonian–Callovian)

Scale bar – 4 cm. **A** – organodetritic crinoidal finedetritic limestone with abundant limonite, depth 821.6 m. **B** – organodetritic crinoidal cross-bedded limestone with limonite; depth 826.9–827.1 m. **C** – cast of the bivalve shell in the finedetritic limestone with limonite; depth 829.4 m. **D** – organodetritic crinoidal limestone with limonite and hematite; depth 826.65 m. **E** – organodetritic crinoidal coarsedetritic limestone with abundant limonite; depth 830,8 m. **F** – organodetritic crinoidal coarsedetritic limestone with abundant limonite and bivalve shells; depth 837.7 m. **G** – coarse-grained light-grey sandstone with voids after clay clasts; depth 850.4–850.7 m. **H** – coarse-grained light-grey sandstone with dispersed coalfield plant debris; depth 849.3 m. **I** – coarse-grained light-grey sandstone with rounded clay clasts; depth 851.55–851.70 m


A
B
C
D
F
E
G
H
I

krynoidowych (poniżej) oraz wapieni gąbkowych (powyżej). Jednocześnie stwierdzono w nich przewodnią faunę amonitową oraz mikrofaunę otwornicową, które datują wapienie krynoidowe na kelowej, a wapienie gąbkowe – na oksford. W obrębie warstwy bulastej występują natomiast amonity najwyższego keloweju i najniższego oksfordu (poziom Mariae).

Miąższość kompleksu obejmującego utwory o wieku baton górny–kelowej w profilu otworu Siedliska IG 1 wynosi według rdzenia 23,0 m, natomiast kelowej – 16,8 m (wg pomiarów geofizycznych odpowiednio 22,5 i 17,0 m), a łączna miąższość profilu jury środkowej – 39,8 m (wg pomiarów geofizycznych 39,5 m).

Jura górna

Profil jury górnej obejmuje oksford oraz najniższy dolny kimeryd. W obrębie profilu oksfordu było możliwe wydzielenie trzech formacji: kraśnickiej, „koralowcowej" oraz bełżyckiej (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1976a). Kimeryd jest reprezentowany przez najniższy odcinek formacji głowaczowskiej.

Formację kraśnicką tworzą wapienie gąbkowe o białej barwie, z licznymi szarymi i niebieskawymi czertami. W omawianym profilu ta formacja występuje na głębokości 756,0–812,0 m i ma miąższość 56,0 m. Wiekowo obejmuje oksford dolny i środkowy (Niemczycka, 1976a). Mikrofauna otwornicowa stwierdzona w próbce z głębokości 801,5 m (oznaczenia W. Bielecka, rewizja stratygraficzna J. Iwańczuk) (zob. Iwańczuk, 2018 – ten tom) wskazuje na dość szeroki zakres wiekowy – od poziomu Cordatum dolnego oksfordu do najniższej części oksfordu górnego (dolnej części poziomu Bifurcatus) (Bielecka, 1980; Smoleń, 2000; Wierzbowski i in., 2015). Wapienie gąbkowe formacji kraśnickiej stanowią część megafacji gąbkowej, która została utworzona na rozległym obszarze głębszego szelfu północnej Tetydy, począwszy od południowo-wschodniej Francji i Szwajcarii przez południowe Niemcy i Czechy po południową i wschodnią Polskę (Matyja, Wierzbowski, 1995, 1996).

Formacja „koralowcowa" jest zbudowana z białych wapieni organodetrytycznych, słabo zwięzłych, z licznymi fragmentami korali i gąbek oraz liczną połamaną fauną brachiopodów i małży, wśród których L. Karczewski oznaczył rodzaje: *Septaliphoria*, *Zeilleria*, *Anisocardia*, *Pecten* i *Lima*. Miąższość tej formacji jest niewielka i wynosi 6,0 m. Formacja ta została wydzielona przez Dembowską (1979) i jest charakterystyczna dla obszaru Podlasia oraz graniczącej z nim północno-wschodniej części obszaru lubelskiego (Niemczycka, 1976b). W porównaniu z wapieniami gąbkowymi formacji kraśnickiej reprezentuje ona płytszą strefę rampy węglanowej. Mikrofauna otwornicowa stwierdzona w próbkach z głębokości 750,5 m oraz 754,2 i 754,35 m datuje wiek tej formacji, podobnie jak formacji kraśnickiej, na oksford, przy czym położenie w profilu sugeruje raczej oksford środkowy. Na wyższą część oksfordu środkowego wskazuje również mikrofauna oznaczona przez Bielecką w pobliskich otworach wiertniczych Żebrak IG 1 (Bielecka, 1975) oraz Kaplonosy IG 1 (Bielecka, 1989b).

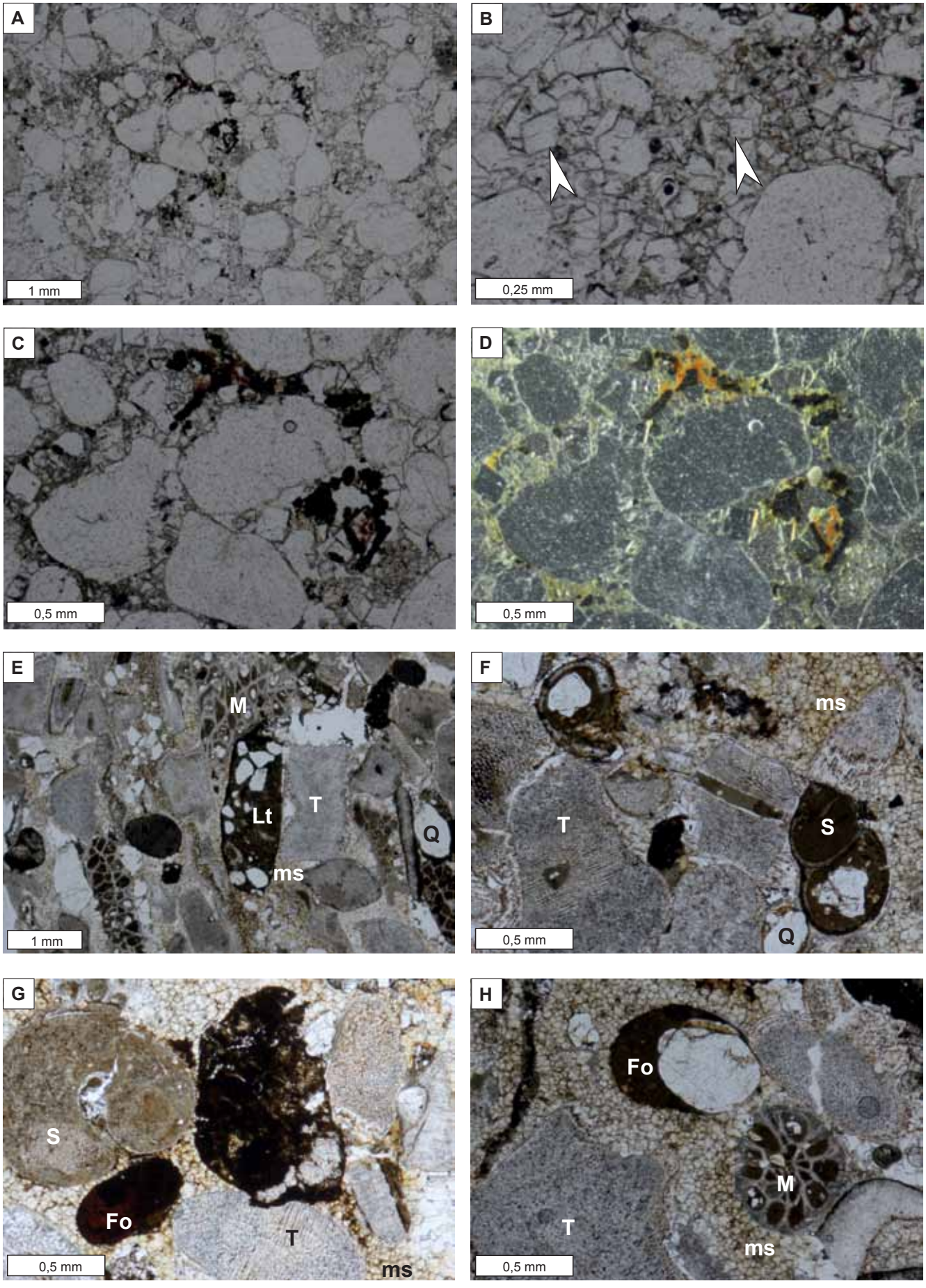
→

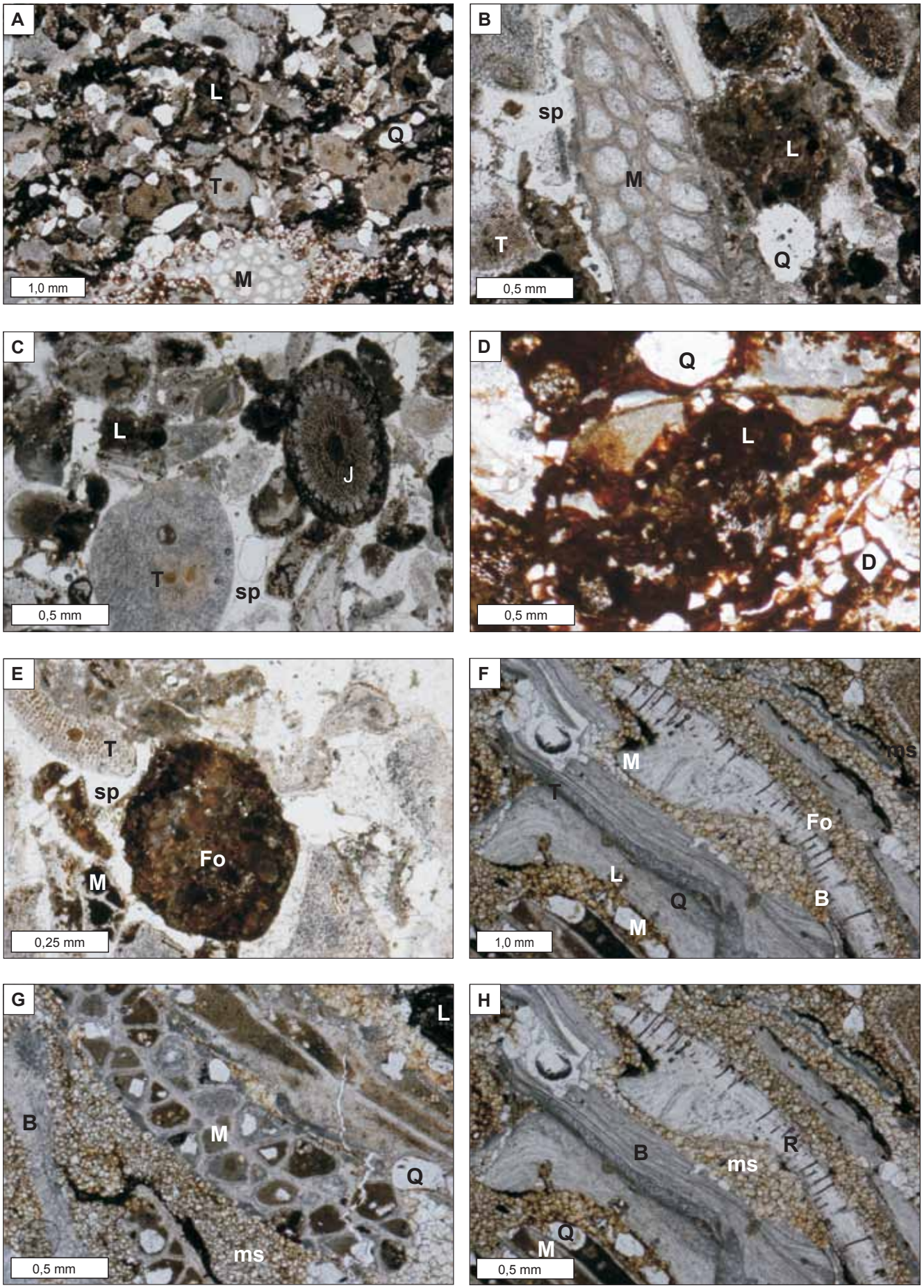
Fig. 14. Zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich skał środkowojurajskich (baton górny–kelowej)

A – piaskowiec kwarcowy gruboziarnisty o spoiwie węglanowym; głęb. 849,25 m; bez polaryzatora. **B** – piaskowiec kwarcowy gruboziarnisty o spoiwie węglanowym, widoczne automorficzne kryształy dolomitu (białe strzałki); głęb. 849,25 m; bez polaryzatora. **C** – piaskowiec kwarcowy gruboziarnisty o spoiwie węglanowym, skupienia uwęglonej materii organicznej; głęb. 849,25 m; bez polaryzatora. **D** – piaskowiec kwarcowy gruboziarnisty o spoiwie węglanowym, koncentracje pirytu w skupieniach uwęglonej materii organicznej; głęb. 849,25 m; światło odbite. **E** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); liczne płytki szkarłupni (T), fragmenty mszywiołów (M), ziarna kwarcu (Q), pojedyncze litoklasty wapieni (Lt); głęb. 835,4 m; bez polaryzatora. **F** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); płytki szkarłupni (T), muszla ślimaka (S), ziarna kwarcu (Q); głęb. 835,4 m; bez polaryzatora. **G** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); płytki szkarłupni (T), muszla ślimaka (S), ooidy żelaziste (Fo); głęb. 835,4 m; bez polaryzatora. **H** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); płytki szkarłupni (T), mszywioł (M), ooid żelazisty z ziarnem kwarcu w jądrze (Fo); głęb. 835,4 m; bez polaryzatora

Microscopic photographs of thin sections of the Middle Jurassic rocks (Upper Bathonian–Callovian)

A – coarse-grained sandstone with calcareous cement; depth 849.25 m; without polarizer. **B** – coarse-grained sandstone with calcareous cement, automorphic dolomite crystals are visible (white arrows); depth 849.25 m; without polarizer. **C** – coarse-grained sandstone with calcareous cement, with concentrations of coalfield organic matter; depth 849.25 m; without polarizer. **D** – coarse-grained sandstone with calcareous cement, pyrite concentrations within coalfield organic matter; depth 849.25 m; reflected light. **E** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms); abundant echinoderms plates (T), fragments of bryozoans (M), quartz grains (Q), single limestone lithoclasts (Lt); depth 835.4 m; without polarizer. **F** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms); echinoderms plates (T), shell of gastropod (S), quartz grains (Q); depth 835.4 m; without polarizer. **G** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms); echinoderms plates (T), shell of gastropod (S), ferruginous ooids (Fo); depth 835.4 m; without polarizer. **H** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms); echinoderms plates (T), bryozoan fragment (M), ferruginous ooid with quartz grain in nucleus (Fo); depth 835.4 m; without polarizer


A
1 mm
B
0,25 mm
C
0,5 mm
D
0,5 mm
E
M
Lt
T
Q
ms
1 mm
F
ms
T
S
Q
0,5 mm
G
S
Fo
T
ms
0,5 mm
H
Fo
M
T
ms
0,5 mm


A
L
Q
T
M
1,0 mm
B
sp
L
M
T
Q
0,5 mm
C
L
J
T
sp
0,5 mm
D
Q
L
D
0,5 mm
E
T
sp
Fo
M
0,25 mm
F
M
ms
T
Fo
L
Q
B
M
1,0 mm
G
L
B
M
Q
ms
0,5 mm
H
B
R
ms
Q
M
0,5 mm

Największą miąższość w profilu jury górnej osiąga formacja bełżycka**,** występująca na głębokości 580,0–750,0 m. Jej miąższość wynosi 170,0 m. Tworzą ją w większości wapienie oolitowe, drobno-, średnio- lub gruboziarniste, z liczną fauną brachiopodową, wśród której L. Karczewski oznaczył *Septaliphoria pinguis* (Roemer) i *Septaliphoria* cf. *pinguis* (Roemer); oznaczono również szczątki ślimaków z rodziny Nerineidae. Mniej licznie występuje fauna małżowa, spotyka się również pojedyncze szczątki szkarłupni. Ooidy są kuliste, o strukturze koncentrycznej, słabo widocznej, na ogół przekrystalizowanej. W górnym odcinku formacji występują również wkładki wapieni marglistych, wapieni mikrytowych ze szczątkami fauny małżowej i wapieni organodetrytycznych ze szczątkami ślimaków. Utwory te powstały w obrębie rampy węglanowej w przybrzeżnej strefie płycizn i barier. Wiek utworów formacji bełżyckiej Niemczycka (1976a) przyjęła na oksford górny, natomiast Olszewska (2010) wskazuje, że dolna część tej formacji reprezentuje oksford górny, natomiast górna część już kimeryd dolny. Mikrofauna stwierdzona w próbkach z głębokości 700,5–706,5 m (zob. Iwańczuk, 2018 – ten tom) nie różni się od obserwowanej w starszych formacjach i wskazuje, że najniższa część formacji bełżyckiej jest wieku oksfordzkiego, przypuszczalnie jest to najniższy górny oksford. Wyższy odcinek formacji bełżyckiej zawiera natomiast mikrofaunę o szerokim zasięgu stratygraficznym. Przypuszczalnie reprezentuje ona już dolny kimeryd. Dodatkowo należy zaznaczyć, że opublikowane ostatnio przez Wierzbowskiego i in. (2016) korelacje fauny amonitowej strefy submedyterańskiej, subborealnej i borealnej, sugerują, że granica oksford/ kimeryd w prowincji submedyterańskiej powinna zostać obniżona o dwa poziomy amonitowe. Według propozycji wspomnianych autorów powinna być stawiana na granicy poziomu Hypselum (wliczanego jeszcze do oksfordu) i poziomu Bimammatum (który według autorów należy włączyć już do kimerydu). Ponieważ w Polsce jest stosowany submedyterański podział oksfordu i kimerydu, należy przyjąć, że część profili do tej pory datowanych na oksford górny (reprezentująca poziom Bimammatum bez najniższego podpoziomu Hypselum oraz poziom Planula) należy włączyć do kimerydu. Chociaż rewizja ta nie została jeszcze przyjęta przez Miedzynarodową Komisję Stratygraficzną, należy przypuszczać, że stanie się to w najbliższym czasie.

Nadległa formacja głowaczowska w profilu otworu Siedliska IG 1 jest niepełna. W profilu zachował się jedynie jej dolny, 22-metrowy odcinek. Występują tu wapienie margliste, wapienie mikrytowe i drobnodetrytyczne szare, podrzędnie białe. Z rdzenia pobranego z tej formacji z głębokości 570,0–576,0 m uzyskano jedynie 0,5 m materiału, w którym stwierdzono zlep małżowy szary z drobnymi muszlami egzogyr ułożonymi bezładnie w drobnoziarnistym marglu. Oznaczono z niego *Nanogyra nana* (Sowerby), *Isognomon* sp., *Anisocardia* sp., *Mytilus* sp. oraz *Pecten* sp. Mikrofauna oznaczona z tych utworów wskazuje na dolnokimerydzki wiek tej formacji (zob. Iwańczuk, 2018 – ten tom). Również Olszewska (2010) podaje taki sam wiek dla formacji głowaczowskiej na obszarze południowej i południowo-zachodniej Lubelszczyzny. Dla północnej Lubelszczyzny Niemczycka (1997) rozszerza wiek jej występowania na cały kimeryd.

Fig. 15. Zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich skał środkowojurajskich (baton górny–kelowej)

A – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); liczne płytki szkarłupni (T), ziarna kwarcu (Q), fragment mszywioła (M), limonit rozproszony w tle (L); głęb. 821,55 m; bez polaryzatora. **B** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie sparytowym (sp); fragment mszywioła (M), ziarno kwarcu (Q), płytka szkarłupnia (T), limonit rozproszony w tle (L); głęb. 826,5 m; bez polaryzatora. **C** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie sparytowym (sp); kolec jeżowca (J), płytka szkarłupnia (T), limonit rozproszony w tle (L); głęb. 826,5 m; bez polaryzatora. **D** – wapień organodetrytyczny, greinston; obfity rozproszony limonit (L), ziarno kwarcu (Q), kryształy autogenicznego dolomitu (D); głęb. 821,55 m; bez polaryzatora. **E** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie sparytowym (sp); płytka szkarłupnia (T), ooid limonitowy (Fo), fragment mszywioła (M); głęb. 826,5; bez polaryzatora. **F** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); płytka szkarłupnia (T), muszla małża (B), ooid limonitowy (Fo), fragment mszywioła (M), ziarno kwarcu (Q), skupienie limonitu (L); głęb. 835,4 m; bez polaryzatora. **G** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); fragment mszywioła (M), muszla małża (B), ziarno kwarcu (Q), skupienie limonitu (L); głęb. 835,4 m; bez polaryzatora. **H** – wapień organodetrytyczny, greinston, o spoiwie mikrosparytowym (ms); liczne muszle małży (B), muszla ramienionoga (R), ziarno kwarcu (Q), fragment mszywioła (M); głęb. 835,4 m, bez polaryzatora

Photographs of thin sections of the Middle Jurassic rocks (Upper Bathonian–Callovian)

A – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms); abundant echinoderms plates (T), quartz grains (Q), bryozoan fragment (M), limonite dispersed in matrix (L); depth 821.55 m; without polarizer. **B** – organodetritic limestone, grainstone, with sparite matrix (sp); bryozoan fragment (M), quartz grain (Q), echinoderms plate (T), limonite dispersed in matrix (L); depth 826.5 m; without polarizer. **C** – organodetritic limestone, grainstone, with sparite matrix (sp); echinoid spin (J), echinoderm plate (T), limonite dispersed in matrix (L); depth 826.5 m; without polarizer. **D** – organodetritic limestone, grainstone, with abundant dispersed limonite (L), quartz grain (Q), dolomite autogenic crystals (D); depth 821.55 m; without polarizer. **E** – organodetritic limestone, grainstone, with sparite matrix (sp), echinoderm plate (T), ferruginous ooid (Fo), bryozoan fragment (M); depth 826.5 m; without polarizer. **F** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms), echinoderm plate (T), bivalve shell (B), ferruginous ooid (Fo), bryozoan fragment (M), quartz grain (Q), limonite concentration (L); depth 835.4 m; without polarizer. **G** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms), bryozoan fragment (M), bivalve shell (B), quartz grain (Q), limonite concentration (L); depth 835.4 m; without polarizer. **H** – organodetritic limestone, grainstone, with microsparite matrix (ms); numerous bivalve shells (B), brachiopod shell (R), quartz grain (Q), bryozoan fragment (M); depth 835.4 m, without polarizer

Jolanta IWAŃCZUK

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Profil utworów jury górnej w otworze Siedliska IG 1 w większości został przewiercony bezrdzeniowo. Stratygrafię w otworze ustalono na podstawie badań litostratygraficznych i geofizycznych, uzupełnionych przez badania mikropaleontologiczne. Opracowanie mikropaleontologiczne wykonała Bielecka (1971). Z wykonanego orzeczenia zachowała się tabela z zasięgami występujących tam taksonów. Z zachowanych materiałów wynika, że do badań mikropaleontologicznych z interwałów rdzeniowanych pobrano piętnaście próbek z sześciu horyzontów, co znacznie utrudniło ustalenie precyzyjnej stratygrafii. W niniejszym opracowaniu zrewidowano pod względem taksonomicznym i biostratygraficznym zespoły otwornicowe, z uwzględnieniem obecnie obowiązujących podziałów stratygraficznych.

W otworze wiertniczym Siedliska IG 1 utwory oksfordu (z niższym kimerydem dolnym) występują w interwale głębokości od 812,0 do 580,0 m i leżą bezpośrednio na utworach keloweju. W profilu oksfordu wyróżniono trzy formacje litostratygraficzne:

- formację kraśnicką, na głębokości ok. 756,0–812,0 m (miąższość 56,0 m);
- formację „koralowcową", na głębokości 750,0–756,0 m (miąższość 6,0 m);
- formację bełżycką, na głębokości 580,0–750,0 m (miąższość 170,0 m).

Mimo bardzo złego stanu zachowania materiału badawczego (pokruszone i przekrystalizowane skorupki) podjęto próbę interpretacji stratygraficznej utworów.

Z utworów formacji kraśnickiej pobrano jedną próbkę z głębokości 801,5 m. Próbka zawierała nieliczne otwornice, a wśród nich *Lenticulina muensteri* (Roemer), gatunek bez znaczenia stratygraficznego. Zidentyfikowano również *Spirilina polygrata* (Gümbel), *Guttulina jurassica* (Gümbel) (fig. 16C), *Spirilina* sp. (fig. 17G) i *Paalzowela feifeli seiboldi* Paalzow, *Saccorhiza ramosa* (Brady) (fig. 17C). W utworach rozpoznano bardzo liczne i różnorodne igły gąbek.

Z utworów formacji „koralowcowej" pobrano trzy próbki. W dwóch próbkach z głębokości 754,2 i 754,0 m występuje bogaty zespół otwornicowy: *Spirilina polygrata* (Gümbel), *Paalzowela feifeli seiboldi* Paalzow, *Citharina flabellata* (Gümbel) (fig. 16B), *Tollypamina* sp., *Saccorhiza ramosa* (Brady) (fig. 17D), *Dorothia jurassica* (Mitjanina), *Textularia jurassica* (Gümbel). Zidentyfikowano również kolce jeżowców, pokruszone fragmenty szkarłupni oraz małżoraczki, a wśród nich *Pontocyprella suprajurassica* Oertli. Ostatnia próbka pobrana z utworów tej formacji z głębokości 750,5 m zawierała pojedyncze otwornice *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Spirilina polygrata* (Gümbel) oraz bardzo liczne pokruszone fragmenty szkarłupni, kolce jeżowców oraz igły gąbek. Profil formacji bełżyckiej, która znajduje się powyżej, został najdokładniej opróbowany – pobrano 10 próbek w dwóch horyzontach. W interwale głębokości między 700,5 a 706,1 m oznaczono bogaty zespół otwornicowy *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Spirilina polygrata* (Gümbel), *Tollypamina* sp., *Dorothia jurassica* (Mitjanina), *Textularia jurassica* (Gümbel), *Haplofragmoides canui* Cushman, *Epistomina* sp., *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski), ponadto w próbkach bardzo licznie występują kolce jeżowców, fragmenty szkarłupni, młodociane formy ślimaków oraz radiolarie.

Zespoły otwornicowe rozpoznane na głębokości 804,5–700,5 m (od najwyższej części formacji kraśnickiej przez formację „koralowcową" do najniższej części formacji bełżyckiej) wskazują na środkowy–górny oksford od poziomu Plicatilis do Bifurcatus.

Próbki pobrane ze środkowej części formacji bełżyckiej z głębokości 650,5–654,5 m nie zawierają taksonów o znaczeniu stratygraficznym, zidentyfikowano *Lenticulina* cf. *muensteri* (Roemer) (fig. 16E), *Haplofragmoides canui* Cushman, *Epistomina* cf. *mosquensis* Uhlig (fig. 17H) oraz liczne igły gąbek, kolce jeżowców, fragmenty szkarłupni, młodociane formy ślimaków i małżoraczki.

Fauna zawarta w próbkach z głębokości 578,3 i 570,2 m jest charakterystyczna dla kimerydu dolnego. Są to: *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk, *Spirilina infima* (Strickl), *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Trocholina* sp. (fig. 17A), *Pseudocyclamina jaccardi* (Schrodt), *Pseudocyclamina* sp. (fig. 16A), *Lenticulina* sp. (fig. 16G), *L. muensteri* (Roemer), *Haplofragmoides* sp. (fig. 16D), *Haplofragmoides canui* Cushman, *Saccorhiza ramosa* (Brady) (fig. 17B). Na głębokości 578,3 m oznaczono również małżoraczki: *Cytheropteron purum* (Schmidt), *Schuleridea triebeli* (Steghaus), *Cytherella* sp. (fig. 16H), *C. suprajurassica* Oertli, *Paracipris* sp. (fig. 16I), *Spirillina tenuissima* (Gümbel) (fig. 17F). W próbce ponadto występują młodociane formy ślimaków (fig. 16J, K), kolce jeżowców (fig. 17E) i pokruszone fragmenty szkarłupni.

Powyższa interpretacja jest zgodna z najnowszymi wynikami badań z obszaru obniżenia bałtyckiego, gdzie skorelowano podziały submedyterańskie z borealnymi i subborealnymi. W wyniku prowadzonych badań ujednolicono granicę pomiędzy oksfordem i kimerydem, przebiega ona obecnie w podziale submedyterańskim pomiędzy poziomami Hypselum i Bimmamatum równolegle do granicy w podziale subborealnym, która znajduje się pomiędzy poziomami Pseudocordata a Baylei. W wyniku tych zmian poziomy Bimmamatum i Planula zostały przeniesione z oksfordu górnego do kimerydu dolnego (Smoleń, 2008; Smoleń, Wierzbowski, 2012; Wierzbowski, Matyja, 2014; Wierzbowski i in., 2015, 2016). W związku z tą zmianą

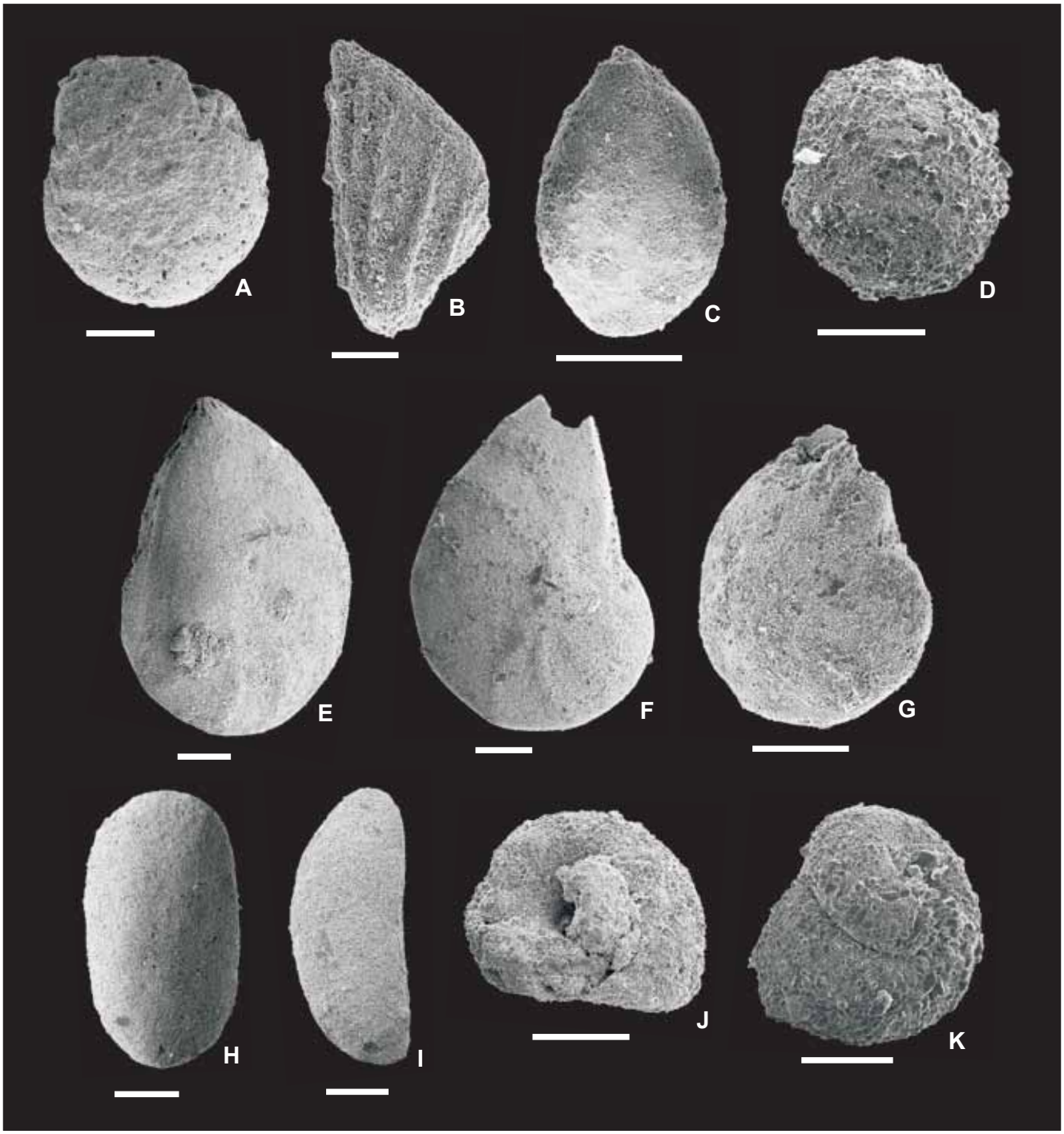


Fig. 16. Mikrofauna oksfordu środkowego i górnego oraz kimerydu dolnego

A – *Pseudocyclamina* sp., głęb. 570,2 m, kimeryd dolny. **B** – *Citharina flabellata* (Gümbel), głęb. 754,0 m, oksford środkowy/ górny. **C** – *Guttulina jurassica* (Gümbel), głęb. 801,5 m, oksford środkowy/ górny. **D** – ?*Haplofragmides* sp., głęb. 570,2 m, kimeryd dolny. **E** – *Lenticulina* cf. *muensteri* (Roemer), głęb. 654,0 m, oksford środkowy/ górny–kimeryd dolny? **F** – *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel), głęb. 578,3 m, kimeryd dolny. **G** – *Lenticulina* sp., głęb. 570,2 m, kimeryd dolny. **H** – *Cytherella* sp., głęb. 578,3 m, kimeryd dolny. **I** – *Paracipris* sp., głęb. 578,3 m, kimeryd dolny. **J, K** – młodociana forma ślimaka, głęb. 578,3 m, kimeryd dolny

Microfauna from Middle and Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian

A – *Pseudocyclamina* sp., depth 570.2 m, Lower Kimmeridgian. **B** – *Citharina flabellata* (Gümbel), depth 754.0 m, Middle and Upper Oxfordian. **C** – *Guttulina jurassica* (Gümbel), depth 801.5 m, Middle and Upper Oxfordian. **D** – ?*Haplofragmides* sp., depth 570.2 m, Lower Kimmeridgian. **E** – *Lenticulina* cf. *muensteri* (Roemer), depth 654.0 m, Middle and Upper Oxfordian–Lower Kimmeridgian? **F** – *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel), depth 578.3 m, Lower Kimmeridgian. **G** – *Lenticulina* sp., depth 570.2 m, Lower Kimmeridgian. **H** – *Cytherella* sp., depth 578.3 m, Lower Kimmeridgian. **I** – *Paracipris* sp., depth 578.3 m, Lower Kimmeridgian. **J, K** – juvenile forms of gastropods, depth 578.3 m, Lower Kimmeridgian

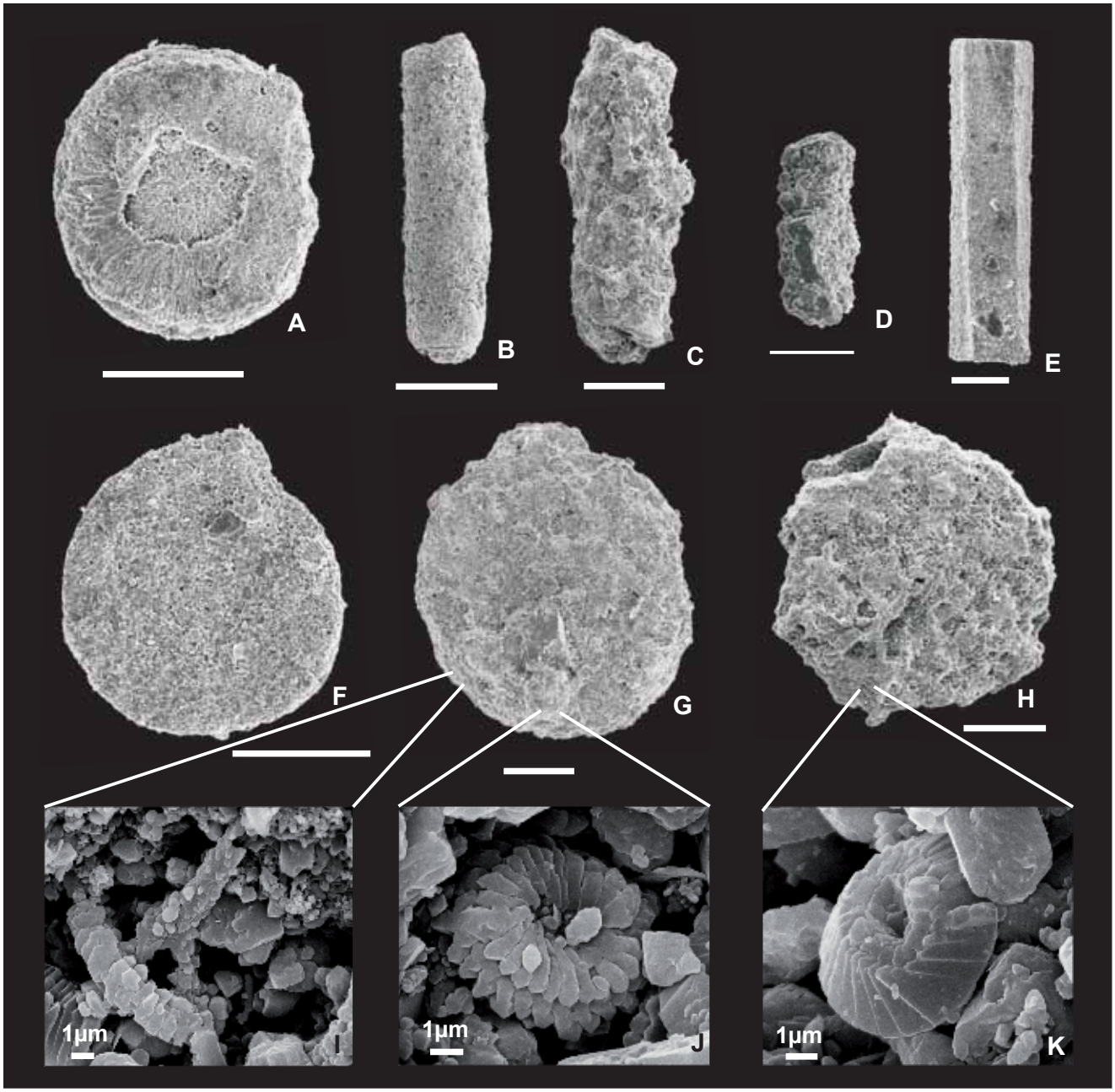


Fig. 17. Mikrofauna oksfordu środkowego i górnego oraz kimerydu dolnego

A – *Trocholina* sp., strona brzuszna, głęb. 570,2 m, kimeryd dolny. **B** – *Saccorhiza ramosa* (Brady), głęb. 578,3 m, kimeryd dolny. **C** – *Saccorhiza ramosa* (Brady), głęb. 801,5 m, oksford środkowy/ górny. **D** – *Saccorhiza ramosa* (Brady), głęb. 754,0 m, oksford środkowy/ górny. **E** – kolec jeżowca, głęb. 570,2 m, kimeryd dolny. **F** – *Spirillina tenuissima* (Gümbel), głęb. 570,2 m, kimeryd dolny. **G** – *Spirilina* sp., głęb. 801,5 m, osford środkowy/ górny. **H** – *Epistomina* cf. *mosquensis* Uhlig, głęb. 654,0 m, oksford środkowy/ górny–kimeryd dolny? **I** – *Hexapodorbdus cuvilliezi* Noël na skorupce spiriliny (oznaczyła E. Gaździcka), głęb. 801,5 m, oksford środkowy/ górny. **J** – *Cyclagelosphaeza* sp. (?*Cyclagelosphaeza margerelii* Noël) na skorupce spiriliny (oznaczyła E. Gaździcka), głęb. 801,5 m, oksford środkowy/ górny. **K** – *Watznaueria barnesae* (Black) na skorupce epistominy (oznaczyła E. Gaździcka), głęb. 654,0 m, oksford środkowy/ górny–kimeryd dolny?

Microfauna from Middle and Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian

A – *Trocholina* sp., ventral side, depth 570.2 m, Lower Kimmeridgian. **B** – *Saccorhiza ramosa* (Brady), depth 578.3 m, Lower Kimmeridgian. **C** – *Saccorhiza ramosa* (Brady), depth 801.5 m, Middle and Upper Oxfordian. **D** – *Saccorhiza ramosa* (Brady), depth 754.0 m, Middle and Upper Oxfordian. **E** – urchin spine, depth 570.2 m, kimeryd dolny. **F** – *Spirillina tenuissima* (Gümbel), depth 570.2 m, Lower Kimmeridgian. **G** – *Spirilina* sp., depth 801.5 m, Middle and Upper Oxfordian. **H** – *Epistomina* cf. *mosquensis* Uhlig, depth 654.0 m, Middle and Upper Oxfordian–Lower Kimmeridgian? **I** – *Hexapodorbdus cuvilliezi* Noël on the spirilina shell (determinate by E. Gaździcka). **J** – *Cyclagelosphaeza* sp. (?*Cyclagelosphaeza margerelii* Noël) on the spirilina shell (determinate by E. Gaździcka), depth 801.5 m, Middle and Upper Oxfordian. **K** – *Watznaueria barnesae* (Black) on the epistomina shell (determinate by E. Gaździcka), depth 654.0 m, Middle and Upper Oxfordian–Lower Kimmeridgian?

zespoły otwornicowe, które do tej pory były przypisywane do oksfordu górnego (Bielecka, 1980; Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, Styk, 1966), są zespołami kimerydzkimi. W odniesieniu do profilu otworu Siedliska IG 1 na podstawie mikrofauny można przyjąć, że osady kimerydu dolnego sięgają na pewno do głębokości 578,3 m, jednak dokładnej granicy pomiędzy oksfordem a kimerydem nie można postawić w związku z brakiem danych stratygraficznych (brak rdzenia lub brak gatunków przewodnich). Granica znajduje się w przedziale głębokości od 578,3 do 700,5 m.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil litologiczny oraz podział chronostratygraficzny profilu kredy w otworze wiertniczym Siedliska IG 1 zostały opracowane przez A. Krassowską na podstawie analizy próbek okruchowych oraz korelacji wyników pomiarów geofizycznych przez porównanie z sąsiednimi otworami, głównie Radzyń IG 1 (Krassowska, 1989), Kock IG 1 (Krassowska, 1971, 1974), Przytoczno IG 1 oraz w mniejszym stopniu Łuków IG 1, IG 4 i IG 5. Przeprowadzono także korelacje z innymi licznymi profilami otworów z tego regionu. Dopływ danych z kolejno odwiercanych otworów pozwolił na korekty pierwotnie ustalonej chronostratygrafii. Poszczególne granice jednostek chronostratygraficznych wyznaczono z pewnym prawdopodobieństwem, ich miąższości są zatem przypuszczalne.

W otworze Siedliska IG 1 skały kredy przewiercono bezrdzeniowo, pobierano jedynie próbki okruchowe.

Kredę stwierdzono tu na głębokości 99,0–558,0 m. Ma tu stosunkowo niewielką miąższość – 459,0 m, z czego na kredę górną (cenoman–mastrycht) przypada 448,5 m. Kreda dolna jest reprezentowana przez 10,5-metrowej miąższości serię, której przypisuje się wiek alb środkowy–górny. Ponad utworami kredy występuje prawdopodobnie cienka seria skał paleocenu dolnego (8,0 m).

Kreda dolna

Skały kredy dolnej w profilu otworu Siedliska IG 1 występują na głębokości 547,5–558,0 m i mają miąższość 10,5 m. Profil litologiczny odtworzono na podstawie pomiarów geofizycznych i regionalnych korelacji z sąsiednimi otworami, ponieważ próbki okruchowe nie są reprezentatywne dla odcinka o tak małej miąższości. Na podstawie korelacji regionalnej z bardzo licznymi otworami odwierconymi na tym obszarze wydzieloną serię zaliczono do albu. Reprezentowana jest ona przez piaski płytkiego szelfu silikoklastycznego, które zaliczono do ogniwa kruszwickiego formacji mogileńskiej. Przypisuje się im wiek środkowoalbski. W stropie prawdopodobnie występuje cienka (0,5 m) warstwa margli i margli piaszczystych z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi [1], deponowanych w morzu o szybko postępującej transgresji. Tę warstwę zaliczono do albu górnego. Skały kredy dolnej (albu środkowego–górnego) spoczywają ze znaczną luką stratygraficzną na utworach kimerydu (jura górna).

Kreda górna

Profil litologiczny kredy górnej (od cenomanu po mastrycht) odtworzono na podstawie próbek okruchowych oraz pomiarów geofizycznych. Kredę górną, występującą na głębokości 99,0–547,5 m i mającą miąższość 448,5 m, buduje seria węglanowa (wapienie i kreda pisząca) deponowana w epikontynentalnym basenie otwartego morza. W niższej części profilu (cenoman, turon i niższy koniak) występują wapienie, wapienie margliste oraz wapienie kredopodobne, natomiast część górną tworzą kreda pisząca dla mastrychtu górnego – wapienie kredopodobne.

Interwał, któremu przypisuje się wiek **cenomański**, ma miąższość zaledwie 7,5 m (głęb. 540,0–547,5 m) i jest reprezentowany w dolnej części (3,5 m) przez wapienie, natomiast w górnej (4,0 m) przez wapienie margliste. Na podstawie rdzeni z otworu Radzyń IG 1 i innych otworów wiertniczych z tego regionu można przypuszczać, że są to wapienie organodetrytyczne z *Inoceramus*.

W profilu **turonu–niższego koniaku**, o miąższości 77,0 m (głęb. 463,0–540,0 m), w dolnej części występują wapienie (53,0 m), a w górnej (24,0 m) – wapienie kredopodobne margliste, twarde, z krzemieniami.

Profil **wyższej części koniaku**, o miąższości 24,0 m (głęb. 439,0–463,0 m), jest reprezentowany w dolnej części przez kredę piszącą marglistą, natomiast w górnej przez kredę piszącą z laminami marglu.

Profil **santonu** ma miąższość 59,0 m (głęb. 380,0–439,0 m) i stanowi kontynuację sedymentacji wyższego koniaku w postaci kredy piszącej z laminami marglu, w wyższej części marglistej.

Profil **kampanu**, o miąższości 99,0 m (głęb. 281,0–380,0 m), tworzy na głębokości 369,0–380,0 m kreda

[1] Na podstawie korelacji z sąsiednimi rdzeniowanymi otworami wiertniczymi.

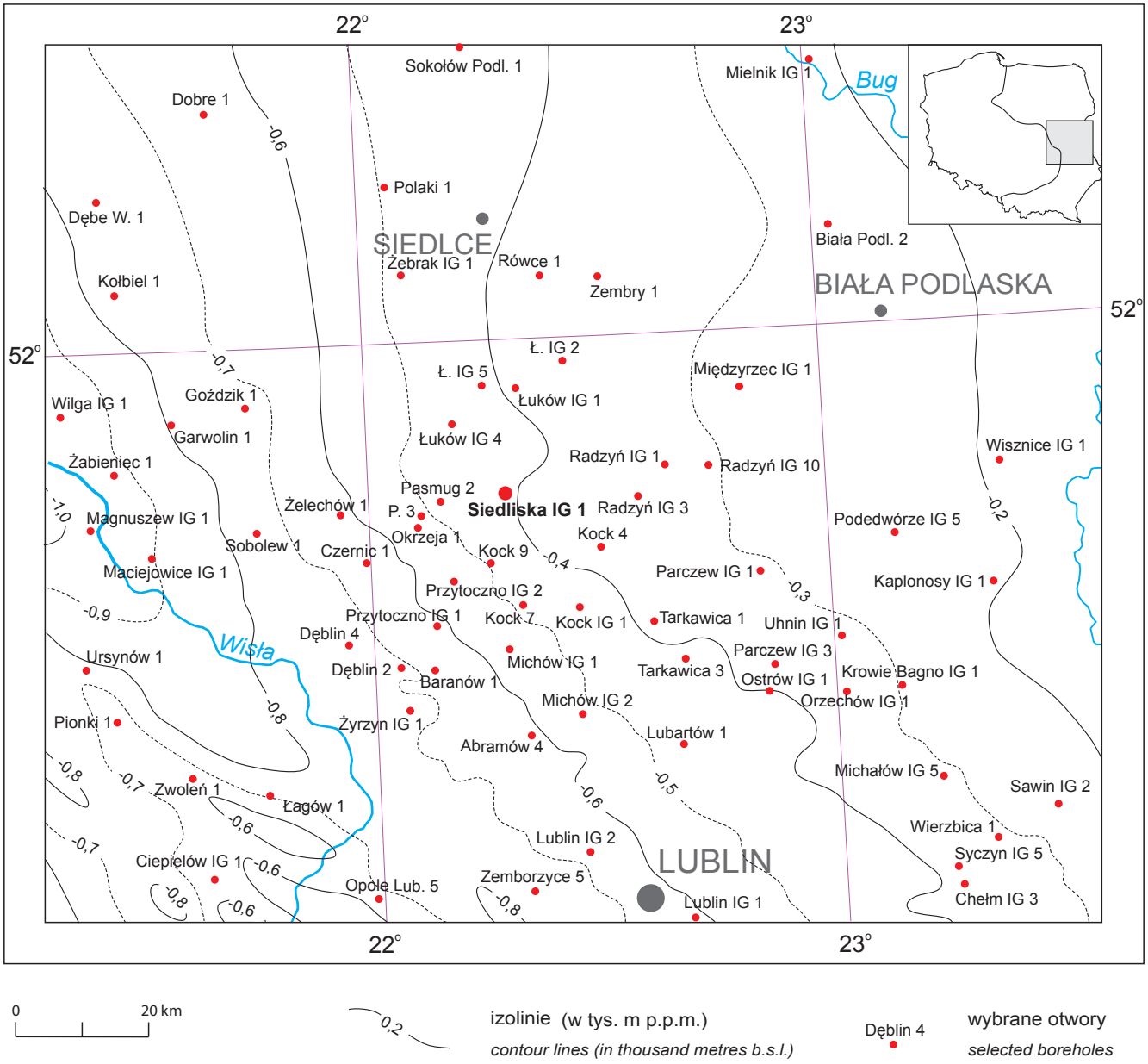


Fig. 18. Mapa strukturalna spągu kredy górnej (łącznie z albem górnym). Poziom korelowany z warstwą z glaukonitem i fosforytami albu górnego (wg Leszczyńskiego, 2012)

Base Upper Cretaceous (including Upper Albian) contour lines. Horizon correlated with Upper Albian glauconitic-phosphatic layer (after Leszczyński, 2012)

pisząca marglista z laminami marglu i wkładką marglu w stropie, wyżej występuje kreda pisząca (294,0–369,0 m), a w części najwyższej (281,0–294,0 m) – ponownie kreda pisząca marglista.

Utwory **mastrychtu** mają miąższość 182,0 m (głęb. 99,0–281,0 m). A. Krassowska wydzieliła tu mastrycht dolny (63,0 m) i górny (119,0 m). Niższą część mastrychtu dolnego tworzy kreda pisząca marglista (24,0 m), natomiast w części górnej (39,0 m) jest to czysta kreda pisząca. Mastrycht górny jest reprezentowany przez kredę piszącą marglistą oraz wapienie kredopodobne margliste.

Ponad utworami kredowymi występuje prawdopodobnie cienka, o miąższości 8,0 m, seria utworów węglanowych paleocenu dolnego [2].

[2] Na podstawie rozpoznania regionalnego.

Tabela 5

Porównanie miąższości (w metrach) kredy (i paleocenu dolnego) w otworach wiertniczych Przytoczno IG 1, Siedliska IG 1, Kock IG 1 i Radzyń IG 1

Thickness (in metres) of Cretaceous (and Lower Paleocene) deposits in the Przytoczno IG 1, Siedliska IG 1, Kock IG 1 and Radzyń IG 1 boreholes

Stratygrafia Stratigraphy	Otwór wiertniczy/ Borehole			
	Przytoczno IG 1	Siedliska IG 1	Kock IG 1	Radzyń IG 1
Paleocen dolny	27,5	8,0	–	5,0
Mastrycht górny	239,0	119,0	150,0	87,0
Mastrycht dolny	76,5	63,0	84,0	54,0
Kampan	130,0	99,0	125,0	90,0
Santon	70,0	59,0	63,0	59,0
Koniak (część wyższa)	28,0	24,0	25,0	19,0
Koniak (część niższa)–turon	97,5	77,0	97,0	86,5
Cenoman	20,8	7,5	6,5	5,5
Alb górny–środkowy	0,9*	10,5	7,5	26,0
Kreda	662,7	447,0	558,0	427,0

* tylko alb górny

* Upper Albian only

Uwagi o rozwoju regionalnym basenu w kredzie

Całość profilu kredowego otworu Siedliska IG 1 świadczy o spokojnej, morskiej sedymentacji węglanowej w basenie epikontynentalnym oraz o niewielkim i stosunkowo stabilnym tempie subsydencji. Profil kredy jest typowy dla rejonu północno-wschodniej części niecki lubelskiej i zrębu Łukowa, gdzie litofacje węglanowa (wapienie) i kredy piszącej zajmują znaczne obszary. Nie spotyka się tu litofacji marglistych, które występują od turonu górnego po kampan nieco dalej na południe i zachód od otworu Siedliska IG 1, ani litofacji węglanowo-krzemionkowych znanych lokalnie z mastrychtu północnej Lubelszczyzny (Leszczyński, 2010).

Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy górnej w otworach Przytoczno IG 1**,** Siedliska IG 1, Kock IG 1 i Radzyń IG 1 (tab. 5) wskazuje, że na tym obszarze występuje pełny profil kredy górnej, a interpretowane miąższości poszczególnych jednostek chronostratygraficznych na ogół są podobne we wszystkich otworach. Największe różnice widać w przypadku mastrychtu, kampanu i albu, co świadczy o pewnym regionalnym zróżnicowaniu subsydencji w basenie. Także miąższość utworów cenomanu w otworze Przytoczno IG 1 znacznie odbiega od wartości w pozostałych otworach wiertniczych. Miąższość kredy regionalnie stopniowo maleje z SW na NE, podobnie jak głębokość spągu kredy, co wyraźnie widać na mapie strukturalnej spągu kredy górnej, wykonanej z wykorzystaniem danych pochodzących z opracowania „3D cyfrowy model pokrywy osadowej Basenu Lubelskiego” (Leszczyński, 2015) (fig. 18).

PALEOGEN

Jacek Robert KASIŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Paleocen

Utwory paleocenu w profilu otworu Siedliska IG 1 występują według próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych na głębokości 91,0–99,0 m i osiągają miąższość 8,0 m. Są one reprezentowane przez piaski kwarcowe, żwiry i żwirki kwarcu, skał krystalicznych i węglanowych.

Utwory paleocenu w rejonie otworu wiertniczego Siedliska IG 1 zalegają penakordantnie na różnych ogniwach kredy górnej (Hansen i in., 1989).

Eocen

Rozwój transgresji środkowoeoceńskiej doprowadził na przełomie lutetu i bartonu do rozwoju na omawianym obszarze osadów formacji z Siemienia, wykształconych w strefie litoralnej oraz w środowiskach pływowych i deltowych (Kosmowska-Ceramowicz i in., 1990; Kasiński, Tołkanowicz, 1999). Są to szarozielone mułki i iły z glaukonitem oraz iłowce łupkowate z przemazami jasnozielonych piasków glaukonitowych, niekiedy ze żwirkiem kwarcowym i pojedynczymi konkrecjami fosforytowymi, a w wyższej części także lokalnie z ziarnami bursztynu (Piwocki, 2004). Utwory te są miejscami wapniste i zawierają nieoznaczalny detrytus fauny mięczaków, ichnoskamieniałości, szczątki ryb oraz drobne okruchy zwęglonych roślin. Poprzez obszar obecnego Bałtyku, a częściowo płycizny archipelagu rozwiniętego na terenie wyniesień wału środpolskiego, odbywała się ograniczona wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych, przy czym te ostatnie migrowały z południowego wschodu. Wskazuje to na połączenie oceanów Arktycznego i Atlantyckiego poprzez baseny Niżu Polskiego i Prypeci (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977). Obszar dzisiejszej Zatoki Botnickiej z północnej Finlandii przypuszczalnie zapewniał połączenie z Oceanem Arktycznym (Knox i in., 2010), w którego litoralnych częściach, w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej, osadzały się utwory bursztynonośne z ziarnami bursztynu transportowanymi ze wschodniego wybrzeża basenu sedymentacyjnego i rozwlekanymi następnie przez prądy wzdłuż brzegu. W utworach tych na obszarze nieodległej Kępy Swarzewskiej występują bogate złoża bursztynu.

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

Nie można wykluczyć, że w profilu otworu Siedliska IG 1 do eocenu należy niższa część utworów opisanych jako oligocen dolny, występująca na głębokości 69,0–91,0 m. Ze względu na znaczne podobieństwo litologiczne utworów eocenu górnego i oligocenu dolnego nie jest możliwe jednoznaczne zdefiniowanie tych utworów na podstawie lakonicznego opisu próbek okruchowych i mało precyzyjnych wyników pomiarów geofizycznych.

Oligocen

Według próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych utwory oligocenu, o miąższości 54,0 m, występują na głębokości 45,0–99,0 m. Są to głównie iły, mułki, piaski, piaski ilaste i mułkowate.

Kolejna transgresja postępująca od zachodu w najniższym rupelu rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowa, Pożaryska, 1978**)** świadczy o połączeniu omawianego obszaru z basenem Europy Zachodniej i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą płycizn i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (*highstands*) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej. Ciąg progradujących transgresywnych systemów depozycyjnych rozpoczynają osady formacji mosińskiej dolnej. W spągu formacji często występuje transgresywna warstewka żwirku kwarcowego (Piwocki, Kasiński, 1995). Osady formacji mosińskiej dolnej są reprezentowane przez szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek, w spągu ze żwirkiem kwarcowym i konkrecjami fosforytowymi.

Ponad utworami formacji mosińskiej górnej występują brakiczne osady formacji czempińskiej, wykształcone w postaci szarobrązowych piasków mułkowatych, mułków i iłów z przewarstwieniami piasków. Utwory te są często laminowane i zawierają liczne struktury bioturbacyjne. Pojawiające się okazjonalnie w dolnej części sekwencji zawęglenia świadczą o lokalnej sedymentacji w środowisku bagiennym (proksymalne partie lagun, bagna nadbrzeżne).

Po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej miał miejsce niewielki epizod transgresywny kończący sedy-

mentację paleogenu w północno-wschodniej Polsce. W jego wyniku powstały utwory formacji mosińskiej górnej: drobnoziarniste i mułkowate piaski kwarcowe z glaukonitem, w spągu ze żwirem kwarcowym, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mułki piaszczyste i mułki z glaukonitem.

W profilu otworu Siedliska IG 1 do oligocenu dolnego należy kompleks utworów piaszczysto-ilastych, występujący w na głębokości 45,0–91,0 m (ewentualnie 69,0–91,0 m).

Utwory neogenu osadzone pierwotnie na utworach paleogeńskich w rejonie otworu Siedliska IG 1 zostały usunięte w całości przez erozję czwartorzędową.