WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PALEONTOLOGICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

KAMBR

Kazimiera LENDZION, Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze Polik IG 1 strop utworów kambru nawiercono według próbek rdzeniowych na głęb. 4507,0 m. Wiercenie zatrzymano w utworach kambru na głęb. 4584,0 m. Miąższość omawianych utworów wynosi 77,0 m.

W nawierconym profilu można wyróżnić trzy kompleksy litologiczne. Stropowy kompleks o miąższości 4,0 m budują ciemnoszare, zwięzłe iłowce z licznymi, nieregularnymi wkładkami szarych, zwięzłych piaskowców drobnoziarnistych. W iłowcach i piaskowcach występują liczne, nieregularne konkrecje i laminy pirytu. Obecne są również bardzo liczne sedymentacyjne struktury deformacyjne. Na powierzchniach przewarstwień występują drobne skamieniałości śladowe.

Środkowy kompleks litologiczny o miąższości 68,7 m reprezentują charakterystyczne heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, w których przewarstwiają się szare i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste z ciemnoszarymi iłowcami i mułowcami. Piaskowce są bardzo zwięzłe, miejscami kwarcytyczne i jednocześnie silnie spękane – szczeliny wypełnione kalcytem. Miąższość warstw piaskowców drobnoziarnistych nie przekracza 0,2 m. W kompleksie heterolitów występują bardzo liczne sedymentacyjne struktury deformacyjne. Są też obecne liczne, nieregularne konkrecje i laminy pirytu. W piaskowcach występują laminy łyszczyków. Na powierzchniach przewarstwień występują liczne, drobne skamieniałości śladowe, a w iłowcach – lustra tektoniczne.

Dolny kompleks litologiczny o nawierconej miąższości 5,0 m budują szare, zwięzłe, lecz spękane, piaskowce drobnoziarniste, smugowane ciemnoszarym iłowcem.

W utworach kambru stwierdzono występowanie licznych, bardzo źle zachowanych fragmentów trylobitów. Większość z rodzaju *Paradoxides*, prawdopodobnie są to trylobity ?*Paradoxides paradoxissimus* (Wahlenberg) oraz z rodzaju ?*Paronopsis*, być może reprezentujące gatunek ?*Paronopsis scutalis* Salter. Ramienionogi są głównie reprezentowane przez *Lingulella* sp., rzadziej przez *Lingulella ferruginea* Salter.

Na podstawie wyżej wymienionego składu zespołu fauny można przypuszczać, że nawiercone utwory kambru reprezentują dolną część poziomu *Paradoxides paradoxissimus* ~oddziału 3 (kambru środkowego).

Górna granica sukcesji kambryjskiej jest erozyjna. Luka stratygraficzna obejmuje znaczną część poziomu *Paradoxides paradoxissimus*, poziom *Paradoxides forchhammeri* oraz furong (kambr górny).

Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW ~ODDZIAŁU 3 (KAMBR ŚRODKOWY)

Utwory należące do ~oddziału 3 (kambr środkowy), nawiercone w otworze Polik IG 1, wykształcone są w postaci skał silikoklastycznych, powstałych w środowisku morskim. Głównie są to serie szarych piaskowców, masywnych i silnie scementowanych.

Pod mikroskopem zbadano próbki piaskowców z głęb.: 4577,7; 4580,7 i 4582,4 m.

Reprezentują one arenity kwarcowe (typu ortokwarcytów) drobno- i bardzo drobnoziarniste o bezładnej strukturze. Materiał okruchowy jest dobrze obtoczony i bardzo

dobrze wysortowany. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płytce cienkiej wynosi 0,16 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 0,53 mm. Stosunek wielkości d_{mf}/d_{max} w badanych próbkach jest niemal identyczny – od 3,2 do 3,4 i świadczy o dobrym wysortowaniu ziaren. Piaskowce te są bardzo dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc w postaci detrytycznych ziaren i cementu tworzącego na nich obwódki regeneracyjne (fig. 5A). Pozostałe składniki występują w minimalnych ilościach, nie przekraczają zwykle 1% (tab. 1). W próbce z głęb. 4577,7 m obecne są poikilitowe skupienia węglanów stanowiących 4% wag. skały (fig. 5B). Łyszczyki oraz okruchy czertów są obecne w śladowych ilościach. Wśród minerałów akcesorycznych odnotowano: cyrkon, turmalin, anataz, piryt, leukoksen.

Piaskowce charakteryzują się silnym zdiagenezowaniem. Uległy intensywnej sylifikacji, która spowodowała powstanie regeneracyjnych obwódek kwarcowych i nadała skałom charakter ortokwarcytów. Cementacja węglanowa miała niewielkie znaczenie. Widoczne są ziarna kwarcu oraz cement kwarcowy zastępowane przez węglany. W próbce z głęb. 4580,7 m odnotowano obecność przeobrażonego minerału Fe-Ti (prawdopodobnie ilmenitu) w anataz oraz wypełnionego później kalcytem (fig. 5C). Identyczne pseudomorfozy opisano w piaskowcach kambru dolnego w otworze wiertniczym Darżlubie IG 1 (Sikorska, 1998). Przejawem kompakcji chemicznej w badanych osadach jest obecność szwów mikrostylolitowych (fig. 5D), będących wynikiem procesu rozpuszczania pod wpływem podwyższonego ciśnienia i temperatury.

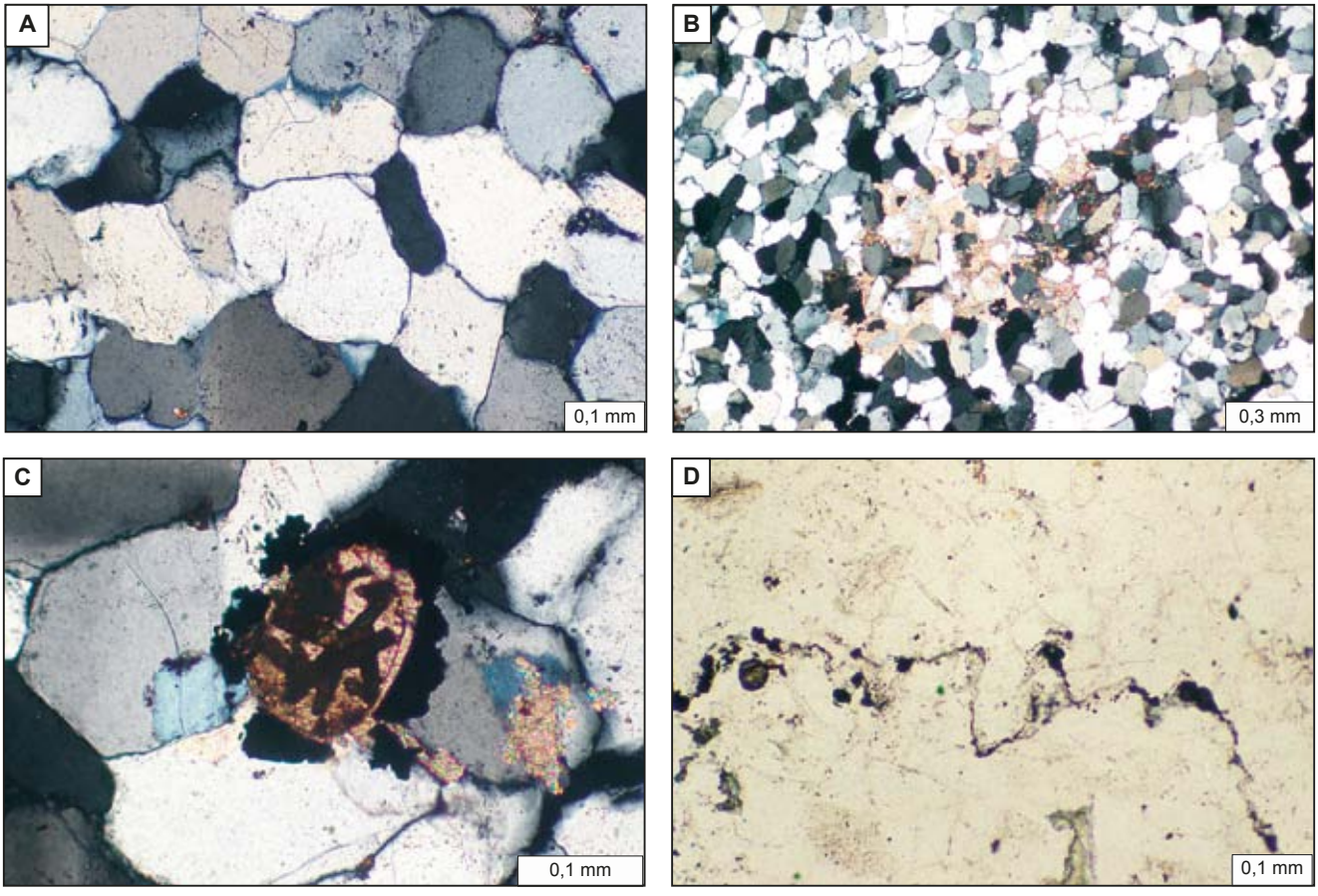


Fig. 5. A. Arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt). Cement kwarcowy w postaci regeneracyjnych obwódek wokół ziaren. Głęb. 4580,7 m. Nikole skrzyżowane. **B.** Arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty (ortokwarcyt). W centrum poikilitowy cement węglanowy. Głęb. 4577,7 m. Nikole skrzyżowane. **C.** W centrum pseudomorfoza anatazowa po ilmenicie wypełniona później węglanem. Głęb. 4580,7 m. Nikole skrzyżowane. **D.** Szew mikrostylolitowy w arenicie kwarcowym. Głęb. 4577,7 m. Bez analizatora

A. Fine-grained quartz arenite (orthoquartzite). Quartz cement in the shape of quartz overgrowths. Depth 4580.7 m. Crossed polars. **B.** Very fine-grained quartz arenite (orthoquartzite). Poikilotopic carbonate cement visible in the center. Depth 4577.7 m. Crossed polars. **C.** In the center: anatase pseudomorph after ilmenite filled with calcite. Depth 4580.7 m. Crossed polars. **D.** Microstylolite in quartz arenite. Depth 4577.7 m. Plane polarized light

Tabela 1

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

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

Głębokość Depth [m]	Nr próbki Sample No	Rodzaj skały Rock type	Maksymalne ziarno kwarcu The maximum grain of quartz d_{max} [mm]	Najczęstsze ziarno kwarcu The most frequent grain d_{mf} [mm]	d_{max}/d_{mf} w piaskowcu in sandstones	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Łyszczyki Mica	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Minerały ilaste Clay minerals	Węglany Carbonates	Okruchy skał Clasts
4577,7	1	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,38	0,11	3,4	95,3	–	0,3	0,4	–	4,0	+
4580,7	2	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,60	0,19	3,2	99,0	–	–	0,4	0,2	0,4	+
4582,4	3	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,62	0,18	3,4	99,1	–	–	0,3	–	0,6	–

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Polik IG 1 jest jednym z nielicznych otworów wiertniczych, w którym rozpoznano utwory ordowickie w podłożu niecki płocko-warszawskiej. Według pomiarów geofizyki otworowej utwory te wyróżniono na głęb. 4438,0–4505,0 m, a ich miąższość wynosi 67,0 m. Profil ten był jedynie częściowo rdzeniowany, a próbki rdzeniowe pobrano z interwału głęb. 4448,0–4507,0 m. Upad warstw wynosi zazwyczaj 0°, jedynie miejscami osiąga 3–10°.

Profil ordowiku reprezentują utwory standardowych pięter globalnych: darriwilu, sandbu, katu i hirnantu, które według klasycznego podziału brytyjskiego odpowiadają sekwencji od lanwirnu do aszgilu górnego.

Wyróżnia się tu utwory trzech jednostek litostratygraficznych (Modliński, Szymański, 2008):

- formacji wapieni z Polika;
- formacji iłowców z Sasina;
- formacji margli i iłowców z Prabut.

Formacja wapieni z Polika

Według próbek rdzeniowych miąższość osadów tej formacji wynosi tu zaledwie 0,7 m. Są to w dole wapienie szare i jasnoszare, spirytyzowane, z licznymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych. W części przyspągowej, na kontakcie z utworami ~oddziału 3 kambru (kambr środkowy), przechodzące w zlepieniec złożony z słabo obtoczonych okruchów iłowca oraz skał fosforanowych. W osadach nie stwierdzono oznaczalnych szczątków makrofauny.

Formacja iłowców z Sasina

Według próbek rdzeniowych osady tej formacji występują w interwale głębokościowym 4454,7–4506,3 m, a więc ich miąższość osiąga 51,6 m, stanowiąc podstawową część profilu ordowiku.

W dole tę jednostkę budują iłowce nieco wapniste, ciemnoszare, prawie czarne, z nielicznymi wkładkami wapieni krystalicznych, szarych. W iłowcach występuje słabo zachowana fauna graptolitów (*Climacograptus* sp., D*endrograptus* sp.) oraz trylobity *Cyclopyge* sp.

Wyżej są to iłowce ciemnoszare, prawie czarne, miejscami silnie zsylifikowane, z licznymi laminami i wkładkami bentonitów. W iłowcach zidentyfikowano dość liczny zespół graptolitów, m.in. gatunek *Dicranograptus clingani* Carruthers, jednoznacznie dokumentujący obecność poziomu *clingani*.

W najwyższej części osadów formacji iłowców z Sasina występują iłowce czarne i ciemnoszare z mniej licznymi laminami bentonitów. W iłowcach stwierdzono liczną i dobrze zachowaną faunę graptolitów *Dicranograptus clingani* Carruthers, *Orthograptus calcaratus* Lapworth, *O. trun-*

catus Lapworth i in. Fauna ta dokumentuje obecność poziomów *clingani* i *linearis*.

Formacja margli i iłowców z Prabut

Osady tej formacji zostały przewiercone jedynie z częściowym poborem próbek rdzeniowych. Według pomiarów geofizyki otworowej występują one w interwale głębokościowym 4438,0–4452,0 m, a więc miąższość ich wynosi 14,0 m. W dole są to głównie iłowce mulaste, ciemnoszare, miejscami prawie czarne, z soczewkami wapieni. W wyższej części przechodzą w wapienie i margle. W osadach nie stwierdzono oznaczalnych szczątków makrofauny. Według regionalnej korelacji stratygraficznej są zaliczane do wyższego katu–hirnantu, czyli aszgilu według podziału brytyjskiego (Modliński, Szymański, 2008a).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Wstępne uwagi i charakterystyka sedymentacji

W profilu otworu wiertniczego Polik IG 1 utwory syluru wyróżniono na podstawie próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizyki otworowej. Górną granicę tego systemu określono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej na głęb. 3766,0 m (wg rdzenia – 3777,0 m). Utwory syluru kontaktują w stropie z dużą luką stratygraficzną z utworami permu – czerwonego spągowca. Luka ta jest związana z erozją utworów przydolu oraz znacznej części ludlowu. Spąg syluru określony na podstawie pomiarów geofizyki otworowej występuje na głęb. 4438,0 m. Sylur kontaktuje w spągu z utworami ordowiku – hirnantu. Miąższość syluru według miary geofizycznej wynosi 672,0 m.

Zakres rdzeniowania utworów syluru był bardzo ograniczony. Rdzeniowano ogółem 122,0 m profilu (18%) z czego uzyskano 117,7 m rdzenia, co stanowi 98% rdzeniowanego profilu syluru.

Utwory syluru, głównie mułowce, iłowce i pyłowce, leżą poziomo lub pod niewielkim kątem (kilka stopni), nie zaobserwowano większych zaburzeń tektonicznych poza nielicznymi powierzchniami ślizgów. Podobnie wykształcone osady syluru stwierdzono w pobliskich otworach: Bodzanów IG 1, Kamionki IG 3, Bieżuń 1 oraz Szczawno 1 (Tomczyk, 1983).

Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze Polik IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w „Dokumentacji wynikowej..." (Tomczyk, Tomczykowa, 1989). Sylur został tam podzielony na wiele wydzieleń stratygraficznych: ludlow, w obrębie którego wyróżniono mielnik górny (3777,0–4117,0 m) i dolny (4117,0–4324,0 m), wenlok z podziałem na bielsk górny (4324,0–4387,0 m) i dolny (4387,0–4410,0 m) oraz landower (dolny i górny) na głęb. 4410,0–4438,0 m.

Chronostratygrafia syluru w otworze została poddana późniejszej weryfikacji przez Modlińskiego i Szymańskiego (2008b). Granice oddziałów podano według wspomnianych wyżej autorów.

Wydzielenia chronostratygraficzne rangi pięter określono w niniejszym opracowaniu na podstawie biostratygrafii tylko w odcinkach rdzeniowanych. W przypadku interwałów nierdzeniowanych granica między piętrami mogła być określona tylko w przybliżeniu. W niektórych przypadkach wydzielano interwały łączone, obejmujące swym zasięgiem oba sąsiadujące piętra. Poziomy graptolitowe zostały zweryfikowane, a ich zasięgi określono tylko dla odcinków rdzeniowanych. Przedstawiono natomiast aktualny podział litostratygraficzny syluru oparty na wydzieleniach litostratygraficznych dla obszaru Pomorza (Modliński i in., 2006).

Osady syluru, podobnie jak pozostałe skały niższego paleozoiku tego regionu, powstały w dystalnej części basenu bałtycko-podlasko-lubelskiego, rozciągającym się od późnego proterozoiku wzdłuż zachodniego skłonu Bałtyki. Przeważają osady drobnoklastyczne: mułowce, iłowce i pyłowce często wapniste. Poza tym występują wkładki i soczewki wapieni oraz cienkie wkładki osadów piroklastycznych, tufitów. W utworach ludlowu licznie występuje muskowit. Dominujący jest mułowiec – skała będąca mieszaniną iłu i pyłu w zmiennych proporcjach (w „Dokumentacji wynikowej..." (1989) – iłowce). Obecność pyłowców i pyłowców wapnistych (mułowców wg „Dokumentacji wynikowej...") jest charakterystyczna dla formacji z Kociewia wyższego wenloku i ludlowu.

Miąższość niższej części syluru (landoweru i wenloku) wynosi łącznie 258,0 m. W ludlowie (gorst i najniższy ludford) wynosi natomiast 414,0 m. Pierwotnie miąższość syluru była znacznie większa; procesy erozyjne spowodowały usunięcie znacznej części ludlowu i całego przydolu. Wzrost miąższości w ludlowie w kierunku południowo-zachodniej części basenu sedymentacyjnego był związany ze zwiększaniem się przestrzeni akomodacyjnej, spowodowanej uginaniem się podłoża krystalicznego i jego pogrążaniem przy jednoczesnym zwiększonym dostarczaniu materiału do zbiornika sedymentacyjnego (Poprawa i in. 1999; Jaworowski, 2000; Lazauskiene i in., 2003; Modliński, Podhalańska, 2010). W wyniku fleksuralnego uginania skorupy Bałtyki, w basenie systematycznie wzrastało tempo subsydencji, osiągając maksimum w 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; Popra-

wa, 2006b). Osady wyższej części syluru określone zostały 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 znacznie zerodowane utwory ludfordu (wyższy ludlow) powstałe w warunkach wypełniania zbiornika sedymentacyjnego materiałem z niszczenia pryzmy akrecyjnej.

Zespoły skamieniałości w profilu są mało zróżnicowane, lecz często są dość liczne. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity, oznaczone przez Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu (Tomczyk, Tomczykowa, 1989). W wenloku i ludlowie oprócz graptolitów występują małże i łodziki.

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

W profilu udokumentowano biostratygraficznie wenlok i ludlow. Utwory landoweru nie były rdzeniowane. W próbkach okruchowych najniższej części utworów uznanych za landower Tomczyk i Tomczykowa (1989) podają obecność „detrytusu graptolitów typowych dla najniższego syluru".

Profil litologiczno-stratygraficzny autorstwa Tomczyka i Tomczykowej (*op. cit*.) został przedstawiony w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej standardowy podział syluru i datowanie niektórych granic oddziałów i pięter np. granicy wenlok/ludlow w spągu poziomu *Neodiversograptus nilssoni*, a nie poziomu *Gothograptus nassa*, jak to było określane przez Tomczyka dla większości analizowanych przez tego autora profili syluru. Spowodowało to zmianę głębokości granicy wenlok/ludlow średnio o kilkanaście do 20 m wyżej (Modliński, Szymański, 2008b).

Występowanie skamieniałości w profilu podano według dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, Tomczykowa, 1989), weryfikując ich przynależność rodzajową.

Chronostratygrafia

Landower

Na podstawie danych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG (Modliński, Szymański, 2008b) nierdzeniowane utwory landoweru według pomiarów geofizycznych występują na głęb. 4410,0–4438,0 m i ich miąższość wynosi 28,0 m. Landower, wg geofizyki i próbek okruchowych, jest wykształcony jako iłowce i mułowce w dolnej części czarne, bitumiczne – ?formacja (mułowiec) z Jantaru, w górnej – zielonkawe, dolomityczno-wapniste z przewarstwieniami szarych. Ciemnoszare i zielonkawe iłowce/mułowce landoweru należą do formacji z Pasłęka.

Wenlok

Występowanie utworów wenloku określono na głęb. 4180,0–4410,0 m i ich miąższość wynosi 230,0 m (Modliński i Szymański, 2008b).

Odcinek profilu odpowiadający wenlokowi był rdzeniowany w niskim stopniu.

Wyróżnia się tu dwie formacje litostratygraficzne. Niższą część wenloku reprezentuje formacja z Pelplina – iłowce/mułowce ciemnoszare i szare, często laminowane, łupkowate, miejscami wapniste. W wyższej części profilu pojawia się materiał pyłowcowy w formie lamin i soczewek – formacja z Kociewia.

W interwałach rdzeniowanych występuje dość liczna fauna graptolitów. Na ich podstawie można przyjąć obecność obu pięter wenloku – 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 najwyższe utwory sheinwoodu występują w odcinku rdzeniowanym na głęb. 4392,0– 4407,0 m i dokumentują je poziomy *Monograptus flexilis–Streptograptus antennularius*. Najniższe utwory homeru udokumentowane poziomami *Gothograptus nassa–Cyrtograptus lundgreni* występują w rdzeniu z głęb. 4335,0–4342,0 m.

Ludlow

Utwory ludlowu mają większą miąższość (414,0 m) niż landoweru i wenloku. Według CBDG (Modliński, Szymański, 2008b) występują one na głęb. 3766,0–4180,0 m. Górna część ludlowu oraz utwory przydolu zostały zerodowane. Utwory ludlowu są wykształcone jako iłowce/mułowce i pyłowce często wapniste, miejscami zawierające materiał tufogeniczny formacji z Kociewia. W ludlowie stwierdzono dość liczne graptolity oraz małże i łodziki. Można udokumentować oba piętra ludlowu – gorst i ludford, chociaż nie jest możliwe ustalenie dokładnej granicy między nimi ze względu na słabą dokumentację biostratygraficzną (brak rdzenia w odcinku, w którym prawdopodobnie przebiega granica między tymi piętrami). Najniższe udokumentowane paleontologicznie osady ludlowu (gorstu) występują w odcinku rdzeniowanym na głęb. 4153,0–4171,0 m (18,0 m rdzenia) i datowane są graptolitami poziomu *Neodiversograptus nilssoni*. Wyżej w profilu udokumentowano także poziomy *Lobograptus scanicus* i *Cucullograptus hemiaversus* gorstu oraz poziom *Cucullograptus aversus* (= *Saetograptus leintwardinensis*) ludfordu. Granica między gorstem i ludfordem przebiega w odcinku nierdzeniowanym – 3870,0–3920,0 m. Interwał ten określono w profilu jako nierozdzielony ludford–gorst. Najwyższym poziomem graptolitowym syluru w profilu Polik IG 1 jest poziom *Saetograptus leintwardinensis* najniższego ludfordu. Na nich leżą zlepieńcowate utwory czerwonego spągowca. Młodsze utwory syluru uległy erozji.

Litostratygrafia

Podział litostratygraficzny syluru w profilu wiertniczym Polik IG 1 w znacznym zakresie jest analogiczny do podziału wprowadzonego przez Modlińskiego i in. (2006) dla obszaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego oraz podziału przedstawionego dla obszaru Podlasia i Lubelszczyzny (Podhalańska i in., 2010), z wyjątkiem ogniwa z Jantaru, które wyłączono z formacji z Pasłęka, nadając mu nazwę **formacji (lub mułowca) z Jantaru** (Porębski, Podhalańska, 2017). Jednostka ta, występująca powyżej formacji z Prabut wyższego katu i hirnantu (Modliński, ten tom), została przypuszczalnie wyróżniona na głęb. 4431,0–4438,0 m na podstawie opisu próbek okruchowych oraz pomiarów geofizyki otworowej. Zgodnie z opisem są to: „iłowce i łupki ilaste czarne z bardzo licznym detrytusem graptolitów typowych dla najniższego syluru" (Tomczyk, Tomczykowa, 1989).

Formację z Pasłęka tworzą iłowce/mułowce szare lub zielonkawe, miejscami dolomityczno-wapniste. Formacja ta występuje na głęb. 4410,0–4431,0 m.

Formacja z Pelplina obejmuje utwory ilaste i mułowcowe, ciemnoszare, lekko wapniste, występujące na głęb. 4324,0–4410,0 m (miąższość 86,0 m). Jej wiek na podstawie graptolitów określono na wenlok (sheinwood oraz niższa część homeru do poziomu *Gothograptus nassa*).

Formacja z Kociewia jest zbudowana z szarych i ciemnoszarych mułowców/iłowców, miejscami wapnistych, gęsto przeławicanych jasnoszarymi lub szarymi pyłowcami, często wapnistymi (heterolity iłowcowe i pyłowcowe wg Jaworowskiego, 1989, modyfikacja 2016 – tabl. I–VI[1]). Skały te zawierają rozproszony muskowit oraz cienkie wkładki tufitów. W utworach tej formacji stwierdza się liczne struktury sedymentacyjne – laminacja: równoległa, riplemarkowa, przekątna, soczewkowa, niekiedy z pogrążami w spągu (*op. cit*.). Formację z Kociewia można wyróżnić na głęb. 3766,0–4324,0 m (miąższość 558,0 m). Formacja z Kociewia w profilu Polik IG 1 obejmuje homer (od poziomu *G. nassa*), gorst oraz najniższy ludford. Pozostała część utworów formacji z Kociewia oraz formacja z Pucka uległy erozji. Nad utworami syluru występują utworu czerwonego spągowca, które w spągu zawierają fragmenty skał sylurskich.

PERM

Jędrzej POKORSKI (red. Hubert KIERSNOWSKI)

CZERWONY SPĄGOWIEC

Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny

W otworach wiertniczych Polik IG 1 i Kamionki IG 3 stwierdzono pod utworami ewaporatowymi cyklotemu PZ1 skały klastyczne gruboziarniste (frakcji psamitowej), czerwone, które zaliczono do górnego czerwonego spągowca (grupa Warty).

Otwory te zlokalizowano w strefie kontaktu platformy prewendyjskiej i paleozoicznej. Strefa ta wyznacza również ogólny zasięg utworów czerwonego spągowca związanych z akumulacją w basenie polskim (Pokorski, 1978), w ujęciu paleotektonicznym – w bruździe środkowopolskiej (Pokorski, 1988). W segmencie pomorskim kontaktu platform utwory czerwonego spągowca sięgają do podniesień wyżyny pomorskiej, będącej ważnym, choć o lokalnym znaczeniu, obszarem alimentacyjnym. Ten obszar alimentacyjny obejmuje tzw. strefę tektoniczną Koszalina–Chojnic oraz był zbudowany z paleowychodni skał karbonu i dewonu. Główne elewacje tego terenu były zbudowane ze skał dewonu (np. Kościernicy–Wyszeborza, Miastka, Chojnic). Ku południu, na obszarze wiertniczo słabo rozpoznanego kujawskiego segmentu kontaktu platform (na SSE od Torunia), morfologia terenów alimentacyjnych staje się stopniowo mniej urozmaicona i coraz łagodniejsza. Tworzą ją głównie speneplenizowane paleowychodnie skał ilasto-mułowcowych syluru (otwory wiertnicze Toruń GN 1, Karnkowo IG 1, Szczawno 1, Żuromin 5, Działdowo 2). W obrębie tego segmentu najbardziej interesująca jest zatoka (obniżenie) Bieżunia (Pokorski, 1988). Jednostka ta ma zapewne założenia tektoniczne. Udokumentowano ją otworami wiertniczymi Działdowo 2 (1,5 m), Gradzanowo 4 (0,5 m), Bieżuń 2 (13,0 m), Sierpc 2 (4,0 m), Bodzanów IG 1 (18,5 m), Polik IG 1 (6,0 m) oraz Kamionki IG 3 (8,0 m). Zatoka Bieżunia wypełniała obniżenie paleotektoniczne, które Pożaryski, Tomczyk i Brochowicz-Lewiński (1983) zaznaczają na mapach stropu podłoża krystalicznego oraz miąższości osadów paleozoiku podpermskiego, nazywając to obniżenie rowem Raciąża. Według tych autorów południowo-wschodnia granica rowu Raciąża przebiega wzdłuż długiego uskoku, który oddziela tę jednostkę od wyniesienia Bodzanowa. Granica północno-zachodnia tej jednostki nie jest granicą uskokową, a rów Raciąża przechodzi stopniowo w wyniesienie Sierpca. Wydaje się, że w czerwonym spągowcu również granica północno-wschodnia tej jednostki przebiegała wzdłuż uskoku (lub systemu uskoków). Taką interpretację przedstawiono na załączonym szkicu miąższościowo-litofacjalnym (fig. 6).

Zatoka Bieżunia na krańcach północno-wschodnich była zamknięta wychodniami kambru (Gradzanowo) oraz wychodniami skał wylewnych, które zostały stwierdzone w otworach wiertniczych Konopki 1 i Ciechanów 1. Wychodnie skał wylewnych musiały tworzyć w tym speneplenizowanym obszarze wyraźna kumulację, podlegającą

[1] Tablice są umieszczone na końcu publikacji.

silnym procesom denudacji, ponieważ zarówno w otworze Kamionki IG 3, jak i Bodzanów IG 1 skały wylewne stanowią składnik (do 75% obj.) otoczaków frakcji zlepieńcowej. Trudno analizować profil otworu Polik IG 1, gdyż uzysk rdzenia z interesującego nas interwału głębokości jest bardzo niski. Występowanie dużych, dobrze obtoczonych otoczaków zbudowanych z kwarcytów kambryjskich świadczy jednak, że denudowane były również utwory kambru, przynajmniej w początkowej fazie rozwoju omawianej zatoki (odnoga północna).

Otwory wiertnicze Polik IG 1 i Kamionki IG 3 wniosły znaczące informacje na temat czerwonego spągowca w strefie kontaktu platform:

1. Potwierdzono obserwację, że urozmaicenie linii zasięgu utworów górnego czerwonego spągowca ściśle jest związane z rodzajem skał występujących w paleowychodniach oraz ze stopniem zaangażowania tektonicznego paleozoicznych kompleksów strukturalnych pokrywy osadowej.
2. Wykazano ścisłą współzależność pomiędzy składem litoklastów frakcji psefitowej i psamitowej a budową geologiczną obszarów alimentacyjnych.
3. Liczne wystąpienia otoczaków skał wylewnych w zlepieńcach czerwonego spągowca są związane z wychodniami tych skał na obszarze położonym w pobliżu otworów wiertniczych Konopki 1 i Ciechanów 1.
4. Skały wylewne znane z otworów Konopki 1 i Ciechanów 1 są zapewne młodsze od utworów formacji magnuszewskiej (karbon górny), w której nie spotyka się otoczaków pochodzących ze zniszczenia tych skał, albo, jak sugerował Żelichowski (1983), w trakcie sedymentacji karbonu nie były one odsłonięte.
5. Wzdłuż kontaktu platform w czerwonym spągowcu występuje szeroki na ok. 30 km pas wychodni skał klastycznych, fluwialnych piaskowców. Na wysokości zatoki Bieżunia pas wychodni piaskowców fluwialnych powinien się znacznie poszerzać i wkraczać na obszar tej części zbiornika czerwonego spągowca, gdzie możemy spodziewać się gradientowych przyrostów miąższości tych utworów. Taka sytuacja paleogeograficzna stwarza korzystne warunki do występowania skał zbiornikowych, a więc występowania pułapek strukturalnych i litologicznych gazu ziemnego.

Marta KUBERSKA, Elżbieta JACKOWICZ

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

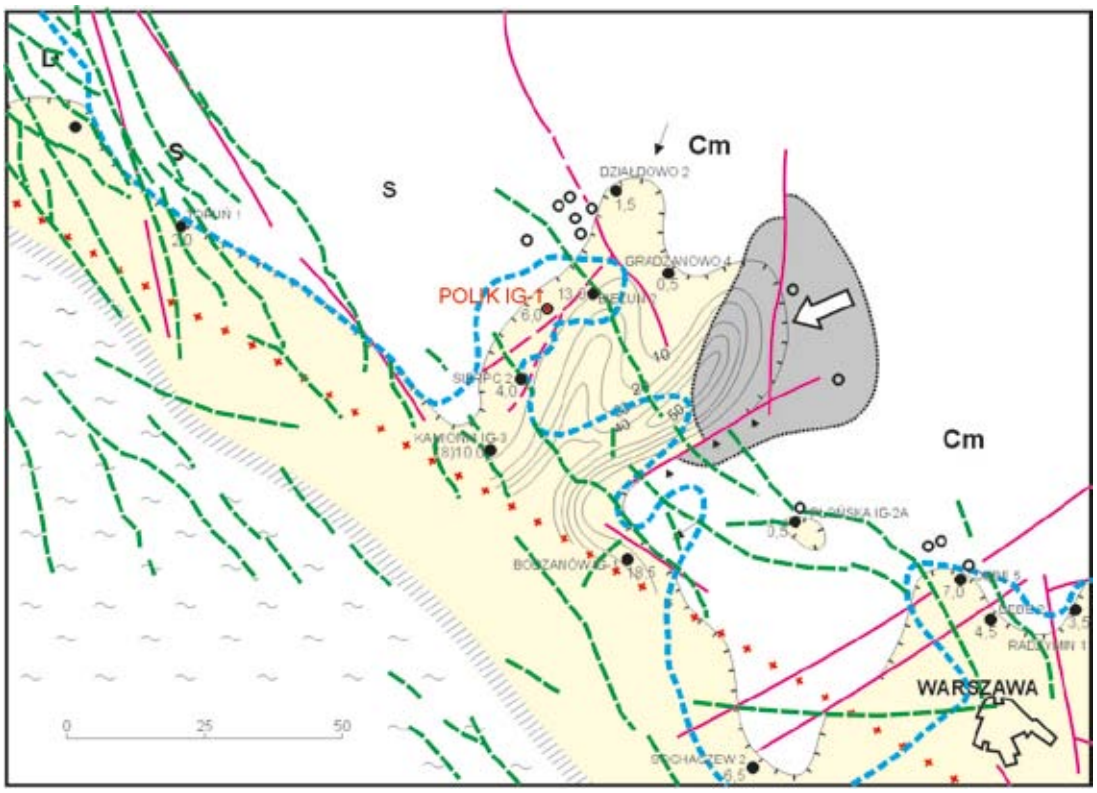
Utwory klastyczne czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Polik IG 1zawierają luźne otoczaki żwiru o najczęstszej średnicy 5–7 cm, maksymalnie – przekracza 10 cm. W większości są to półobtoczone fragmenty szarych piaskowców kwarcytowych. Sporadycznie notowano okruchy dolomitu, granitoidu i tufu lapilowego. Wymienione okruchy należą do litofacji słabo zwięzłego, grubootoczakowego zlepieńca, którego fragment również nawiercono. Głównym źródłem detrytusu były tu zapewne utwory kambryjskie. Granitoid może pochodzić z prekambru, a dolomit wapnisty zapewne z dewonu. Tuf lapillowy jest redeponowanym osadem utworów piroklastycznych dolnego czerwonego spągowca.

Spoiwo zlepieńca jest złożone głównie z piaszczystej masy wypełniającej o składzie arenitu litycznego. Widoczny jest tu również cement węglanowy.

Próbka z 0,5 m rdzenia (czerwony spągowiec) z interwału głęb. 3774,0–3777,0 m

Pobrana próbka jest reprezentowana przez luźne otoczaki frakcji żwirowej. W badaniach mikroskopowych wśród otoczaków zidentyfikowano następujące odmiany skalne:

1. Dolomit wapnisto-ilasty, mikrytowy (dolomikryt). Skała szaroróżowa zwięzła, bardzo drobnolaminowana. Tło skalne składa się z ksenomorficznych ziaren mikrytowych dolomitu i kalcytu, zawiera także rozproszony pelit ilasty. Występują tu także bardzo drobne i cienkie blaszki muskowitu i odbarwionego biotytu, których równoległe ułożenie podkreśla kierunkową teksturę skały. W niewielkiej ilości notuje się mułek kwarcowy oraz skupienia wodorotlenków żelaza.
2. Piaskowiec kwarcytowy drobnoziarnisty (arenit kwarcowy). Skała szara, zwięzła, wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest dobrze wysortowany, półobtoczony i nieobtoczony. Wskaźnik kontaktów ziaren wynosi 4,5, co świadczyłoby o zwiększonej kompakcji osadu. Głównym składnikiem piaskowca jest kwarc, głównie ziarna kwarcu monokrystalicznego. Kwarc polikrystaliczny spotyka się sporadycznie. Na wielu ziarnach obserwuje się struktury wciskowe. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,08 mm. Występują również ziarna skaleni – głównie plagioklazów o niewielkiej zawartości cząstki anortytowej oraz pojedyncze ziarna mikroklinu. Skała zawiera także drobne okruchy seledynowych skał ilastych. Akcesorycznie występują muskowit i cyrkon. Spoiwo piaskowca jest głównie kwarcowe typu kontaktowego, notuje się także sparytowe spoiwo dolomityczne typu porowego oraz drobne skupienia tlenków żelaza i pirytu. W spoiwie jest także rozproszony pył leukoksenowy.
3. Granitoid. Skała szara, odznaczającą się teksturą masywną, strukturą holokrystaliczną średnioziarnistą.



litofacja zlepieńcowo-piaskowcowa, osady fluwialne
conglomerate-sandstone lithofacies, fluvial deposits

litofacja mułowcowo-ilasta, playa
mudstone-claystone lithofacies, playa

skały wylewne
magmatic rocks

strefa gradientowego wzrostu miąższości czerwonego spągowca
zone of gradual increase of thickness of Rotliegend deposits

pierwotny i obecny zasięg czerwonego spągowca wg interpretacji Pokorskiego (1989)
Primary and present range of Rotligend deposits according to Pokorski (1989) interpretation

40 izopachyty w metrach
isopachyte in meters

uskoki częściowo odmładzane w czasie sedymentacji czerwonego spągowca wg danych Pokorskiego (1989)
faults partly rejuvenated during Rotliegend sedimentation according to Pokorski (1989) data

granica pomiędzy różnej grubości segmentami skorupy ziemskiej wg A. Gutercha
the boundary between different thickness segments of the earth's crust according to A. Guterch

granica pomiędzy platformą prewendyjską a paleozoiczną
the boundary between the pre-Vendian and Paleozoic platform

pierwotny i obecny zasięg czerwonego spągowca wg reinterpretacji Kiersnowskiego (2006)
primary and present range of Rotligend deposits according to Kiersnowski (2006) interpretation

uskoki wg danych Kiersnowskiego (2006)
tectonic faults according to Kiersnowski (2006) data

Kierunki transportu:
Transport directions:

główne / *main* podrzędne / *subordinate* lokalne / *local*

6,5 otwory wiertnicze, w których stwierdzono utwory czerwonego spągowca, miąższość w metrach
boreholes in which Rotliegend deposits were found, thickness in meters

otwory wiertnicze, w których utwory czerwonego spągowca nie występują
boreholes in which the Rotliegend formation do not occur

Cm kambr *Cambrian* S sylur *Silurian* D dewon *Devonian*

SIERPC 2 – zlepieniec podstawowy Zp1 / *Zp1 Basal conglomerate* = 4,0

PŁOŃSK IG 2A – zlepieniec podstawowy Zp1 / *Zp1 Basal conglomerate* = 0,5

GRADZANOWO 4 – zlepieniec podstawowy Zp1 / *Zp1 Basal conglomerate* = 0,5

Fig. 6. Czerwony spągowiec zatoki Bieżunia – szkic miąższościowo-facjalny wg Pokorskiego (1989), uzupełniony przez H. Kiersnowskiego

Rotliegend of the „Bieżuń Bay" – thickness-facies sketch map according to Pokorski (1989), complemented by H. Kiersnowski

W jej składzie mineralnym dominuje skaleń potasowy, w znacznie mniejszych ilościach plagioklaz i kwarc, podrzędnie spotyka się minerały barwne. Hipidiomorficznie lub idiomorficznie wykształcony skaleń potasowy o pokroju tabliczkowym lub listewkowym jest prawie całkowicie zmętniały, wskutek obecności drobno rozproszonych wrostków minerałów wtórnych, prawdopodobnie ilastych. Minerał ten powszechnie występuje w postaci wtórnego pertytu z niekiedy widocznymi reliktami budowy pasowej. Rzadziej obserwowane, na ogół mniejsze, kryształy albitu szachownicowego mogły utworzyć się zarówno wskutek albityzacji skalenia potasowego, jak również plagioklazu. Ksenomorficzny kwarc wypełnia interstycje między kryształami skalenia. Z rzadko pojawiających się minerałów barwnych należy wymienić węglany, tytanit, siarczany, chloryty, cyrkon i minerały nieprzezroczyste. Niektóre z tych minerałów tworzą pseudomorfozy po biotycie i prawdopodobnie po plagioklazie.

4. Tuf wulkaniczny lapillowy. Skałę reprezentuje szary tuf litokrystalowitroklastyczny lapillowy. Badania mikroskopowe ujawniły, że prawie całą powierzchnię płytki cienkiej zajmuje okruch skały wulkanicznej o składzie ryolitu ze skorodowanymi niekiedy kryształami zalbityzowanego skalenia potasowego (wtórny pertyt) i kwarcu. Tkwią one w zdewitryfikowanej, spękanej oraz wtórnie zsylifikowanej substancji, wykazującej niekiedy ślady obecności popiołu wulkanicznego, co pozwala zaliczyć skałę do tufów witrokrystaloklastycznych. Opisany okruch skały, jak również znacznie mniejsze okruchy tufów i prawdopodobnie skał osadowych są składnikami tufu, obok piroklastów zalbityzowanego skalenia potasowego, kwarcu oraz hyaloklastów. Kryształy skalenia i kwarcu wykazują zróżnicowanie wielkości (od 1 mm do ok. 5 mm), często bywają obtopione oraz obfitują w zatoki korozyjne. Proces albityzacji skalenia potasowego przejawił się obecnością wtórnego pertytu oraz albitu szachownicowego. Spoiwo skały stanowią hyaloklasty, czyli odłamki częściowo zdewitryfikowanego szkliwa, często impregnowanego pigmentem minerałów nieprzezroczystych, o wykształceniu skorupowym, wrzecionowatym, soczewkowym. Na podstawie składu mineralnego skałę można określić jako tuf ryolitowy.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA MIKROFACJALNA I DIAGENETYCZNA OSADÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO

Wstęp

Podstawę analiz mikrolitofacjalnej i diagenetycznej osadów węglanowych dolomitu głównego w otworze Polik IG 1 stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym, w świetle przechodzącym, oraz makroskopowe obserwacje i opisy rdzeni (Wagner, ten tom).

Opis elementów mikrobialnych ze szczególnym uwzględnieniem cyjanobakterii i glonów opierał się na analizach mikroskopowych autorki, dotyczących mikrostruktur mikrobialnych w osadach dolomitu głównego basenu permskiego (Wichrowska, 2010). Wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono w części tekstowej, na profilu mikrofacjalnym (fig. 7) i na wybranych mikrofotografiach, gdzie zaprezentowano różne odmiany mikrofacjalne utworów oraz zmiany diagenetyczne zarejestrowane w analizowanym materiale (fig. 8).

Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano wg R.J. Dunhama z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczoną w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981), rozszerzoną o klasyfikację skał węglanowych Wrighta (1992 *w*: Matyszkiewicz, 1996), która podkreśla rolę diagenezy w tworzeniu określonej struktury skał. Struktury skał węglanowych wyróżnione w klasyfikacji Wrighta są wynikiem połączenia trzech czynników – warunków depozycji, procesów biogenicznych i diagenezy.

Mikrofacje

Osady węglanowe dolomitu głównego w otworze Polik IG 1 wg rdzenia leżą na głęb. 3506,00– 3510,15 m i mają miąższość 4,15 m. Są wykształcone w facji dolomitowej (górna część profilu) i dolomitowo-wapiennej (dolny odcinek profilu, wakstony/pakstony organodetrytyczne). Na granicy dolomitu (Ca2) i anhydrytu górnego (A1g) pojawia się gruby szew mikrostylolitowy, którego residuum zawiera tylko nieznaczne ilości materiału terygenicznego (głównie ziarna kwarcu frakcji pyłowej).

Osady dolomitu głównego są wykształcone w facji madstonów/wakstonów i pakstonów ?organodetrytycznych z bioklastami poglonowymi.

W partiach przyspągowych rdzenia pojawiają się dość liczne pasemka i laminy mikrobialne, co miejscami stwarza wrażenie biolaminitu; w górnej części profilu są obecne biolaminoidy o nieciągłej laminacji mikrobialnej (cyjanobakteryjnej) z anhydrytem i nieliczna drobno skorupowa fauna małżowa (fig. 7).

W dolnej części profilu (3509,15–3510,15 m) występuje zrekrystalizowany wakston/pakston grudkowo-gruzełkowy, zbudowany z grudek poglonowych, budujących pierwotnie glonową matę mikrobiologiczną (fig. 8A, B). Tło skalne wokół grudek glonowych jest kalcytowo-dolomitowe (fig. 8A). W obrębie roztrawionej maty mikrobiologicznej ziarna mają kształt nieforemny, wydłużony, owalny,

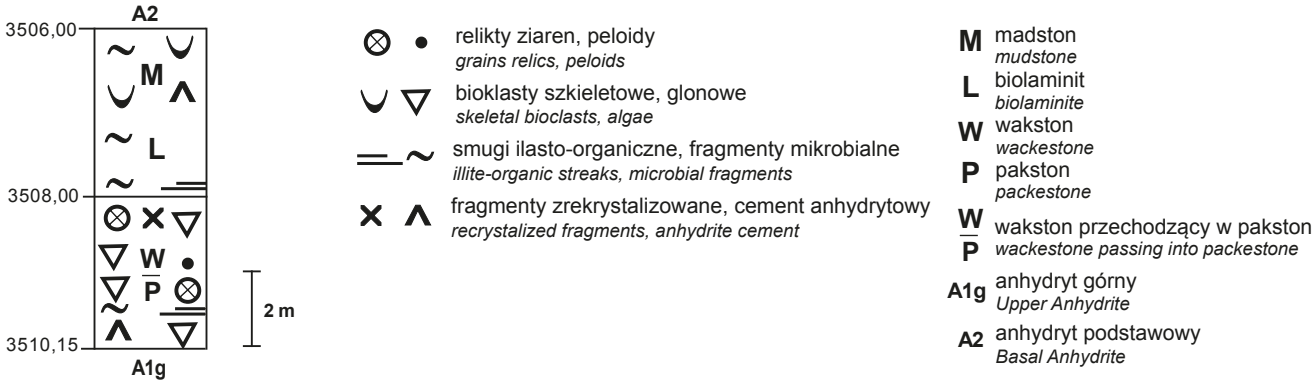


Fig. 7. Profil Ca2 w otworze wiertniczym Polik IG 1

Ca2 profile in the Polik IG 1 borehole

nerkowaty (fig. 8B). Wokół grudek i ziaren agregacyjnych (fragmentów glonów osiadłych) widoczne obrosty nitkowatych cyjanobakterii, a w tle skalnym pojawiają się cienkie przemazy ilaste i bitumiczne. Anhydryt drobnokrystaliczny współwystępujący z dolomitem w obrębie ziaren wypełnił także wszystkie dostępne w osadzie pustki (fig. 8A, B).

W obrębie tego kompleksu osadów występują szwy mikrostylolitowe o niedużej amplitudzie, a ich przebieg jest często równoległy do delikatnych smug ilasto-bitumicznych.

Powyżej na głęb. 3508,0–3509,15 m charakter osadu nie ulega zasadniczej zmianie, ale występujące obiekty ziarniste są w znacznym stopniu przekrystalizowane. Komponenty biogeniczne pojawiają się jako węgliste skupienia peloidalne (bezstrukturalne), wtopione w dolomitowe tło skalne, a ich kształt jest zaznaczony cyjanobakteryjną obwódką. Próżnie o nieregularnych, poszarpanych obrzeżach po usuniętych elementach (prawdopodobnie bioklastach, elementach mikrobialnych, ?glonowych) są w całości zabudowane przez anhydryt (fig. 8C). Relikty struktur poglonowych (gruzełki z cementem anhydrytowym), cyjanobakteryjnych (sinicowych) i sfosylizowane produkty ich destrukcji (węglisty pigment) tkwią w obrębie tła skalnego, zbudowanego ze sparu dolomitowego i cementu anhydrytowego (fig. 8C).

Górną część profilu (3506,7–3508,0 m) stanowią madstony dolomitowe, impregnowane drobnokrystalicznym anhydrytem, przewarstwione utworami biogenicznymi o charakterze biolaminoidów o nieciągłej laminacji. W obrębie tych fragmentów, materia organiczna tworzy ciemne węgliste smugi i skupienia, w których pojawiają się żyłki wypełnione alginitem (fig. 8D). Smugowane i laminowane osady mikrobialne podścielają wyżej leżące osady (3506,0–3506,7 m) o podobnym wykształceniu, ale wzbogacone w stosunkowo liczną faunę drobnych małży i mikrofauny otwornicowej (otwornice jednoseryjne). Wszystkie elementy szkieletowe są zanhydrytyzowane. Udział składników terygenicznych (kwarcu) jest niewielki.

Środowisko sedymentacji osadów dolomitu głównego

Depozycja osadów dolomitu głównego z otworu Polik IG 1 odbywała się w strefie przybrzeżnej równi basenowej, w płytkim zbiorniku morskim. Charakteryzowała go ograniczona cyrkulacja wody, znaczne zasolenie i niewielka głębokość, gdzie mogły powstawać wapienne glony osiadłe, tworzące maty mikrobiologiczne. Stan zachowania bioklastów glonowych w dolnej partii profilu mikrofacjalnego (rozwleczone fragmenty mikrobialne o charakterze maty cyjanobakteryjnej) wskazują na okresowe zaburzenia spokojnej sedymentacji (okresowa fluktuacja wód i niewielkie zmiany energii środowiska), co doprowadziło do uformowania ziarnistej mikrostruktury, rozwiniętej na bazie materiału biogenicznego. Prawdopodobnie były to miejsca chronione od depozycji prądowej, bo materiału terygenicznego jest tam niewiele, a inwentarz fauny szkieletowej ubogi.

Madstony nielaminowane położone w górnej części profilu, którym towarzyszą biolaminoidy (źle wykształcone, smugowane struktury mikrobialne), zawierające słabo przeobrażony alginit i wygenerowane *in situ* bituminy. Obie te mikrofacje są typowe dla osadów środowiska niskoenergetycznego, deponowanych w warunkach płytkowodnych, przy ograniczonej cyrkulacji wody i zwiększonym zasoleniu, ale w warunkach niecałkowicie izolowanych od bezpośredniego wpływu otwartego zbiornika. Obecność lamin i warstewek z materiałem terygenicznym (ilastym) i uwęglonej substancji organicznej oraz lokalne wzbogacenie w bioklasty fauny muszlowej, świadczą o tym, że okres względnie spokojnej sedymentacji normalno-morskiej był przerywany przez prądy trakcyjne o różnym nasileniu.

Diageneza

Dolomityzacja objęła osady mułowe (madstony/wakstony), wzbogacone w elementy mikrobialne, biolaminoidy i biolaminity (cyjanobakteryjne) oraz większą część pakstonów ziarnistych, uformowanych na bazie rozczłonowanych (zdezintegrowanych) mat mikrobiologicznych.

Rekrystalizacja połączona z dolomityzacją zaznaczyła się szczególnie wyraźnie w osadach w środkowej części profilu mikrofacjalnego na głęb. 3507,0–3508,5 m), gdzie występuje zwięzła i porowata mozaika drobnokrystalicznych dolomitów (fig. 8C).

Niewątpliwie zaawansowany proces rekrystalizacji powiązany z dolomityzacją spowodował całkowitą homogeni-

zacje pierwotnych elementów tej części osadów, co czyni określenie ich właściwej przynależności mikrofacjalnej zagadnieniem problematycznym (fig. 8C).

Rozpuszczanie i cementacja zachodziły na różnych etapach diagenezy; krążące w osadzie roztwory rozpuszczały mniej odporne elementy chemogeniczne i biogeniczne (aragonitowe, kalcytowe), tworząc pory formowe w obrębie grudek poglonowych i we fragmentach rozczłonowanych glonów i agregatów mikrobialnych (fig. 8A, B). Znaczna część tych pustek jest zabudowana anhydrytem i prawdopodobnie halitem (stadium późnej diagenezy lub etap poformacyjny). Formowanie się wczesnych cementów mikrytowych (utworzonych w wyniku życiowej działalności glonów i cyjanobakterii) wyraźnie zaznacza się na obrzeżach pokruszonych i zrekrystalizowanych bioklastów poglonowych (fig. 8B, C).

Rozkład i przeobrażenie materii organicznej (mikroorganizmów planktonicznych i glonów osiadłych) w warunkach znacznego zasolenia zbiornika jest widoczne w obrębie pojedynczych i luźno rozmieszczonych w osadzie warstewek biolaminitowych w górnej części kompleksu (3506,0–3508,0 m). Przejawia się w występowaniu nielicznych skupień macerałów alginitowych i niewielkich przemazów bitumicznych (fig. 8D).

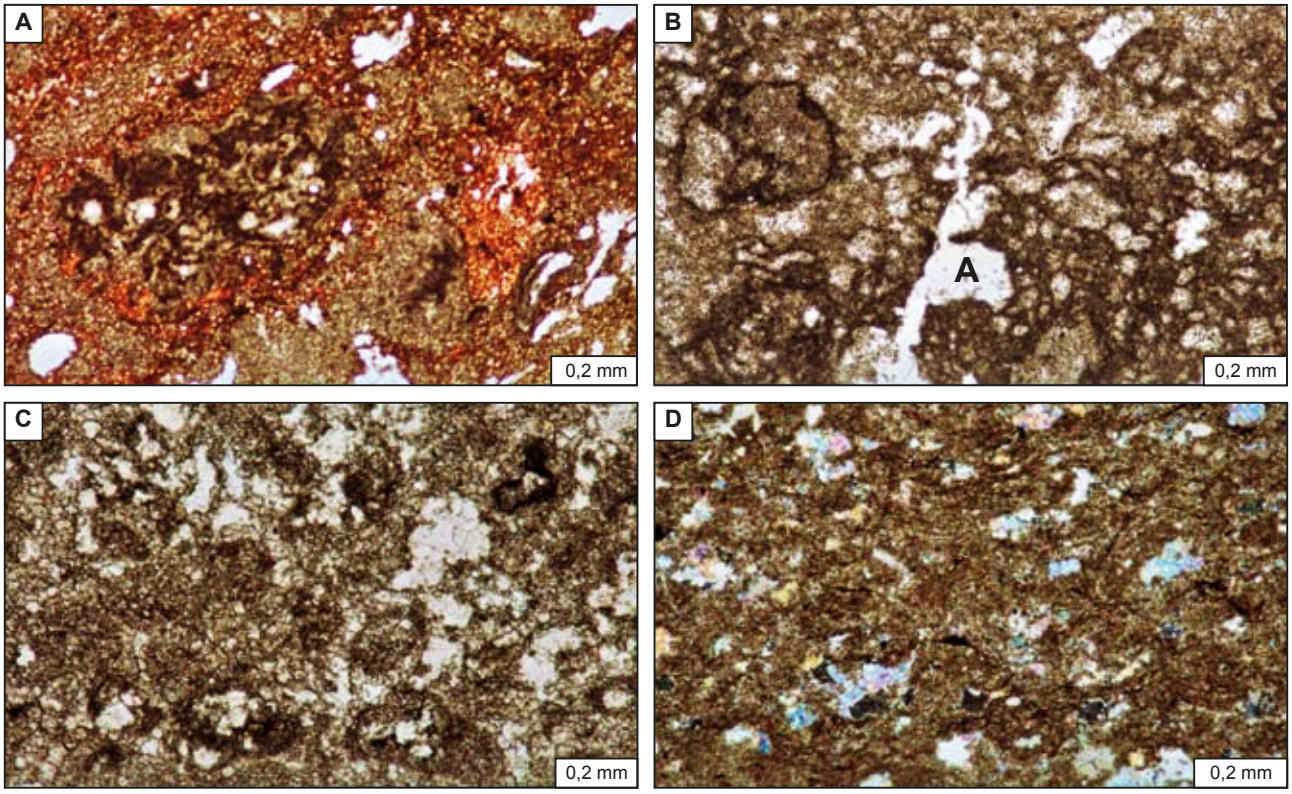


Fig. 8. A. Fragment zdezintegrowanej maty mikrobiologicznej; agregat kawernisty z węglistymi reliktami mikrostruktury glonowej. Tło skalne mikrosparytowe kalcytowo-dolomitowe. Szlif barwiony alizaryną (tło czerwone – wapienne, brązowe – dolomitowe). Próżnie zabudowane przez anhydryt (A – białe plamy). Dolomit główny, 3509,7 m, bez analizatora. **B.** Bandston/pakston biodetrytyczny. Pokruszone i zrekrystalizowane fragmenty grudek (?glonowych) o nieregularnych kształtach. Ciemnobrązowa substancja węglanowa z materiałem organicznym (węglistym) w obrębie siateczkowo-kawernistej mikrostruktury mikrobialnej (maty ?glonowej – prawa część zdjęcia). Cement dolomitowy, mikrytowy wewnątrz grudek. Cement anhydrytowy (A – białe plamy). Dolomit główny, 3509,3 m, bez analizatora. **C.** Zrekrystalizowany wakston ziarnisty, kawernisty. W mikrosparytowy tle skalnym obserwuje się dolomitowo-węgliste skupienia peloidalne i towarzyszące im nodularne formy o nieregularnych kształtach, wewnątrz całkowicie rozpuszczone. Wnętrza próżni wypełnia anhydryt. Dolomit główny, 3508,5 m, bez analizatora **D.** Madston nieregularnie smugowany substancją organiczno-bitumiczną. W tle skalnym węgliste skupienia kokkoidalnych i nitkowatych cyjanobakterii. Brunatne impregnacje bitumiczne w obrębie pasemek węglistych. Wnętrza próżni wypełnia anhydryt. Dolomit główny, 3506,9 m, nikole skrzyżowane

A. Fragment of microbial matt dessintegrated; cavernous aggregate with carbonaceous relict of relic algal microstructure. Calcite – dolomitic microsparitic groundmass. Thin section coloured with alizaryna (red groundmass – calcite, brown colour – dolomite). Voids dissolved filled with anhydrite (A – white spots). Main Dolomite, depth 3509,7 m, plane polarized light. **B.** Biodetritic packestone/bandston. Crushed and recristallized fragments of pellets (?algae) of irregular shapes. Dark-brown carbonate substance with organic matter (carbonaceous) within reticular – cavernous microbial microstructure (?algal matt – right side of image). Within pellets dolomitic,micritic cement. Anhydrytic cement (A – white spots). Main Dolomite, depth 3509,3 m, plane polarized light. **C.** Recrystallized cavernous grainy wackestone. Within the microsparitic matrix, dark, peloidal concentrations, consisting of dolomitic and carbonic material are visible, accompanied with nodular forms of irregular shape completely dissolved inside. Voids are filled with anhydrite. Main Dolomite, 3508,5 m, plane – polarized light. **D.** Mudstone irregularly streaked by the organic – bitumen material. Within graundmass grow cyanobakterial coccoids and filaments. Brown bitumen impregnation within carbonaceous laminae. Voids are filled with anhydrite. Main Dolomite, 3506,9 m, crossed polars

Kompakcja mechaniczna (fizyczna) dotyczyła głównie rozkruszania mało odpornych na obciążenie nadległych warstw elementów biogenicznych (glony kalcyfikujące swoje plechy). Zdezintegrowany, mikrytowy materiał organodetrytyczny, mieszając się z wapiennym mułem chemogenicznym, tworzył podstawowe tło skalne (matriks) w wakstonach, pakstonach biodetrytycznych, obserwowanych w dolnej części profilu mikrofacjalnego (3509,0–3510,15). Inne przeobrażenia diagenetyczne (rekrystalizacja, rozpuszczanie, cementacja) spowodowały, że nastąpiło znaczne ujednolicenie pierwotnych cech strukturalnych osadu, wskutek czego pierwotne składniki są tam nierozpoznawalne.

Dotyczy to głównie kruchych składników organicznych: glonów, które obecnie tworzą zwięzłe agregaty, zbudowane z drobnokrystalicznego węglanu (dolomitu, kalcytu), lub agregaty mikrokrystaliczne, pozbawione mikrostruktury wewnętrznej (dolna część profilu na głęb. 3509,3–3509,7 m – fig. 8A, B).

Stadium wgłębne diagenezy nie wywarło znaczącego wpływu na mineralny i strukturalny obraz badanych osadów, zaznaczyło się jedynie **późną cementacją** (anhydrytową, halitową), objawiającą się zabudową spękań przez parocentymetrowej grubości żyły anhydrytu, a w górnej części kompleksu – **szczelinowaceniem**.

Nieznaczne zmiany kompakcyjne – chemiczne obserwuje się w środkowej i górnej partii profilu (3506,0–3507,0 m), gdzie lokalnie pojawiają się stylolity, rozwinięte wzdłuż sprasowanych i pofalowanych lamin ilasto-organicznych.

TRIAS

Anna BECKER, Joachim SZULC

WSTĘP

Otwór wiertniczy Polik IG 1 jest zlokalizowany w południowo-zachodniej części skłonu wyniesienia mazurskiego platformy wschodnioeuropejskiej. Utwory triasu były rdzeniowane jedynie w niewielkim zakresie – trias dolny w 10%, trias środkowy w 9%, a trias górny w 6%. Profil triasu został opisany w dokumentacji wynikowej otworu i rozpoziomowany stratygraficznie przez zespół autorski w składzie: Maria Franczyk, Anna Feldman, Irena Gajewska i Anna Szyperko-Teller. W opracowaniu przyjęto wszystkie granice stratygraficzne zgodnie z pierwotną dokumentacją. W ramach redakcji profilu zaktualizowano podział stratygraficzny na podstawie Tabeli Stratygraficznej Polski (Wagner, 2008). Najważniejsze zmiany to rezygnacja z pojęcia retyku w sensie litostratygraficznym i związane z tym rozszerzenie grupy kajpru ku górze oraz przesunięcie ku górze granicy triasu środkowego i górnego do stropu kajpru dolnego. Dla najwyższej części profilu zrezygnowano ze stosowania pojęcia „warstw kłodawskich dolnych, *pars*" na rzecz bardziej jednoznacznych i rozpowszechnionych warstw nidzickich i warstw bartoszyckich (warstw z *Trileites*) (por. Franczyk, 1983). J. Szulc uzupełnił profil podziałem na piętra. W opisie litologicznym zamieszczono zredagowany w niewielkim stopniu opis odcinków nierdzeniowanych z dokumentacji wynikowej otworu oraz aktualny opis odcinków rdzeniowanych autorstwa J. Szulca dla górnego pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru.

Ze względu na niewielki poziom rdzeniowania profilu triasu interpretacja chronostratygraficzna opiera się na przesłankach regionalnych, a granice jednostek chronostratygraficznych zlokalizowano na najbliższych im granicach litostratygraficznych zgodnie z Tabelą Stratygraficzną Polski (Wagner, 2008).

W niniejszym tomie zamieszczono komentarze z dokumentacji wynikowej otworu zredagowane zgodnie z uaktualnioną stratygrafią profilu oraz aktualną interpretację stratygraficzno-środowiskową autorstwa J. Szulca.

Anna SZYPERKO-TELLER (red. Anna BECKER)

PSTRY PIASKOWIEC – LITOSTRATYGRAFIA, ROZKŁAD MIĄŻSZOŚCI ORAZ ODNIESIENIA REGIONALNE

Otwór Polik IG 1 leży w strefie, która we wczesnym triasie znajdowała się w obrębie względnie wyniesionego obszaru, po wschodniej stronie najsilniej wówczas obniżonej bruzdy środkowopolskiej (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Powstające w tym regionie osady pstrego piaskowca osiągają maksymalną miąższość 500–600 m, charakteryzują się niewielką lateralną zmiennością litologii i występowaniem luki stratygraficznej na pograniczu środkowego i górnego pstrego piaskowca.

Ze względu na fragmentaryczne rdzeniowanie podział litostratygraficzny ok. 500-metrowego profilu pstrego piaskowca głównie przeprowadzono na podstawie analizy wykresów pomiarów geofizyki otworowej. Odcinki rdzeniowane stanowią mniej niż 10% profilu, przy czym większość rdzeni pochodzi z jego dolnej, monotonnej litologicznie części.

Profil nie odbiega od wcześniej poznanych z tego rejonu, tzn. z okolic Sierpca–Żuromina (Szyperko-Teller, 1983),

szczególnie jest podobny do sukcesji otworu wiertniczego Sierpc 2. Wydzielono wszystkie formacje litostratygraficzne opisane z północno-wschodniej Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Prawidłowość wydzieleń częściowo potwierdzono obecnością charakterystycznych litologii w pobranych rdzeniach, a niekiedy obecnością charakterystycznej mikrofauny.

Pstry piaskowiec dolny reprezentuje w otworze Polik IG 1 formacja bałtycka (głęb. 2970,0–3220,5 m) o miąższości równorzędnej profilowi hipostratotypowemu i o typowej litologii. W rdzeniach dokumentujących nieco ponad 10% profilu stwierdzono głównie skały iłowcowo-mułowcowe typowe dla formacji bałtyckiej. Charakterystyczny dla środkowej części formacji interwał, zawierający przewarstwienia wapieni oolitowych, występuje na głęb. 3106,0–3162,0 m. Istotnym faktem jest stwierdzenie przez Styk (1982) w próbkach pochodzących z dolnej części formacji charakterystycznego dla tej części profilu małżoraczka *Lutkevichinella masurensis* Styk[2].

Poniżej formacji bałtyckiej (głęb. 3220,5–3236,0 m) w profilu omawianego otworu występuje niewielkiej miąższości kompleks iłowcowy, który, na podstawie korelacji z innymi profilami tego regionu, należałoby uznać za odpowiadający stropowej serii terygenicznej cechsztynu. Jedyny rdzeń pobrany według miary wiertniczej z tego interwału (głęb. 3227,0–3231,0 m) jest wprawdzie typowy dla formacji bałtyckiej, prawdopodobnie jednak pochodzi on z wyższego fragmentu profilu. Liczące ok. 9 m przesunięcie rdzeni w stosunku do profilu geofizycznego stwierdzono bowiem niewątpliwie w obrębie utworów cechsztynu.

Pstry piaskowiec środkowy reprezentują w otworze Polik IG 1 dwie formacje: lidzbarska (głęb. 2871,5–2970,0 m) i malborska (głęb. 2817,0–2871,5 m). Wydobyte z tej części profilu trzy rdzenie potwierdzają jedynie dotychczasową wiedzę o tych wydzieleniach.

Profil formacji lidzbarskiej, rozpoznany na podstawie analizy krzywych pomiarów geofizyki otworowej, jest identyczny z poznanymi wcześniej profilami rejonu Sierpca–Żuromina. Skały węglanowo-piaskowcowe i węglanowe, zapewne oolitowe, występują w przyspągowej i górnej części profilu, podczas gdy pozostałą jego część stanowią głównie skały mułowcowo-iłowcowe. Miąższość formacji lidzbarskiej wynosi tu 98,5 m i jest równorzędna jej miąższości maksymalnej, stanowiącej ponad 150% miąższości jej profilu stratotypowego.

Formacja malborska, którą stanowi tu monotonny kompleks iłowcowo-mułowcowy, ma miąższość (54,5 m) nieco mniejszą niż w profilach rejonu Sierpca–Żuromina i znacznie mniejszą (stanowiącą zaledwie jej 60%) niż w profilu stratotypowym, co zapewne wynika z jej częściowego zerodowania.

Pstry piaskowiec górny (głęb. 2734,5–2817,0 m) w otworze Polik IG 1 jest dwuczłonowy. Zaliczono do niego zarówno wyższy, klastyczno-węglanowy kompleks (głęb. 2759,0–2734,5 m), określany w sąsiednich profilach jako ret wyższy (Szyperko-Teller, 1983), jak i kompleks klastyczny, głównie piaskowcowy, formacji elbląskiej (głęb. 2759,0–2817,0 m). W osadach tej formacji na obszarze stratotypowym stwierdzono występowanie zespołu mikrosporowego *Voltziaceaesporites heteromorpha*, charakterystycznego dla pstrego piaskowca górnego z innych rejonów Polski i definiującego ich wiek na pogranicze oleneku i anizyku (Orłowska-Zwolińska, 1985).

W otworze Polik IG 1 jedyny wydobyty rdzeń z pstrego piaskowca górnego pochodzi z górnej części formacji elbląskiej i zawiera typowe dla niej różnobarwne skały piaskowcowe z przewarstwieniami iłowcowo-mułowcowymi. W próbce z tego rdzenia stwierdzono występowanie małżoraczków *Faracypris pusilla* (Kozur)[3], charakterystycznych dla górnego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Niżu Środkowoeuropejskiego (Styk, 1982).

Miąższość (82,5 m) i litologia pstrego piaskowca górnego są tu podobne do stwierdzonych w sąsiednich profilach rejonu Sierpca–Żuromina. Podobnie jak na całym tym obszarze osady tej podgrupy leżą zapewne z sedymentacyjną niezgodnością na częściowo zdartych erozyjnie utworach formacji malborskiej, ku górze natomiast przechodzą w sposób ciągły w utwory wapienia muszlowego.

Irena GAJEWSKA (red. Anna BECKER)

WAPIEŃ MUSZLOWY ORAZ KAJPER DOLNY I ŚRODKOWY (BEZ WARSTW NIDZICKICH) – OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA

W otworze Polik IG 1 miąższość wapienia muszlowego wynosi 77,0 m, a kajpru dolnego i środkowego (bez warstw nidzickich) – 137 m, co świadczy, że nie odbiegają one od ogólnego rozkładu miąższości tych utworów w północnej części niecki warszawskiej (Gajewska, 1983).

Z analizy omawianego profilu wynika, że zarówno osady wapienia muszlowego, jak i dyskutowanej części kajpru, charakteryzują się typowym dla tego regionu wykształceniem litologicznym. Na podstawie rdzeni kontrolnych można wnioskować, że profil tych utworów nie wykazuje znaczniejszych zaburzeń tektonicznych. Wskazują na to upady warstw, które nie przekraczają 3°.

W omawianym otworze z wapienia muszlowego i dyskutowanej części kajpru pobrano w sumie zaledwie cztery rdzenie kontrolne – 15 m, co stanowi 7% profilu. Z tego względu wykształcenie utworów odtworzono głównie na podstawie interpretacji wykresów geofizyki otworowej oraz próbek okruchowych.

[2] Nazwy okazów zacytowano zgodnie z dokumentacją wynikową otworu, ich taksonomia nie była weryfikowana.
[3] Patrz przypis 2.

Sedymentacja wapienia muszlowego zachodziła w dość wyrównanych warunkach batymetrycznych przy stabilnym podłożu. Pozwoliło to na powstanie osadów o wyrównanej miąższości w regionie. Wapień muszlowy dolny i środkowy jest wykształcony w jednorodnej facji wapienno-dolomitycznej. W wapieniu muszlowym środkowym występują wtrącenia siarczków. Dla wapienia muszlowego górnego charakterystyczny jest znaczny udział skał ilasto-marglistych.

W zawiązku z niewielką ilością rdzenia bardzo słaba jest dokumentacja biostratygraficzna. Zaledwie w jednej próbce z głęb. 2720,1–2720,5 m udokumentowano utwory wapienia muszlowego dolnego na podstawie charakterystycznego zespołu mikrofauny złożonego z okazów[4]: *Spirillina oberhauseri* Styk, *Hodosaria* sp., *Nodosaria shablensis* Trifonowa, *Judahella tuberculifera* (Gümbel), *Dentalina hoi* Trifonowa, *Glomospira sinensis* Ho.

Pod koniec depozycji wapienia muszlowego zbiornik przekształcił się w śródkontynentalny zbiornik kajpru, w którym rozwinęła się sedymentacja brakiczna. Izolowany i wysychający zbiornik sedymentacji ilastej warstw gipsowych kajpru z przedzielającym je piaskowcem trzcinowym był warunkowany ruchami bloków podłoża (faza starokimeryjska). W otworze Polik IG 1 zerodowane zostały warstwy gipsowe górne, a warstwy nidzickie leżą bezpośrednio na piaskowcu trzcinowym.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA (red. Anna BECKER)

KAJPER ŚRODKOWY (WARSTWY NIDZICKIE) I GÓRNY – STRATYGRAFIA I ROZWÓJ SEDYMENTACJI

W utworach najwyższego triasu, leżących na piaskowcu trzcinowym, wydzielono dwa kompleksy litologiczne – warstwy nidzickie oraz tzw. warstwy z *Trileites* (= warstwy bartoszyckie, patrz Franczyk, 1983), charakterystyczne dla całego obszaru niecki płockiej.

Warstwy nidzickie, należące do kajpru środkowego, są wykształcone jako iłowce wiśniowobrunatne i brunatne z nielicznymi, kilkumetrowymi przewarstwieniami piaskowców. Świadczą one o istnieniu w czasie ich powstawania klimatu gorącego, suchego z okresowymi opadami deszczu.

W kajprze górnym, reprezentowanym przez warstwy bartoszyckie (w. z Trileites) nastąpiła stopniowa zmiana charakteru osadu, związana ze wzrastającą wilgotnością klimatu. Osady czerwone były zastępowane przez osady szare – w niższej części piaskowce, a wyżej mułowce i iłowce.

Miąższość warstw nidzickich wynosi tu 93,5 m, a warstw bartoszyckich – 26,0 m. Wartości te są nieco mniejsze niż należałoby się spodziewać na podstawie analizy porównawczej z pobliskimi otworami wiertniczymi.

Joachim SZULC

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I SYSTEMY DEPOZYCYJNE PSTREGO PIASKOWCA GÓRNEGO, WAPIENIA MUSZLOWEGO I KAJPRU

Ze względu na niski uzysk rdzenia jednoznaczna charakterystyka litologiczna sukcesji triasu w otworze Polik IG 1 jest niemożliwa. W celu uzyskania w miarę wiarygodnego modelu litofacjalnego oraz obrazu rozwoju sedymentacji w triasie w obrębie obszaru wiercenia, niezbędne jest posiłkowanie się danymi geofizycznymi (głównie zmianami promieniowania gamma) oraz odniesieniem do lepiej udokumentowanego najbliższego profilu znanego z otworu Nidzica IG 1.

Przy uwzględnieniu powyższych danych można stwierdzić dwie istotne cechy sukcesji osadów triasu w otworze Polik IG 1, wynikające z jego marginalnej pozycji w stosunku do depocentrum basenu polskiego. Pierwszą cechą jest kilkukrotna redukcja miąższości sukcesji triasu, szczególnie wapienia muszlowego (o miąższości zaledwie 77 m), a drugą – przewaga w całym systemie facji kontynentalnych, w szczególności typu *redbeds*, dominujących zarówno w triasie dolnym, jak i górnym.

Warstwy bartoszyckie

Warstwy bartoszyckie (retyk) są typowymi osadami lądowymi formowanymi w warunkach klimatu wilgotnego. Dominują w nich osady rzeczne, głównie jasne piaskowce reprezentujące facje korytowe oraz osady drobniej ziarniste – jasnoszare mułowce i iłowce – facje pozakorytowe. Powszechnym komponentem utworów retyku jest uwęglony materiał roślinny. Przebieg krzywej PG wydaje się wskazywać, że osady retyku, podobnie jak w otworze Nidzica IG 1, są złożone z dwóch pakietów piaskowcowych rozdzielonych zestawem mułowcowo-iłowcowym.

Warstwy nidzickie

Warstwy nidzickie (noryk) są zdominowane przez charakterystyczne dla klimatu półsuchego pstre osady mułowcowe i iłowcowe z dobrze rozwiniętymi poziomami glebo-

[4] Patrz przypis 2.

wymi – od inicjalnych regolitów po kalcisole z powszechnymi węglanowymi konkrecjami pedogenicznymi. Incydentalne większe osady są zapisane jako aluwia złożone w znacznej części z redeponowanych starszych osadów, w tym przemytych nodul glebowych, formujących specyficzne poziomy zlepieńcowe (fig. 9E)

Piaskowiec trzcinowy

Jest dobrze rozwinięty w facjach typowych dla ponadregionalnego zwilgotnienia karnijskiego, tj. w formie osadów aluwialnych, typu dla systemu anastomozujących rzek alternowanych osadami pozakorytowymi. Przebieg

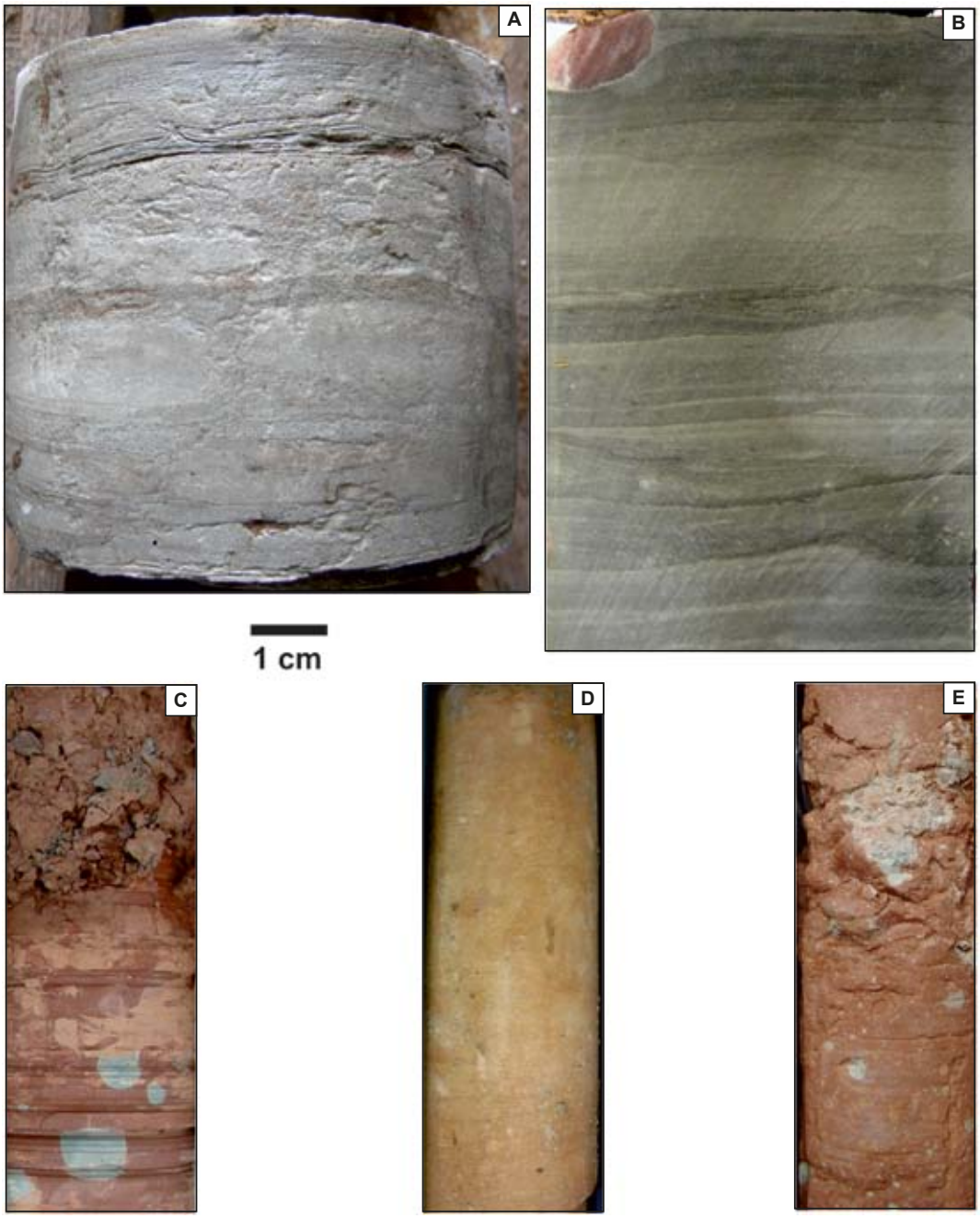


Fig. 9. A. Wapienie z wkładkami marglistymi. Wapień muszlowy dolny (anizyk). **B.** Dolosiltyty z gruzłami różowego gipsu. Wapień muszlowy środkowy (anizyk). **C.** Pstre siltyty z regolitem w stropie. Kajper dolny (późny ladyn). **D.** Piaskowce mikowe. Piaskowiec trzcinowy (karnik). **E.** Czerwone mułowce z pedogenicznymi konkrecjami węglanowymi. Kajper środkowy (noryk). Średnica rdzeni – 10 cm

A. Limestones with marl intercalations. Lower Muschelkalk (Anisian). **B.** Dolosiltites with pinkish gypsum nodule. Middle Muschelkalk (Anisian). **C.** Mottled siltstones with regolith. Lower Keuper (late Ladinian). **D.** Micaceous sandstones from Reedsandstone. Middle Keuper (Carnian). **D.** Red mudstones with pedogenic calcareous nodules Middle Keuper (Norian). Cores diameters – 10 cm

krzywej PG wskazuje, że, podobnie jak w całym basenie germańskim, w otworze Polik IG 1 osady piaskowca trzcinowego są zbudowane z dwóch pakietów piaskowcowych rozdzielonych pakietem mułowcowo-iłowcowym (fig. 9D).

Warstwy gipsowe dolne

Warstwy gipsowe dolne są jedyną jednostką litostratygraficzną triasu, z której nie pobrano rdzenia. Z danych PG można interpretować te osady jako dość homogeniczne, zdominowane przez facje drobnoziarniste typu *redbeds*.

Warstwy sulechowskie

Dostępny rdzeń obejmuje stropową część warstw sulechowskich wykształconych w facjach glebowych, pstrych, odmiennie niż zasadnicza część tej jednostki. Warstwy sulechowskie są bowiem zdominowane przez fluwialne piaskowce szare, mikowe, przeławicone pstrymi mułowcami. Cechą charakterystyczną warstw sulechowskich jest bardzo duża koncentracja zwęglonego detrytusu roślinnego. Jak wynika z krzywej PG, można tu wyróżnić kilka (4–5) cykli depozycyjnych, wynikających z rytmu zmian wielkości ziarna (grubienie *vs.* drobnienie) (fig. 9C).

Wapień muszlowy

W profilu PG wyraźnie zaznacza się specyfika osadów wapienia muszlowego, zdominowanego przez utwory węglanowe. Zarówno dolna, jak i górna granica tego interwału są jednoznaczne do wyróżnienia. Także w obrębie interwału PG obejmującego skały wapienia muszlowego można wyróżnić kilka rytmów niższej rangi – prawdopodobnie odpowiadających sekwencjom depozycyjnym trzeciego rzędu, których w profilu Nidzica 1 wyróżniono 5 (A1, A2, A3, A4, L1). Dostępne próbki rdzeni wskazują na istotną rolę płytkowodnych, ewaporatowych środowisk morskich, choć, podobnie jak w przypadku otworu Nidzica IG 1, należy oczekiwać, że w czasie pelsońskiego maksimum transgresji anizyjskiej, także i tu powstały normalnomorskie warunki środowiskowe (fig. 9 A–B).

Pstry piaskowiec górny

Krzywa PG dla pstrego piaskowca górnego wykazuje jego typową dwudzielność związaną z dwoma fazami transgresji morskich, które, jeżeli nie dotarły do obszaru wiercenia, to na pewno spowodowały podniesienie bazy erozyjnej i zmianę reżymu sedymentacyjnego z lądowego na przybrzeżny (sebha). Wspomniane fazy transgresji bardzo dobrze odpowiadają wyznaczonym w całym basenie germańskim dwóm sekwencjom depozycyjnym pstrego piaskowca górnego – S1 i S2 (fig. 10).

Fig. 10. A. Drobnoziarniste piaskowce aluwialne zwieńczone regolitem paleoglebowym. Utwory pstrego piaskowca środkowego (olenek). **B.** Pstre mułowce pstrego piaskowca górnego z rozwiniętym poziomem regolitowym. Późny olenek–wczesny anizyk. Średnica rdzeni – 10 cm

A. Alluvial siltstones with regolithic cap. Middle Buntsandstein (Olenekian). **B.** Mottled mudstones with regolithic horizon. Upper Buntsandstein (late Olenekian–early Anisian). Cores diameters – 10 cm

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA SKAŁ TRIASU

W ramach badań petrograficznych wykonano ekspertyzy z 11 próbek skał z głęb.: 2550,9; 2551,6; 2720,1; 2771,3; 2837,8; 2890,4; 2954,1; 3061,4; 3136,2; 3160,6; 3204,4 m. Dwie pierwsze próbki reprezentują trias górny, próbka z głęb. 2720,1 – trias środkowy, pozostałe natomiast należą do triasu dolnego.

Próbka z głęb. 2550,9 m – arenit sublityczny. Jest to piaskowiec drobnoziarnisty, brunatnoczerwony, zwięzły.

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę kierunkową zaznaczoną równoległym ułożeniem wydłużonych okruchów. Materiał detrytyczny jest przeważnie nieobtoczony, rzadziej półobtoczony. Wskaźnik kontaktów ziaren wynosi 1,5. Głównym składnikiem skały są ziarna kwarcu monokrystalicznego, rzadziej polikrystalicznego. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,12 mm. Oprócz kwarcu występują ziarna plagioklazów zbliżone swoim składem do oligoklazu. Notuje się również ilaste pseudomorfozy po skaleniach. Wśród okruchów występują bardzo drobne fragmenty skał krystalicznych, ilastych, krzemionkowych, sporadycznie piaskowców. Akcesorycznie występują biotyt, chloryt i muskowit. Dość liczne są grudki wodorotlenków i tlenków żelaza. Masa spajająca materiał detrytyczny to głównie substancja ilasta: chlorytowo-illitowa, impregnowana wodorotlenkami żelaza. Sporadycznie występuje drobnokrystaliczny spar węglanowy.

Próbka z głęb. 2551,6 m – arenit sublityczny. Jest to piaskowiec drobnoziarnisty, brunatny. Wykazuje strukturę psamitową, taksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest przeważnie nieobtoczony lub półobtoczony. Głównym składnikiem skały są ziarna kwarcu monokrystalicznego, rzadziej polikrystalicznego. Oprócz kwarcu występują ziarna plagioklazów. Ziarna skaleni są częściowo lub całkowicie przeobrażone. Wśród okruchów występują bardzo drobne fragmenty skał krystalicznych, skał ilastych, krzemionkowych, sporadycznie piaskowców. Niektóre fragmenty skał są schlorytyzowane. Akcesorycznie występują biotyt, chloryt i muskowit. Masa spajająca materiał detrytyczny, to głównie substancja ilasta- chlorytowo-illitowa, impregnowana wodorotlenkami żelaza. Sporadycznie występuje mikryt węglanowy. Skała wykazuje mikroporowatość w granicach ok. 5–6% obj. (policzoną planimetrycznie). Są to drobne, izolowane przestrzenie porowe, powstałe na skutek rozpuszczanie lub przeobrażania diagenetycznego. W części może to być porowatość pierwotna.

Próbka z głęb. 2720,1 m – mikrosparytowy dolomit. Zauważono liczne skupienia framboidalnego pirytu.

Próbka z głęb. 2771,3 m – waka kwarcowa. Jest to piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, brunatny, o strukturze psamitowo-aleurytowej, teksturze kierunkowej, podkreślonej równoległym ułożeniem minerałów blaszkowych. Frakcja aleurytowa (ok. 30% obj.) jest reprezentowana przez nieobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego, o przeciętnej średnicy 0,02 mm. Powszechny jest także muskowit. Frakcja psamitowa również jest reprezentowana przez kwarc. Są to izometryczne lub wydłużone, nieobtoczone ziarna. Najczęstsza ich średnica wynosi 0,06 mm, maksymalna – 0,13 mm. Powierzchnie ziaren są matowe, z licznymi drobnymi wrostkami chlorytów, czasami są spękane. Oprócz kwarcu notuje się ziarna skaleni, głównie plagioklazów, sporadycznie mikroklinu. Powszechnie występuje muskowit, biotyt. Akcesorycznie notuje się cyrkon. Spoiwo piaskowca jest złożone z wodorotlenków żelaza, chlorytu i drobnokrystalicznego węglanu. Występuje także anhydryt. Składniki spoiwa są rozmieszczone nierównomiernie.

Próbka z głęb. 2837,8 m – waka subarkozowa. Jest to piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, brunatnozielonkawy, o strukturze psamitowej, z niewielką domieszką frakcji mułkowej (ok. 5–10 % obj.) i teksturze bezładnej. Materiał detrytyczny jest dobrze wysortowany. Frakcję aleurytową reprezentują nieobtoczone ziarna kwarcu o średnicy ok. 0,05 mm. Frakcja psamitowa jest głownie reprezentowana przez izometryczne, nieobtoczone i półobtoczone ziarna kwarcu, o przeciętnej średnicy 0,08 mm, maksymalnej – 0,21 mm. Ziarna te bardzo często zawierają mikroskopijne wrostki. Wskaźnik kontaktów ziaren w tym piaskowcu wynosi 1,4, a kontakty są przeważnie punktowe. Skalenie (ok. 6% obj.) są reprezentowane przez ksenomorficzne ziarna plagioklazów, czasami notuje się mikroklin. Akcesorycznie występują muskowit, biotyt i cyrkon. W próbce są także obecne klasty mułowców żelazistych. Spoiwo piaskowca jest zróżnicowane. Miejscami jest złożone z drobnokrystalicznego anhydrytu, miejscami jest żelaziste lub żelazisto-ilaste. Wodorotlenki żelaza tworzą w piaskowcu nieregularne, smużyste koncentracje. W spoiwie występują także drobne skupienia chlorytu oraz leukoksenu.

Próbka z głęb. 2890,4 m – mułowiec wapnisty. Jest to skała wiśniowobrunatna, o strukturze aleurytowej, teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem ciemniejszych smug oraz minerałów blaszkowych. W próbce jest obecna niewielka (ok. 5% obj.) domieszka nieobtoczonego żwirku kwarcowego o przeciętnej średnicy 0,06 mm. Frakcję aleurytową reprezentują wydłużone i izometryczne, nieobtoczone ziarna kwarcu, o średnicy ok. 0,02 mm. Poza tym występuje muskowit. Materiał detrytyczny cementuje drobnokrystaliczny spar węglanowy. Obecny jest także mikryt węglanowy, który tworzy w próbce, wspomniane już, ciemniejsze smugi. W postaci drobnych skupień lub w rozproszeniu występują chloryty, leukoksen oraz wodorotlenki żelaza.

Próbka z głęb. 2954,1 m – w próbce jest widoczna granica między mułowcem wapnistym a iłowcem wapnisto-żelazistym. Mułowiec składem odpowiada mułowcowi z głęb. 2890,4 m. Iłowiec ma barwę brunatną. Wykazuje strukturę pelitowo-aleurytową, teksturę bezładną. Domieszka frakcji aleurytowej (5–10% obj.), to głównie mułek kwarcowy, sporadycznie pojedyncze ziarna plagioklazów oraz muskowit. Masę podstawową stanowi mikryt węglanowy z domieszką substancji ilastej, miejscami z wyraźnie widocznym chlorytem. Powszechne są wodorotlenki żelaza rozproszone lub tworzące większe koncentracje.

Próbka z głęb. 3061,4 m – waka kwarcowa. Jest to piaskowiec wapnisty, bardzo drobnoziarnisty. Skała jest szaroróżowa, wykazuje strukturę psamitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem minerałów łyszczykowych oraz brunatnych smug i warstewek. Frakcja aleurytowa (ok. 10% obj.) jest reprezentowana przez izometryczne, nieobtoczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,04 mm. Poza tym notuje się muskowit. Frakcja psamitowa to również nieobtoczone, izometryczne lub wydłużone ziarna kwarcu. Przeciętna ich średnica wynosi ok. 0,06 mm, maksymalna - 0,16 mm. Niektóre ziarna zawierają drobne wrostki chlorytów. Poza tym występują nieliczne ziarna skaleni, głównie plagioklazów. Notuje się także ułożone równolegle blaszki muskowitu. Akcesorycz-

nie występuje biotyt, apatyt, cyrkon. Spoiwo piaskowca jest zróżnicowane. Przeważa spoiwo anhydrytowe i drobnokrystaliczny spar węglanowy. Miejscami jest to spoiwo mikrytowe. Tworzy ono ciemniejsze, równolegle ułożone warstewki. W próbce są rozproszone wodorotlenki żelaza oraz substancja ilasta. Powszechnie notuje się niewielkie skupienia chlorytów i leukoksenu.

Próbka z głęb. 3136,2 m – oosparyt (wapień oolitowy). Jest to skała jasnoszara, zwięzła. Ooidy w wapieniu przeciętnie mają średnicę 0,24 mm. Wykazują strukturę promienistą. Jądra ooidów są zbudowane z drobnokrystalicznego sparu węglanowego lub są niewidoczne. Również struktura ooidów nie jest jednakowo wyraźna. Ooidy są scementowane średniokrystalicznym sparem węglanowym. Czasami są widoczne pojedyncze (ok. 1% obj.) nieobtoczone ziarna kwarcu.

Próbka z głęb. 3160,6 m – oosparyt (wapień oolitowy). Skała jest ciemnoszara. Głównym jej składnikiem są ooidy o przeciętnej średnicy ok. 0,45 mm. Mają one strukturę promienisto-koncentryczną lub promienistą. Często jest widoczne krystaliczne jądro. Ooidy są przeważnie kuliste, rzadziej dyskoidalne. Masa spajająca ooidy jest złożona ze średniokrystalicznego sparu węglanowego, mułku kwarcowego, muskowitu i biotytu. Ziarna kwarcu są nieobtoczone. Blaszki łyszczyków miejscami tworzą otoczki, nieciągłe, na zewnętrznych powierzchniach ooidów, między nimi układają się natomiast równolegle. W próbce miejscami zauważono efekty procesu chlorytyzacji.

Próbka z głęb. 3204,4 m – wapnisty arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec drobnoziarnisty, różowobeżowy, zwięzły, o strukturze psamitowej, teksturze kierunkowej, podkreślonej równoległym ułożeniem ciemniejszych lamin. Wskaźnik kontaktów ziaren w piaskowcu wynosi 1,6. Głównym składnikiem skały jest kwarc. Są to ziarna kwarcu monokrystalicznego, rzadziej polikrystalicznego. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,06 mm. Poza tym występują skalenie – głównie plagioklazu szeregu albit–oligoklaz oraz mikroklin. Okruchy skał występują bardzo rzadko. Są to wyłącznie monokrystaliczne fragmenty kwarcowych skał krystalicznych. Akcesorycznie występuje biotyt i muskowit. Bardzo liczne są ooidy kalcytowe izometryczne lub nieco wydłużone. Ooidy te wykazują budowę współśrodkowo- promienistą. Najczęściej są bardzo drobnokrystaliczne. W jądrach niekiedy są widoczne ziarna kwarcu lub fragmenty skorup małżoraczków. Na powierzchniach notuje się struktury wciskowe. Spoiwo piaskowca jest węglanowe – bardzo drobnokrystaliczne, węglanowo-ilaste, miejscami anhydrytowe.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Jura dolna

Jura dolna w otworze wiertniczym Polik IG 1 ma miąższość 387,0 m, co jest wielkością zgodną z tłem regionalnym (Franczyk, 1983). Jej granicę spągową wyznaczono na podstawie krzywych geofizycznych na głęb. 2401,0 m, a stropową na głęb. 2014,0 m. Leży ona bezpośrednio na utworach iłowcowo-mułowcowych retyku. Przykrywają ją utwory młodszej jury środkowej (najwyższego bajosu górnego lub batonu dolnego). Luka stratygraficzna w stropie obejmuje aalen i cały lub prawie cały bajos.

Profil obejmuje wszystkie piętra stratygraficzne jury dolnej, w ich obrębie wydzielono jednostki litostratygraficzne charakterystyczne dla obszaru pogranicza niecki płockiej i wyniesienia mazursko-podlaskiego; zastosowano podział litostratygraficzny Pieńkowskiego (2004). W profilu wydzielono formacje: zagajską (hetang + ?synemur dolny), ostrowiecką (synemur), gielniowską (pliensbach dolny), drzewicką (pliensbach górny), ciechocińską (toark dolny) i borucicką (toark górny).

Najniższą część profilu (głęb. 2339,0–2401,0 m, miąższość 62,0 m) wydzielono jako formację zagajską (wg dokumentacji wynikowej i stosowanego w niej podziału Różyckiego (1958) = warstwy kłodawskie górne i ksawerowskie, które ku północnemu-wschodowi korelują się z wydzielonymi przez Dadleza (1969, 1971) warstwami liwieckimi). Profil rozpoczyna kompleks piaskowcowy o miąższości 10 m. W omawianym otworze został on przewiercony bezrdzeniowo, jednak w pobliskim otworze Gradzanowo 4 uzyskano 10 cm rdzenia z najniższej części tego kompleksu, który zawiera piaskowiec kwarcowy gruboziarnisty, zlepieńcowaty, słabo wysortowany. Podobnie w otworze Sierpc 2, którego profil wykazuje większy niż w Poliku IG 1 udział piaskowców, stwierdzono piaskowce kwarcowe różnoziarniste, średnio- i gruboziarniste, często skośnie laminowane iłowcem. W pobliskim otworze Bieżuń 2 w rdzeniu z głęb. 2238,0–2244,0 m, pochodzącym ze spągu opisywanej formacji, uzyskano 80-centymetrową warstwę węgla kamiennego, leżącą bezpośrednio na zielonkawych iłowcach zawierających mikroflorę retycką (mat. arch. orzeczenie T. Orłowskiej-Zwolińskiej). W piaskowcach formacji zagajskiej w wielu otworach z północnego Mazowsza występują również uwęglone szczątki flory i detrytus roślinny. Wymienione cechy wskazują, że są to utwory powstałe w środowisku rzecznym. Ponad wspomnianym kompleksem piaskowcowym obecne są dwa miąższe (22,0 i 23,5 m) pakiety iłowców i mułowców ciemnoszarych i szarych, rozdzielone 6-metrową wkładką piaskowca. Z utworów tych pochodzi prawdopodobnie rdzeń o głębokości wiertniczej 2394,0–2398,0 m, w którym stwierdzono mułowce ilaste szare, rozsypujące się bulasto i ostrokrawędziście oraz mułowce ilaste laminowane

pyłowcem, a także wkładkę piaskowca drobnoziarnistego z sieczką roślinną.

Profil litologiczny formacji zagajskiej w otworze Polik IG 1 jest bardzo zbliżony do profili obserwowanych w otworach: Bieżuń 1, Gradzanowo 2 i 3, Bodzanów GN 1, Bodzanów IG 1 (Feldman-Olszewska i in., 2012), dla których spąg jury dolnej przyjęto według Franczyk (1983) i Centralnej Bazy Danych Geologicznych (2017). Należy jednak dodać, że istnieją wątpliwości, czy utwory wydzielone w otworze Polik IG 1 jako formacja zagajska nie powinny zostać zaliczone do retyku. Szczególnie ze względu na tak znaczny udział utworów drobnoziarnistych w profilu formacji w porównaniu z sąsiednimi otworami: Bieżuń 2, Sierpc 2, Kamionki IG 3 i Gradzanowo 4, w których formacja ta ma znacznie bardziej piaskowcowy charakter. Jednak może to jedynie świadczyć o zmienności facjalnej, tak prawdopodobnej w profilach o lądowej genezie. Obszar północnego Mazowsza w górnym triasie i jurze dolnej ulegał pionowym ruchom tektonicznym zarówno w wyniku działalności uskoków, jak i ruchów soli w podłożu (wzrost poduszek solnych Lipna, Bodzanowa). Dlatego profile najwyższego triasu i jury dolnej są tu bardzo zróżnicowane miąższościowo, co bez danych stratygraficznych utrudnia miejscami określenie czy dany kompleks na pograniczu triasu i jury jest wieku retyckiego czy jest to już hetang.

Wiek formacji zagajskiej obejmuje hetang i wczesny synemur. Na obszarze północnego Mazowsza brak jest precyzyjnych datowań stratygraficznych. Wiek warstw kłodawskich górnych i ksawerowskich (odpowiedników formacji zagajskiej w podziale Różyckiego, 1958) przyjęto na podstawie obecności megaspory Nathorstisporites hoplitic us Jung, spotykanej w otworach centralnej Polski (Franczyk, 1983; Deczkowski, 1997; Kopik, Marcinkiewicz, 1997). Również Dadlez (1971) przyjmuje ten sam wiek dla warstw liwieckich wschodniego Mazowsza. Według Pieńkowskiego (2004) formacja zagajska odpowiada wszystkim tym wydzieleniom i w zależności od obszaru występowania jej wiek przyjmuje się na hetang i ewentualnie część lub cały synemur.

Wyżej leżąca formacja ostrowiecka ma miąższość 145,0 m i wydzielona została na głęb. 2194,0–2339,0 m (wg dokumentacji wynikowej i stosowanego w niej podziału Różyckiego (1958) = warstwy sławęcińskie główne bez części najwyższej). Tworzą ją piaskowce kwarcowe, średnio- i drobnoziarniste, niekiedy z pojedynczymi żwirkami kwarcowymi, barwy szarej, słabo zwięzłe. Zostały one udokumentowane w dwóch rdzeniach pobranych z tej formacji. Podobne piaskowce stwierdzono w pojedynczych rdzeniach rejonu Kamionki–Bielsk–Bodzanów, w których piaskowce wykazują warstwowanie przekątne rynnowe lub występują smugi ilasto-węgliste oraz sieczka roślinna lub kaolinit w porach (Feldman-Olszewska i in., 2012). Dodatkowo w otworze Sierpc 2 w obrębie formacji jest obecna warstwa zlepieńca kwarcowego z przerostami węgla. Cechy te świadczą o fluwialnej genezie piaskowców formacji ostrowieckiej. Według Pieńkowskiego (2004) formacja ostrowiecka jest wieku synemurskiego. Na obszarze północnego Mazowsza jest jednak możliwe, że przystropowy odcinek formacji ostrowieckiej, wykształcony również w postaci piaskowców, należy już do pliensbachu dolnego.

Powyżej, na głęb. 2178,0–2194,0 m, występuje 16-metrowej miąższości kompleks iłowców i mułowców ciemnoszarych, który został przewiercony bezrdzeniowo. Utwory te w podziale stratygraficznym Różyckiego (1958), zastosowanym w dokumentacji wynikowej, stanowiły stropowy odcinek warstw sławęcinskich głównych. Obecnie utwory te wydzielono jako formację gielniowską, reprezentującą pliensbach dolny. Według Karaszewskiego (1962) i Pieńkowskiego (2004) jest to formacja o pełnomorskim charakterze, na co wskazuje obecność małży morskich i skamieniałości śladowej z rodzaju Diplocraterion. Morski charakter formacji gielniowskiej został udowodniony w bardziej osiowej strefie basenu (odcinek kujawsko-świętokrzyski wału śródpolskiego) (Kopik, 1960; Karaszewski, Kopik, 1970). Na obszarze północnego Mazowsza brak materiału rdzeniowego z tej formacji uniemożliwia jednoznaczne określenie środowiska sedymentacji tych utworów, przypuszczalnie powstały one w przybrzeżnej strefie zbiornika morskiego. Miąższość formacji jest tu też znacznie mniejsza niż na obszarze kujawsko-świętokrzyskim. Przypuszczalnie transgresja morska wczesnego pliensbachu dotarła na obszar północnego Mazowsza znacznie później, a iłowcowo-mułowcowe utwory formacji gielniowskiej obejmują jedynie niewielki odcinek wczesnego pliensbachu.

Na głęb. 2111,0–2178,0 m występuje kompleks piaskowcowy z cienkimi wkładkami iłowców i mułowców tworzący formację drzewicką, która w podziale Różyckiego (1958) odpowiada warstwom sławęcińskim górnym. Jej miąższość w otworze Polik IG 1wynosi 67,0 m. Z dolnego odcinka tej formacji uzyskano 2,0 m rdzenia, w którym dominują piaskowce kwarcowe bardzo drobno- i drobnoziarniste, kruche, w dolnym odcinku z klastami i zwitkami ilastymi, wyżej z 15-centymetrową wkładką węgla brunatnego. Piaskowce drobno- i średnioziarniste stwierdzone w materiale rdzeniowym uzyskanym z pobliskich otworów: Bodzanów GN 1, GN 3, Bielsk 2, Sierpc 2 i Gradzanowo 2, 3 i 4, niekiedy zawierają również okruchy węgli brunatnych oraz uwęgloną sieczkę roślinną (Feldman-Olszewska i in., 2012). Należy więc wnioskować, że kompleks piaskowcowy reprezentujący formację drzewicką na obszarze północnego Mazowsza ma fluwialną genezę i powstał zarówno w obrębie koryt rzecznych, jak i na obszarze równi zalewowych.

W osiowej strefie basenu dolnojurajskiego przyjmuje się, że formacja drzewicka wiekowo obejmuje późny pliensbach (Karaszewski, Kopik, 1970; Pieńkowski, 2004). Jednak nie jest wykluczone, że w strefie brzeżnej basenu, gdzie facje piaskowcowe zastępują facje ilasto-mułowcowem, jej zasięg wiekowy obejmuje również wyższą część wczesnego pliensbachu.

Formacja ciechocińska znajduje się na głęb. 2055,0–2111,0 m, a jej miąższość w omawianym otworze wynosi 56,0 m. Budują ją iłowce, mułowce i heterolity z cienkimi (1–2 m) wkładkami piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych. Charakterystyczną cechą tych skał iłowcowo-mułowcowych jest ich szarozielona barwa, niekiedy jasnoszara (Franczyk, 1983). Utwory te są często laminowane

poziomo lub soczewkowo, z licznym muskowitem na powierzchniach warstwowania. Wkładki piaskowców zawierają liczny muskowit, uwęgloną sieczkę roślinną oraz laminy węgliste. W pobliskim otworze Sierpc 2 (głęb. 2139,0 m) z utworów formacji ciechocińskiej J. Kopik (mat. arch.) oznaczył małża z rodzaju *Cardinia*. Analiza środowiska sedymentacji utworów formacji ciechocińskiej dla znacznego obszaru Niżu Polskiego wskazuje na ich powstanie w obrębie rozległej zatoki brakicznej o obniżonym zasoleniu, do której wpływały rzeki, które dostarczały materiał piaszczysty z lądu (Franczyk, 1983; Pieńkowski 2004). Utwory formacji ciechocińskiej datowane są na toark dolny (Kopik, Marcinkiewicz, 1997). W otworze Polik IG 1 wiek ten potwierdza obecność oznaczonej przez T. Marcinkiewicz megaspory *Minerisporites institus* Marcinkiewicz, a ponadto stwierdzono również *Trileites candoris* Marcinkiewicz o znacznie szerszym zasięgu stratygraficznym (Marcinkiewicz, 1980).

Profil jury dolnej kończy formacja borucicka, o miąższości 41,0 m, która została wydzielona na głęb. 2014,0–2055,0 m. Tworzą ją piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, jasnoszare, prawie białe, z rozproszonym muskowitem oraz uwęgloną sieczką roślinną. Jedynie w najniższej części profilu (9 m) występują utwory mułowcowe. Piaskowcowe wykształcenie warstw borucickich jest typowe dla regionu (Feldman-Olszewska i in., 2012). Zostały one utworzone w środowisku fluwialnym, na obszarze rozległego lądu, który powstał na Niżu Polskim po wycofaniu się morza pod koniec wczesnego toarku (Deczkowski, Franczyk, 1988; Feldman-Olszewska, 1998a; Pieńkowski 2004). Jest wielce prawdopodobne, że pierwotny profil utworów formacji borucickiej był bardziej miąższy, lecz część utworów została erozyjnie usunięta we wczesnej jurze środkowej (aalen, bajos), kiedy obszar północnego Mazowsza pozostawał lądem podlegającym denudacji.

Jura środkowa

Granice jury środkowej w otworze Polik IG 1 zostały przewiercone bezrdzeniowo i wyznaczono je na podstawie analizy krzywych geofizycznych oraz korelacji regionalnych na głęb. 1890,5 m (strop) i 2014,0 m (spąg). Otwór jest położony w północno-wschodniej części niecki płockiej, kilka kilometrów ku północnemu wschodowi od zasięgu występowania utworów aalenu i bajosu dolnego, a w pobliżu linii zasięgu występowania bajosu górnego (Ryll, 1983). Utwory jury środkowej o miąższości 123,5 m leżą tu bezpośrednio na piaskowcach górnego toarku, a przykryte są przez utwory węglanowe oksfordu.

Profil jury środkowej rozpoczyna kompleks piaskowcowy o miąższości 9,0 m, który należy korelować z serią limniczną wydzielaną przez Ryll (*op. cit.*). Wiek tego kompleksu jest niepewny i na podstawie korelacji regionalnych został przyjęty na ?bajos górny/ ?baton dolny. Ze względu na brak materiału rdzeniowego z pogranicza jury dolnej i środkowej, zarówno w otworze Polik IG 1, jak i w wielu innych pobliskich otworach (Bieżuń 1, 2; Gradzanowo 2, 3, 4; Szczawno 1), oraz brak danych stratygraficznych z rdzeniowanego w pełni otworu Żuromin 1, niemożliwe jest stwierdzenie jednoznacznej pozycji stratygraficznej tego kompleksu. Dodatkowym czynnikiem utrudniającym korelacje regionalne jest położenie w strefie silnego wyklinowywania się facji i redukcji miąższości utworów starszej jury środkowej. Nie jest również wykluczone, że utwory te reprezentują stropowy odcinek jury dolnej (warstw borucickich).

Utwory **batonu** rozpoczynają się na głęb. 2005,0 m ostrą granicą, powyżej której występuje 5 m miąższości pakiet iłowca, który stopniowo przechodzi ku górze w mułowce, a następnie w piaskowce; całość osiąga w sumie 10,0 m miąższości. Wyżej ponownie pojawia się 3-metrowy pakiet iłowca. Cały 13-metrowej miąższości odcinek profilu wydzielono jako **baton dolny**. Sedymentacja iłowców i mułowców batonu dolnego wiąże się z transgresją morską, która z początkiem wczesnego batonu wkroczyła na lądowy do lej pory obszar północno-wschodniej części niecki płockiej (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998b).

Wyżej, na głęb. 1944,5–1992,0 m, w profilu otworu Polik IG 1 występują na przemian utwory mułowcowe i piaskowcowe, z trzema wkładkami iłowców o miąższości 2–4 m. Z tego odcinka profilu pobrano rdzeń na głęb. 1957,0–1963,0 m, w którym w dolnym i górnym odcinku dominują piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, jasnoszare, o spoiwie ilastym, słabo zwięzłe, z niezbyt licznym muskowitem, miejscami ze smugami ilastymi i nieoznaczalnymi fragmentami muszli małży. Część środkową rdzenia buduje pakiet łupka ilastego (3,6 m), prawie czarnego, masywnego, również z kawałkami muszli małży. Z tego odcinka profilu pochodzi też liczna mikrofauna otwornic i małżoraczków, która wskazuje na wiek batoński (patrz Smoleń, ten tom). Na podstawie stwierdzonych tu m.in. małżoraczka *Pararyscus octoporalis* Błaszczyk i otwornicy *Ophtalmidium carinatum terquemi* Pazdro, których zasięg występowania kończy się w batonie środkowym (Bielecka i in., 1980a, b), cały opisywany kompleks zaliczono do **batonu środkowego**. Na ten wiek wskazują również korelacje regionalne z pobliskimi otworami.

Baton górny rozpoczyna na głęb. 1944,5 m pakiet iłowca o miąższości 4 m. Jest on korelowany z pobliskim otworem Bieżuń 1 (Feldman-Olszewska i in., 2012), w którym w spągu batonu górnego (wg danych z CBDG, 2017) zarejestrowano zlepieńce wapienia detrytycznego. Poziom zlepieńca z dobrze obtoczonymi otoczakami oraz muszlami małży i ramienionogów stwierdzono w spągu batonu górnego również w otworach Gradzanowo 2 i 3. Utwory te wraz z obecnym w otworze Polik IG 1 pakietem iłowca należy korelować z początkiem nowej transgresji, która wystąpiła na całym obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998b).

Wspomniany pakiet iłowcowy przechodzi ku górze początkowo w mułowce z wkładkami piaskowców, a następnie w piaskowce. Z tego odcinka profilu pobrano jeden rdzeń kontrolny, w którym są obecne piaskowce kwarcowe bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, słabo zwięzłe, ze smu-

gami ilasto-węglistymi i muskowitem. W stropie batonu górnego (na głęb. 1900,5–1897,5 m) ponownie występuje 3-metrowy pakiet mułowca. Badania petrofizyczne próbek rdzeniowych i okruchowych z opisywanego odcinka profilu wskazują na zawartość 2,7–27,0% $CaCO_3$ i 0–3,7% $CaMg(CO_3)_2$. Jest to cecha, która pozwala korelować te piaskowce z dolomitami (przypuszczalnie piaszczystymi) batonu górnego w otworze Bieżuń 1 (CBDG, 2017) oraz z kompleksem występujących na przemian wapieni i piaskowców, stwierdzonym w dobrze rdzeniowanych otworach Żuromin 1 i 2, piaskowców silnie zdolomityzowanych, z muszlami małży w otworze Gradzanowo 3 i piaskowców silnie wapnistych z detrytusem fauny w Gradzanowo 4 (Feldman-Olszewska i in, 2012).

Analiza regionalna oraz obecność fauny morskiej wskazuje, że utwory batonu powstały w płytkiej strefie basenu morskiego, głównie w strefie głębszego przybrzeża, rzadziej odbrzeża.

Kelowej o miąższości zaledwie 7 m wydzielono na głęb. 1890,5–1897,5 m. Według interpretacji pomiarów geofizycznych w dolnym odcinku są piaskowce, które należy korelować z piaskowcami stwierdzonymi w pobliskim pełnordzeniowym otworze Sierpc 1 (mat. arch. – profil litologiczny wykonany przez K. Dayczak-Calikowską). Stwierdzono w nim piaskowce wapniste barwy rdzawo-brunatnej ze skupieniami limonitu, ku górze przechodzące w wapienie piaszczyste barwy różowo-beżowej z licznymi ooidami żelazistymi i glaukonitem, w których znaleziono odcisk amonita oraz belemnity.

Górny odcinek keloweju tworzy 1,5-metrowej miąższości pakiet margli, które przypuszczalnie należy korelować z warstwą bulastą – poziomem kondensacji stratygraficznej, który obejmuje poziomy amonitowe środkowego i górnego keloweju, a często również poziom mariae wczesnego oksfordu. Warstwa bulasta powszechnie występuje na obszarze niecki płockiej i południowej części wyniesienia mazursko-podlaskiego (Ryll, 1983; Dayczak-Calikowska, Moryc 1988; Feldman-Olszewska, 1998b). Stwierdzona została również we wspomnianym pobliskim otworze Sierpc 1 (głęb. rdzeniowa 1855,4–1855,8 m), gdzie wykształcona jest w postaci 20-centymetrowej miąższości warstwy wapienia mułowcowego barwy szarozielonej, ze smugami czarnego margla, skupieniami glaukonitu i fauną amonitową. W spągu podściela ją 5-centymetrowa warstewka zlepieńcowata silnie zmieniona tlenkami żelaza, barwy rdzawo-zielonej, z obficie rozproszonym glaukonitem.

Wśród fauny amonitowej K. Dayczak-Calikowska (mat. arch.) oznaczyła: *Reineckeia* cf. *multicostata* (Petitclerc), *Hecticoceras* ex gr. *punctatum* Stahl, *Peltoceras athleta* (Phillips), *Quenstedtoceras* sp., *Kocmoceras* sp., *Perisphinctes* sp.

Fauna ta wskazuje na środkowy i górny kelowej. Warstwa bulasta reprezentuje osad maksimum transgresji cyklu transgresywno-regresywnego, który obejmuje utwory keloweju i niższego oksfordu (Feldman-Olszewska, 1997).

Jura górna i berias dolny

Utwory jury górnej mają miąższość 493,0 m i występują na głęb. 1397,5–1890,5 m. Leżą w ciągłości stratygraficznej na utworach keloweju (jura środkowa). Ku górze w sposób ciągły przechodzą w niewielkiej miąższości (8,0 m) utwory beriasu dolnego (kreda dolna), które z kolei są przykryte przez iłowce górnego walanżynu. Ostra granica pomiędzy tymi utworami znaczy lukę stratygraficzną obejmującą wyższą część beriasu.

Profil jury górnej był rdzeniowany w bardzo niewielkim stopniu, a profil litologiczno-stratygraficzny został sporządzony na podstawie krzywych geofizycznych i próbek okruchowych, uzupełnionych przez opisy materiału rdzeniowego, ekspertyzy petrograficzne skał wykonane przez K. Radlicza (tab. 2), wyniki analiz mikropaleontologicznych wykonanych przez O. Styk (rewizja J. Smoleń, ten tom) oraz wyniki analiz chemicznych wykonanych w trakcie prac wiertniczych. W znaczący sposób nawiązano również do profili pobliskich otworów wiertniczych – w pełni rdzeniowanego Sierpc 1 oraz w znacznym stopniu rdzeniowanych: Sierpc 2, Bieżuń 1, Lipno 1, 2 i 4 oraz Kamionki 1 (fig. 11).

W otworze Polik IG 1 stwierdzono pełny profil jury górnej, obejmujący oksford, kimeryd i tyton. W obrębie poszczególnych pięter wydzielono szereg nieformalnych jednostek litostratygraficznych: formację wapieni gąbkowych, formację oolitową, formację wapienno-marglisto-muszlowcową, formację pałucką oraz formację kcyńską z ogniwem wapieni korbulowych (Dembowska, 1979).

Oksford w otworze Polik IG 1 obejmuje dwie pierwsze wymienione formacje. Bezpośrednio na utworach marglistych keloweju (korelowanych z warstwą bulastą (patrz rozdz. Feldman-Olszewskiej – jura środkowa, ten tom) występuje formacja wapieni gąbkowych (głęb. 1715,0–1890,5 m). Jej miąższość wynosi 175,5 m. W najniższym odcinku, o miąższości 12,5 m, są to wapienie margliste z wkładkami wapieni niezailonych. W tych samych utworach z najniższych 3–4 m profilu jury górnej w pobliskich dobrze rdzeniowanych otworach Lipno 2 i Lipno 4 stwierdzono kilka gatunków amonitów z rodzaju *Cardioceras*, diagnostycznych dla dolnego oksfordu (Kutek i in., 1973). Na tej podstawie należy przypuszczać, że również w otworze Polik IG 1 najniższy (kilkumetrowy) odcinek formacji wapieni gąbkowych reprezentuje dolny oksford. Pozostałą część formacji tworzą wapienie organodetrytyczne, gąbkowe, brudnobiałe, twarde, zwięzłe, ze skalcytyzowanymi strukturami gąbek oraz ciemnoszarymi krzemieniami. W rdzeniu z głęb. 1723,1 m w wapieniach tych K. Radlicz opisał fragmenty i igły gąbek, mszywioły, otwornice, małże i szkarłupnie. Zawartość węglanu wapnia jest w nich bardzo wysoka i wynosi 82,0–92,6%. Mikrofauna natomiast jest nieliczna, bez znaczenia stratygraficznego. Przypuszczalnie wapienie te reprezentują w całości środkowy oksford (Niemczycka, 1997).

Tabela 2

Petrografia osadów kredy i jury górnej z otworu wiertniczego Polik IG 1 (wg K. Radlicza)

Petrography of the Creataceous and Upper Jurassic deposits from the Polik IG 1 borehole (after K. Radlicz)

Głębokość Depth [m]	Struktura i tekstura Structure and texture	Skład Composition	[%]	Wielkość ziarn The size of grains [mm]	Przewaga frakcji Dominant fraction [mm]	Spoiwo Cement	[%]	Uwagi Comments
402 +0,2	mikryt bioklastyczno-otwornicowy	bioklasty otwornice małżoraczki szkarłupnie kwarc	30 poj.			mikryt	70	wśród otwornic głównie pelagiczne, rzadziej aglutynujące
1195 +0,1	biomikryt smużysta	oligoostegina inoceramy małżoraczki	75 3 poj.			mikryt	22	inoceramy rozmieszczone smużyście
1200 +1,1	biomikryt laminowana	oligoostegina inoceramy małże	60 10			mikryt	30	inoceramy i inne małże w laminach
1528 +0,1	mikryt bioklastyczny smużysta	bioklasty ramienionogi szkarłupnie otwornice	30			mikryt	70	wśród szkarłupni kolce jeżowców i wężowidła
1528 +3,7	onkobiomikryt równoległa	onkoidy bioklasty ślimaki ramienionogi szkarłupnie	30 20	0,9–7,5		mikryt	50	w jądrach onkoidów ramienionogi, *Lithocodium*, ślimaki
1625 +0,2	oosparyt porowata	ooidy	75	0,15–0,9	0,45	kalcysparyt	15	ooidy o budowie współśrodkowo-promienistej, z jądrami peloidowymi rzadziej bioklastycznymi, dobrze wysortowane, często obserwuje się struktury wciskowe
1723 +0,1	gruzełkowo-bioklastyczna, porowata	bioklasty gąbek i igły gąbek mszywioły otwornice małże szkarłupnie problematyka	30	0,05–2,0		masa gruzełkowa	70	

Uwagi:

Osady kredy reprezentowane przez próbki z głęb. 402 +0,2 m; 1195 +0,1 m i 1200 +1,1 m reprezentują osady pelagiczne ze szczególnie typowymi bioklastami, jakimi są olistoetagina i inoceramy.

Osady jury górnej są bardziej zróżnicowane facjalnie. Dwie próbki z głęb. 1528 +0,1 m i 1529 +3,7 m reprezentują typowe osady zabarierowe utworzone w środowisku o bardzo niskiej energii hydrodynamicznej.

Próbka z głęb. 1625 +0,2 m reprezentuje osady strefy bardzo wysokiej energii hydrodynamicznej. Są to wapienie oolitowe, dobrze wysortowane, porowate o nierównomiernym układzie ooidów. W miejscach styków charakteryzują się procesami wciskowymi. W jądrach rzadko spotyka się bioklasty, częściej peloidy. Osad reprezentuje bariery oolitowe.

Próbka z głęb. 1723 +0,1 m reprezentuje osad gruzełkowo-gąbkowo-mszywiołowy, typowy dla dolnego oksfordu na Niżu Polskim. Osad utworzył się w środowisku wód niskoenergetycznych związanych z danymi prądami w strefie otwartego morza.

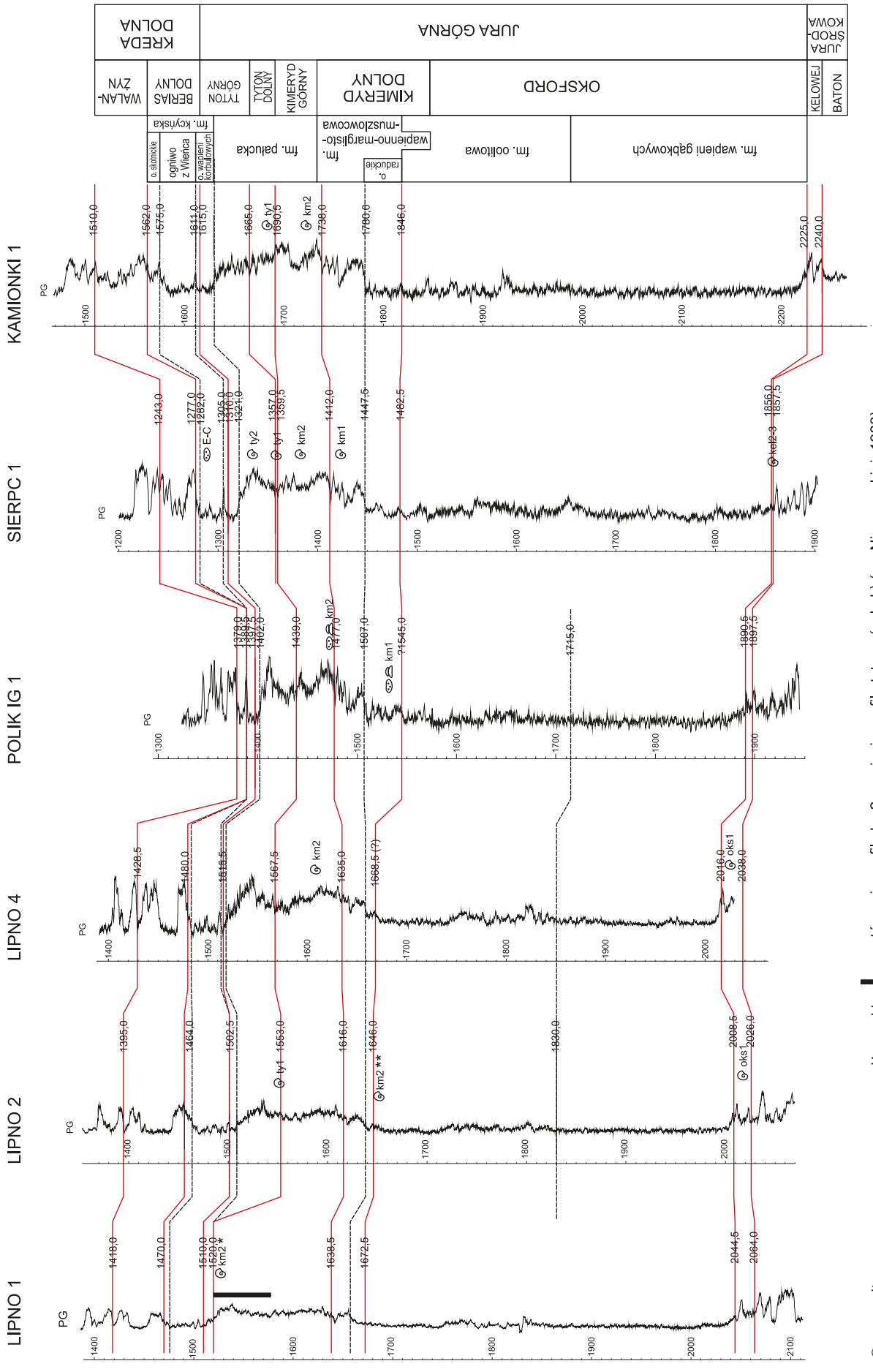

LIPNO 1
LIPNO 2
LIPNO 4
POLIK IG 1
SIERPC 1
KAMIONKI 1
JURA ŚRODKOWA
JURA GÓRNA
KREDA DOLNA
KELOWEJ
BATON
OKSFORD
KIMERYD DOLNY
KIMERYD GÓRNY
TYTON DOLNY
TYTON GÓRNY
BERIAS DOLNY
WALAN-ŻYN
fm. wapieni gąbkowych
fm. oolitowa
fm. wapienno-margliste-mułowcowa
o. radunkie
fm. palucka
fm. kcyńska
ogniwo z Wieńca
o. wapieni konduktywnych
o. skomickie
PG
amonity ammonites
otwornice foraminifera
małoraczki ostracods
powtórzenie profilu km2, wycięcie profilu tytonu (uskok) (wg Niemczyckiej, 1983)
repetition the profile km2, cutting the Tithonian profile (fault) (acc. to Niemczycka, 1983)

Fig. 11. Korelacja utworów jury górnej w otworze Polik IG 1 z pobliskimi otworami, w których stwierdzono przewodnią makrofaunę i mikrofaunę

Stratygrafia na podstawie Dembowskiej (1983), zmodyfikowane przez A. Feldman-Olszewską. Lokalizacja i wiek fauny na podstawie Kutek i in. (1973) oraz Niemczyckiej (1983). Objaśnienia: E-C – poziomy małżoraczkowe E-C, ty2 – tyton górny, ty1 – tyton dolny, km2 – kimeryd górny, km1 – kimeryd dolny, oks1 – oksford dolny, kel 2-3 – kelowej środkowy i górny; * wg Niemczyckiej (1983) powtórzenie utworów kimerydu górnego w otworze (uskok), ** wg Dembowskiej (1983) i Niemczyckiej (1983) rdzeń prawdopodobnie przełożony przez wiertaczy, pochodzi z profilu wyżej; *** rdzeń, w którym znaleziono amonity pochodzi prawdopodobnie z nieco płytszej głębokości (przesunięcie rdzenia względem geofizyki)

Correlation of the Upper Jurassic deposits from the Polik IG 1 borehole with nearby boreholes, in which diagnostic macro- and microfauna were recorded

Stratigraphy after Dembowska (1983), modified by A.Feldman-Olszewska. Location and age of fauna by Kutek *et al.* (1973) and Niemczycka (1983). E-C – E-C ostracod zones, ty2 – Upper Tithonian, ty1 – Lower Tithonian, km2 – Upper Kimmeridgian, km1 – Lover Kimmeridgian, oks1 – Lower Oxfordian, kel 2-3 – Middle and Upper Callovian; *according to Niemczycka (1983) repetition of the Upper Kimmeridgian rocks in borehole section (fault), **according to Dembowska (1983) and Niemczycka (1983) core probably translated and came from the upper part of the borehole section, ***core in which the ammonites were found probably originated from a slightly shallower depth (displacement of the core relative to geophysical logs)

←

Powyżej w profilu, na głęb. ?1545,0–1715,0 m, wydzielono formację oolitową o miąższości 170,0 m. Zbudowana jest ona z wapieni oolitowych, jasnoszarych, których głównym składnikiem są ooidy silnie zdiagenezowane o zatartych strukturach, ponadto występują intraklasty i szczątki fauny małżowej oraz pojedyncze rurkowate ślady mułożerów. Występują w nich również smugi ilaste, stylolity i spękania. Według analiz płytki cienkiej z głęb. 1625,2 m (patrz Radlicz, ten tom) występują tu ooidy o budowie współśrodkowo-promienistej, z jądrami peloidowymi, rzadziej bioklastycznymi, dobrze wysortowane, z często występującymi strukturami wciskowymi. Zawartość $CaCO_3$ w obrębie formacji wynosi 76,2–92,6%. Według Dembowskiej (1983) oraz Niemczyckiej (1997) formacja oolitowa jest wieku późny oksford. W Tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) została ona umieszczona w kimerydzie dolnym. W omawianym otworze wiertniczym nie stwierdzono mikrofauny, która mogłaby dokumentować wiek formacji, jednak jej położenie w profilu sugeruje jej przynależność raczej do górnego oksfordu.

Kimeryd obejmuje kimeryd dolny wykształcony jako formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa oraz kimeryd górny, któremu odpowiada niższa część formacji pałuckiej.

Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa, występująca na głęb. 1477,0–1545,0 m (miąższość 68,0 m), jest dwudzielna. W dolnym odcinku, na głęb. 1507,0–1545,0 m, są to wapienie intra-bioklastyczne, z licznymi bioklastami małży i ramienionogów, intraklastami wapieni oraz znacznym udziałem materiału ilastego. Według opisu petrograficznego szlifu z głęb. 1528,1 m (wyk. K. Radlicz) głównymi składnikami biogenicznymi tych wapieni są ramienionogi, szkarłupnie i otwornice, tkwiące w spoiwie mikrytowym. W wapieniach dość licznie występują 20–30-centymetrowe wkładki zlepów muszlowcowo-intraklastycznych, z których L. Karczewski oznaczył *Nanogyra (Nanogyra) nana* (Sowerby), *Nanogyra (Paleogyra)* cf. *virgula* (Deshayes), *Nanogyra* sp. Ta część profilu została wydzielona jako ogniwo raduckie, którego występowanie jest charakterystyczne dla obszaru niecki warszawskiej i południowo-wschodniej części wału kujawskiego (Dembowska, 1979, 1983). Ogniwo raduckie Dembowska (*op. cit.*) umiejscawia w dolnej części kimerydu dolnego na podstawie obecności w tych utworach w rejonie antykliny Wojszyc małżoraczka *Cythereloidea weberi* Steghaus (Marek, 1961). Mikrofauna stwierdzona w otworze Polik IG 1 w rdzeniu z głęb. 1534,0 m również wskazuje na kimeryd dolny (patrz Smoleń, ten tom). Należy przy tym zaznaczyć, że według dotychczas stosowanych kryteriów, kimerydzki wiek ogniwa datuje obecność otwornicy *Citharina* cf. *zaglobensis* (Bielecka et Pożaryski), która pojawia się w kimerydzie dolnym (Bielecka i in., 1980b). Pozostałe stwierdzone tu otwornice: *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Palaeogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Styk) są według Bieleckiej (*op. cit.*) notowane również w najwyższym oksfordzie. Jednak nowe badania stratygraficzne Wierzbowskiego i in. (2016) dotyczące granicy oksfordu/kimerydu wykazały, że dwa najwyższe poziomy amonitowe oksfordu w podziale submedyterańskim (*bimammatum* i *planula*), stosowanym również na obszarze Polski, należy korelować z poziomami dolnego kimerydu, a nie górnego oksfordu.

Wyższa część formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej, o miąższości 30,0 m, ma typowe dla tej formacji wykształcenie – zbudowana jest z naprzemianległych iłowców wapnistych i wapieni marglistych. Badania próbek okruchowych, wykonane przez labolatorium polowe w trakcie prac wiertniczych, wskazują na zawartość $CaCO_3$ w zakresie 22,6–33,8%. Ta część formacji została w profilu przewiercona bezrdzeniowo. Według Dembowskiej (1979) cała formacja reprezentuje kimeryd dolny. Z pobliskiego otworu – Sierpc 1, z tego odcinka formacji oznaczyła amonity *Ataxiocers* sp. i ?*Rasenia* sp. (mat. arch. Dembowskiej *w*: Niemczycka, 1983).

Powyżej w profilu występuje kompleks iłowców wapnistych i mułowców marglistych, którego łączna miąższość wynosi 75,0 m. Utwory te tworzą formację pałucką (Dembowska, 1979), która w otworze Polik IG 1 występuje na głęb. 1402,0–1477,0 m. Z dolnego odcinka tej formacji pobrano 2,0 m rdzenia, w którym stwierdzono iłowce wapniste, ciemnoszare, o teksturze pseudobrekcjowatej, z wkładkami szarego margla o podobnej teksturze. Mikrofauna

uzyskana z próbek rdzeniowych wskazuje na kimeryd górny (patrz Smoleń, ten tom). Korelacja z sąsiednimi otworami: Lipno 1, 2 i 4, Sierpc 1, Bieżuń 1 oraz Kamionki 1, z których pobrano pełny rdzeń lub znaczną część profilu przerdzeniowano, wskazuje, że jest to typowy profil dla regionu (fig. 11). Materiał rdzeniowy z wymienionych otworów dostarczył znacznej ilości przewodniej fauny amonitowej (Kutek i in., 1973; Dembowska, 1983; Niemczycka 1983). Na podstawie obecności amonitów z rodzaju *Aulakostephanus* oraz przewodnich gatunków z rodzaju *Virgataxioceras*, *Amoeboceras* i *Enosphinctes* ustalono, że dolny odcinek formacji pałuckiej reprezentuje kimeryd górny. W omawianym otworze został on wydzielony na głęb. 1439,0–1477,0 m.

Wyższa część formacji pałuckiej o miąższości 37,0 m (głęb. 1402,0–1439,0 m) została w otworze Polik IG 1 przewiercona bezrdzeniowo. Analiza krzywych geofizycznych wskazuje, że są to głównie margle i mułowce margliste, z wkładką iłowców marglistych na głęb. 1409,0–1415,0 m. Przewodnia fauna amonitowa stwierdzona w otworze Sierpc 1, obejmująca amonity z rodzaju *Zarajskites*, datuje górną część formacji pałuckiej na tyton (mat. arch. Dembowskiej *w*: Niemczycka, 1983). Dembowska (1973, 1983) na podstawie licznych znalezisk fauny amonitowej (z rodzaju *Zarajskites*) oraz mikrofauny (Bielecka, 1975) w otworach północnej części niecki płockiej datuje górny odcinek formacji pałuckiej na tyton dolny i dolny odcinek tytonu górnego, co w podziale borealnym odpowiada wołgowi dolnemu i dolnej części wołgu środkowego.

Najwyższy odcinek jury górnej w omawianym otworze (głęb. 1397,5–1402,0 m) wchodzi w skład formacji kcyńskiej, a dokładniej reprezentuje dolny odcinek ogniwa wapieni korbulowych. Ogniwo to jest wykształcone w postaci wapieni marglistych. Pełny rdzeń z tego ogniwa pobrano w otworach Sierpc 1 i Lipno 1, a w otworach Lipno 2 i Kamionki 1 było ono częściowo rdzeniowane. Są to wapienie margliste, mułowcowe, z serpulami oraz licznymi szczątkami małży i ramienionogów, niekiedy tworzących muszlowce (Niemczycka, 1983). Przyjmuje się, że dolny odcinek ogniwa wapieni korbulowych reprezentuje jeszcze górny tyton, a najwyższy ich odcinek już jest zaliczany do beriasu dolnego. W niezbyt odległym otworze Płońsk 8 w utworach tego kompleksu znaleziono małżoraczki z poziomu F, a w otworze Żuromin 4 otwornice typowe dla górnego tytonu (= wołgu środkowego) (Dembowska, 1973).

Granica między jurą górną a kredą dolną była stawiana przez Dembowską (1973, 1983) pomiędzy poziomami małżoraczkowymi F i E, czyli w obrębie lub w stropie ogniwa wapieni korbulowych. W późniejszych latach stawiano ją pomiędzy poziomami małżoraczkowymi B i A (Marek i in., 1989; Sztejn, 1991; Niemczycka, 1997), co skutkowało włączeniem do jury górnej również dwóch pozostałych ogniw formacji kcyńskiej: ogniwa z Wieńca i ogniwa skotnickiego. Obecnie, w wyniku prac Międzynarodwej Komisji Stratygraficznej, uznano, że tyton górny odpowiada środkowemu wołgowi a berias dolny górnemu wołgowi. W Polsce powrócono więc do koncepcji Dembowskiej i granica tytonu/beriasu jest stawiana powyżej poziomu małżoraczkowego F, reprezentującego jeszcze środowisko morskie, a poniżej poziomu E, w którym rozpoczyna się zmiana środowiska na brakiczne (Dziadzio i in., 2004).

W otworze wiertniczym Polik IG 1 najwyższy odcinek ogniwa wapieni korbulowych (głęb. 1389,5–1397,5 m) zaliczono do **beriasu dolnego**. Ze stropowego odcinka pobrano tu rdzeń, w którym dolnych 80 cm to wapienie margliste bez szczątków organicznych. Górną część rdzenia budują iłowce i mułowce ciemnoszare, rozwiercone i wymieszane z płuczką. Stwierdzona w nich mikrofauna wskazuje na młodszą kredę. W miejscu kontaktu wapieni i iłowców postawiono górną granicę ogniwa, która w otworze Polik IG 1 przypuszczalnie jest również granicą formacji kcyńskiej. Młodsze ogniwa tej formacji – ogniwo z Wieńca zbudowane z wapieni i anhydrytów oraz ogniwo skotnickie wykształcone jako margle, zostały na podstawie materiału rdzeniowego stwierdzone w otworach Sierpc 1, Lipno 1, 2 i 3 oraz Kamionki 1 (Dembowska, 1973; Kutek i in., 1973; Niemczycka, 1983). Dodatkowo w otworze Sierpc 1 na podstawie obecnych przewodnich małżoraczków *Cypridea valdensis precursor* Oertli, *Kiliaeana alata* Martin i *Scabriculocypris trapezoides* Anderson ogniwo z Wieńca jest datowane na berias dolny – poziomy E-C (Dembowska, 1973; Bielecka i in. 1980a; Niemczycka 1983). Z korelacji krzywych geofizycznych tych otworów z otworem Polik IG 1 wynika, że w omawianym otworze odcinek profilu na głęb. 1382,0–1389,5 m można korelować z ogniwem z Wieńca, a na głęb. 1880,0–1882,0 m z ogniwem skotnickim. Jednak w próbkach okruchowych z tych głębokości nie stwierdzono obecności anhydrytów i wapieni, które uzasadniałyby obecność wyżej leżącego ogniwa z Wieńca. Natomiast mikrofauna młodszej kredy stwierdzona w iłowcu na głęb. 1387,5–1389,5 m może pochodzić z wyższej części profilu, gdyż rdzeń jest wymieszany z materiałem płuczkowym.

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Jura środkowa

W otworze wiertniczym Polik IG 1 utwory jury środkowej występują na głęb. 1890,5–2014,0 m. W dużym stopniu przewiercono je bezrdzeniowo. Analizę mikropaleontologiczną przeprowadzono w próbkach pochodzących z odcinków rdzeniowanych i uzupełniono wynikami z próbek pobranych z odcinków nierdzeniowanych (z płuczki). W pracy wykorzystano wcześniejsze, archiwalne ekspertyzy mikropaleontologiczne wykonane przez Styk (1986) i Smoleń (mat. niepubl.).

Wyróżnione w powyższych ekspertyzach zespoły mikrofauny zrewidowano pod względem taksonomicznym, a także biostratygraficznym, biorąc pod uwagę obowiązujące podziały stratygraficzne (ten tom). Dane mikropaleontologiczne dotyczą głównie fauny otwornicowej. Zespoły otwornic występujące w badanych próbkach są niezbyt liczne zarówno pod względem liczby gatunków, jak i osobników. Stan zachowania skorupek często uniemożliwia dokładną identyfikację taksonomiczną, a dodatkową przeszkodą w przeprowadzeniu precyzyjnej analizy mikropaleontologicznej jest niedostateczna liczba próbek dostarczonych do badań oraz duża część próbek pobranych z odcinków profilów nie w pełni rdzeniowanych. W kilku przypadkach brak mikrofauny nie pozwala na określenie wieku osadów. Jak wynika z danych zawartych w dokumentacji wynikowej otworu Polik IG 1, nie stwierdzono w tym wierceniu osadów najniższej jury środkowej, tj. aalenu oraz bajosu dolnego.

Najstarsze utwory, obejmujące interwał głęb. 2005,0–2014,0 m, zaliczono na podstawie danych geofizycznych i litologicznych do bajosu górnego. Z tego interwału przebadano mikropaleontologicznie tylko jedną próbkę (próbka okruchowa z odcinka na głęb. 2000,0–2005,0 m), która zawierała pojedyncze, źle zachowane otwornice z rodzaju *Epistomina*, fragmenty muszli ślimaków i otwornice młodsze od jurajskich (prawdopodobnie kredowe). Wyniki badań powyższej próbki są niewystarczające do potwierdzenia wieku osadów. W wyniku analizy mikropaleontologicznej pozostałych próbek udokumentowano utwory batonu. Są to próbki pochodzące z interwału głęb. 1958,5–1985,0 m. Cały wymieniony powyżej interwał zawiera osady składające się z naprzemianległych pakietów ciemnych iłowców oraz piaskowców drobnoziarnistych z wkładkami lub przerostami syderytu. We wszystkich przeanalizowanych próbkach występują zbliżone pod względem taksonomicznym zespoły otwornic (fig. 12). Wiele gatunków otwornic, występujących w wyżej wymienionym przedziale głębokości, znanych jest od najwyższego bajosu górnego i popularnie występują w batonie (Bielecka, Styk, 1969a, b; 1981; Bielecka i in., 1980b; Smoleń, 2012). Na baton wskazują jednak takie gatunki jak *Epistomina* cf. *coronata* (Terquem) czy *Paleomiliolina rawiensis* (Pazdro), które pojawiają się w utworach dopiero od batonu dolnego. Na utwory batonu wskazują także nielicznie występujące w próbkach na głęb. 1958,5–1965,0 m małżoraczki opisane z osadów batonu (Błaszyk, 1967): *Oligocythere* cf. *fullonica* (Jones et Scherbon), *Progonocythere polonica* Błaszyk czy *Praeschuleridea wartae* Błaszyk. W przypadku profilu otworu Polik IG 1 wydzielenie poszczególnych podpięter batonu na podstawie mikrofauny jest bardzo utrudnione, ze względu na niewielką liczbę gatunków charakterystycznych oraz fakt, że zostały one opisane częściowo z próbek okruchowych. Najliczniej w próbkach, które dokumentują utwory batonu, obecne są gatunki otwornic o skorupkach wapiennych, jak np.: *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), *P. rawiensis* (Pazdro), *Lenticulina mamillaris* (Terquem), *L.* cf. *helios* (Terquem) i *L. (Astacolus) volubilis* Dain, *L.* cf. *quenstedti* (Gumbel). Ponadto odnotowano obecność takich taksonów jak: *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *O. carinatum terquemi* Pazdro, *Planularia* ex gr. *eugenii* (Terquem), *Spirillina radiata* Terquem, *Lenticulina* (*Planularia*) cf. *polymorpha* Terquem, *Eoguttulina* cf. *liassica* (Strickland), *Geinitzinita nodosaria* (Terquem), *Dentalina* sp., *Reinholdella* sp. oraz pojedyncze otwornice zlepieńcowate: *Trochammina canningensis* Tappan, *Haplophragmoides complanatus* Mjatliuk czy *Ammobaculites* sp. Oprócz otwornic i małżoraczków w badanym materiale mikropaleontologicznym odnotowano obecność fragmentów makrofauny – elementy szkieletowe szkarłupni (głównie kolce jeżowców), muszle ślimaków i ośródki Phylloporida. Według dokumentacji otworu wiertniczego Polik IG 1 (ten tom) profil jury środkowej kończą osady keloweju na głęb. 1890,5–1897,5 m. Z powyższego interwału nie było próbek do badań mikropaleontologicznych.

Jura górna

Utwory jury górnej w otworze wiertniczym Polik IG 1 zostały przewiercone w znacznym stopniu bezrdzeniowo. Profil stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu sporządzono głównie na podstawie badań geofizycznych, w nawiązaniu do pełnordzeniowanych otworów wiertniczych Sierpc 1 i Bieżuń 1, usytuowanych w niedalekiej odległości od otworu Polik IG 1. Na tej podstawie do jury górnej zaliczono osady obejmujące interwał głęb. ?1397,5–1890,5 m. Stratygrafia utworów jury górnej w badanym otworze ustalono, bazując na badania mikropaleontologicznych wykonanych przez Styk (1986). Jak wynika z ekspertyz mikropaleontologicznych zawartych w dokumentacji wynikowej otworu do badań pobrano niewiele próbek, na podstawie których nie można było precyzyjnie ustalić stratygrafii. W tym opracowaniu wyróżnione w powyższych ekspertyzach zespoły mikrofauny zrewidowano pod względem taksonomicznym, a także biostratygraficznym, biorąc pod uwagę obowiązujące podziały stratygraficzne (ten tom).

Do oksfordu w otworze wiertniczym Polik IG 1 należą próbki pochodzące z głęb. 1545,0–1890,5 m. W oksfordzie wyróżniono dwie formacje litologiczne: niższa – formacja wapieni gąbkowych (próbki z głęb. 1715,0–1890,5 m) oraz wyższa – formacja oolitowa (próbki z głęb. 1545,0–1715,0 m). Obie formacje są niedostatecznie udokumentowane biostratygraficznie. Z osadów formacji wapienno-gąbkowej pochodzą jedynie dwie próbki (głęb. 1724,0 i 1723,0 m). W próbkach tych oznaczono, powszechnie obecny w osadach jurajskich, gatunek *Lenticulina muensteri* (Roemer), który nie ma znaczenia stratygraficznego. Oprócz otwornic próbki pochodzące z wapieni organodetrytycznych formacji wapieni gąbkowych zawierają liczne elementy szkieletowe szkarłupni, mszywiołów, igły gąbek oraz fragmenty muszli ślimaków i ramienionogów. Z formacji wapieni oolitowych pobrano trzy próbki. W próbce z głęb. 1625,0 m brak jest mikrofauny otwornicowej. Oprócz licznych oolitów są jedynie tu obecne fragmenty muszli ślimaków. Nieco inny charakter mają próbki pobrane na głęb. 1528,0–1534,0 m. Według profilu litologicz-

Fig. 12. Charakterystyczne otwornice jury środkowej (batonu) w otworze wiertniczym Polik IG 1

1 – *Geinitzinita nodosaria* (Terquem); głęb. 1960,0 m. **2** – *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel); głęb. 1959,4 m. **3** – *Lenticulina (Planularia)* cf. *polymorpha* Terquem; głęb. 1958,5 m. **4** – *Lenticulina (Astacolus) volubilis* Dain; głęb. 1958,5 m. **5** – *Lenticulina mamillaris* (Terquem); głęb. 1960, 0 m. **6** – *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel); głęb. 1958,5 m. **7** – *Lenticulina* cf. *helios* (Terquem); głęb. 1959,4 m. **8** – *Ophtalmidium carinatum terquemi* Pazdro; głęb. 1960,0 m. **9** – *Paleomiliolina rawiensis* (Pazdro); głęb. 1959,4 m. **10** – *Haplophragmoides complanatus* Mjatliuk; głęb. 1959,4 m. **11** – *Spirillina radiata* Terquem; głęb. 1959,4 m. Skala liniowa – 100 µm

The characteristic foraminifera of the Middle Jurassic (Bathonian) from the borehole

1 – *Geinitzinita nodosaria* (Terquem); depth 1960,0 m. **2** – *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel); depth 1959,4 m. **3** – *Lenticulina (Planularia)* cf. *polymorpha* Terquem; depth 1958,5 m. **4** – *Lenticulina (Astacolus) volubilis* Dain; depth 1958,5 m. **5** – *Lenticulina mamillaris* (Terquem); depth 1960, 0 m. **6** – *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel); depth 1958,5 m. **7** – *Lenticulina* cf. *helios* (Terquem); depth 1959,4 m. **8** – *Ophtalmidium carinatum terquemi* Pazdro; depth 1960,0 m. **9** – *Paleomiliolina rawiensis* (Pazdro); depth 1959,4 m. **10** – *Haplophragmoides complanatus* Mjatliuk; depth 1959,4 m. **11** – *Spirillina radiata* Terquem; depth 1959,4 m. Line scale – 100 µm

nego są tu obecne osady margli i margli ilastych. W próbce z głęb. 1534,0 m występują otwornice, które wskazują na utwory kimerydu dolnego. Są to takie taksony jak: *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Palaeogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Styk), *Citharina* cf. *zaglobensis* (Bielecka et Pożaryski) i *Spirillina infima* (Strickland). Według najnowszych badań prowadzonych na obszarze syneklizy perybałtyckiej i korelacji z poziomami amonitowymi, powyższe gatunki pojawiają się w poziomie Baylei (poziom subborealny) (Smoleń, 2008; Smoleń, Wierzbowski, 2012; Wierzbowski i in., 2015). Dolna granica poziomu Baylei jest standardowo przyjmowana za granicę oksfordu z kimerydem dla prowincji subborealnej. Inaczej do tej pory stawiana była granica między oksfordem a kimerydem w prowincji submedyterańskiej i przebiegała ona o ponad jeden poziom wyżej niż w podziale subborealnym. W ostatnim czasie prowadzono intensywne badania dotyczące korelacji biostratygraficznych oksfordu i kimerydu między różnymi prowincjami biogeograficznym. Wynikiem tych badań było ujednolicenie przebiegu granicy między wyżej wymienionymi piętrami dla wszystkich prowincji paleogeograficznych. W nowym schemacie stratygraficznym za obowiązującą przyjęto granicę stosowaną dla podziału subborealnego. Istotna zmiana dotyczy umiejscowienia granicy między oksfordem a kimerydem w prowincji submedyterańskiej. Skutkiem nowego podziału dla prowincji submedyterańskiej jest przeniesienie poziomów Bimammatum i Planula (wcześnie wydzielanych dla górnego oksfordu) do kimerydu. Tak umiejscowiona granica odpowiada dolnej granicy subborealnego poziomu amonitowego Baylei oraz dolnej granicy borealnego poziomu Bauhini (Wierzbowski, Matyja, 2014; Wierzbowski i in., 2015; Wierzbowski i in., 2016). Stosując powyższy schemat należy uznać, że zespoły otwornicowe wcześniej przypisywane utworom górnego oksfordu (m.in.: Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, Styk, 1966), są zespołami kimerydzkimi. Utwory kimerydu dolnego sięgają do głęb. 1477,0 m. Składają się na nie serie osadowe wapieni marglistych i margli z wkładkami muszlowców ostrygowych (formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej). Z tych utworów nie dostarczono próbek do badań mikropaleontologicznych. Kolejne próbki, w których dokonano analizy mikropaleontologicznej pochodzą z głęb. 1472,0 i 1470,0 m. Próbki te pobrano z osadów margli ilastych dolnej części formacji pałuckiej. W powyższych próbkach mikrofauna otwornicowa występuje licznie (fig. 13). Obecne w nich gatunki otwornic są znane z utworów kimerydu górnego i tytonu dolnego (Bielecka, 1975, 1980). Należą do nich takie taksony jak: *Mironovella foveata* (Kuznetsova et Umanskaja), *Nubecularia mazoviensis* Bielecka et Pożaryski, *Epistomina tatariensis* (Dain), *Epistomina stellicostata* (Bielecka et Pożaryski), *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova), *Citharina zaglobensis* (Bielecka et Pożaryski), *Haplophragmium* cf. *infravolgense* (Mjatliuk), *Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova), *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka et Pożarski), *Tristix temirica* Dain. W powyższych utworach są obecne jeszcze inne, gorzej zachowane gatunki otwornic, jak np. *Lenticulina* sp. czy *Pseudonodosaria* sp. Brak w wyżej wymienionych próbkach taksonów, które pojawiają się w osadach od tytonu dolnego, wskazuje raczej na utwory kimerydu górnego. Serie osadowe wyższej części formacji pałuckiej oraz leżące nad nią osady zaliczane do formacji kcyńskiej nie mają dokumentacji mikropaleontologicznej.

Marta KUBERSKA, Małgorzata POŁOŃSKA

PETROGRAFIA SKAŁ JURY DOLNEJ I ŚRODKOWEJ

W ramach badań petrograficznych wykonano ekspertyzy 10 próbek skał z jury środkowej (głęb. 1910,2 i 1962,8 m) oraz jury dolnej (głęb. 2047,0; 2100,0; 2175,2; 2242,1; 2242,4; 2312,2; 2313,0 i 2380,5 m).

Próbka z głęb. 1910,2 m – arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec drobnoziarnisty, beżowoszary. Skała jest zwięzła, wykazuje strukturę psamitową, teksturę kierunkową, bardzo nieznacznie podkreśloną ułożeniem ciemniejszych laminek. Materiał detrytyczny jest nieobtoczony. Wskaźnik kontaktów międzyziarnowych wynosi 2,1. Głównym składnikiem skały są ziarna kwarcu, przeważnie monokrystalicznego, o najczęstszej średnicy 0,12 mm. Poza tym występują pojedyncze ziarna mikroklinu, sporadycznie blaszki biotytu oraz muskowit. Okruchy skał, bardzo rzadkie, reprezentowane są przez monomineralne, kwarcowe fragmenty skał krystalicznych. Sporadycznie pojawiają się drobne bioklasty, należące do szkarłupni i małży. Spoiwo kontaktowe stanowi kwarc autigeniczny, natomiast spoiwo podstawowe tworzą drobnokrystaliczne węglany.

Próbka z głęb. 1962,8 m – arenit sublityczny. Jest to piaskowiec drobnoziarnisty, beżowoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest nieobtoczony, rzadziej półobtoczony. Wskaźnik kontaktów międzyziarnowych wynosi 1,6. Głównym składnikiem skały jest kwarc monokrystaliczny, podrzędnie polikrystaliczny. Ziarna na ogół są spękane, niektóre z widocznymi strukturami wciskowymi. Poza tym występują ziarna skaleni – głównie mikroklinu i plagioklazu o składzie zbliżonym do oligoklazu. Wśród litoklastów wyróżniono fragmenty łupków kwarcowych i kwarcowo-łyszczykowych, okruchy skaleniowo-kwarcowe, będące zapewne fragmentami granitoidów. Akcesorycznie występuje biotyt. Materiał detrytyczny jest scementowany autigenicznym spoiwem kwarcowym, sporadycznie spotyka się węglanowe spoiwo porowe, drobnokrystaliczne.

Próbka z głęb. 2047,0 m – arenit sublityczny. Jest to piaskowiec średnioziarnisty, jasnoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Mate-

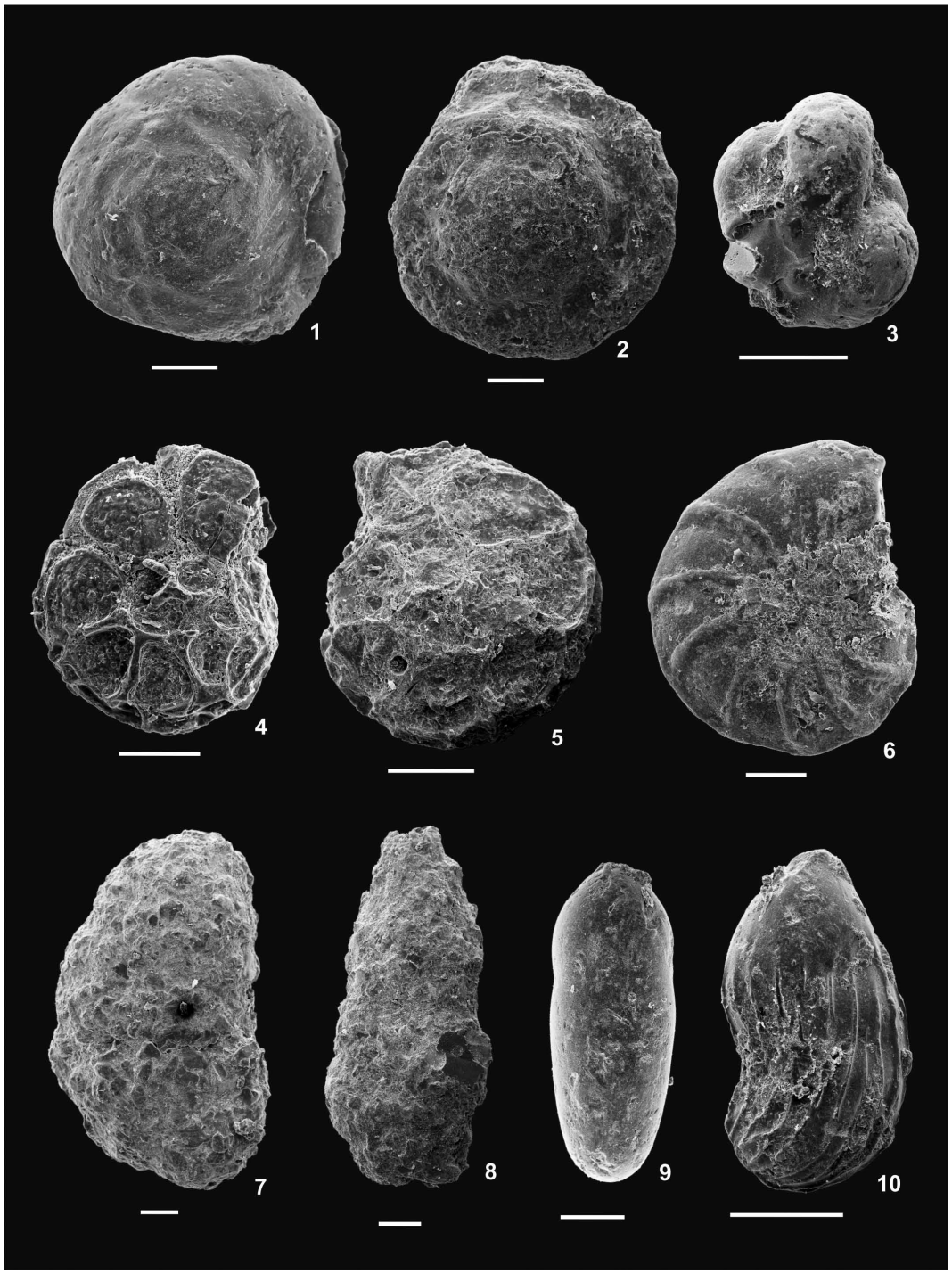


Fig. 13. Charakterystyczne otwornice jury górnej (kimerydu górnego) w otworze Polik IG 1

1 – *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka et Pożaryski); głęb. 1472,0 m. **2** – *Epistomina tatariensis* (Dain); głęb. 1472,0 m. **3** – *Nubecularia mazoviensis* Bielecka et Pożarski; głęb. 1472,0 m. **4** – *Mironovella foveata* (Kuznetsova et Umanskaja); głęb. 1472,0 m. **5** – *Epistomina stellicostata* (Bielecka et Pożaryski); głęb. 1472, 0 m. **6** – *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova); głęb. 1472,0 m. **7** – *Haplophragmium* cf. *infravolgense* (Mjatliuk); głęb. 1472,0 m. **8** – *Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk); głęb. 1472,0 m. **9** – *Pseudonodosasaria* sp.; głęb. 1472,0 m. **10** – *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova); głęb. 1472,0 m. Skala liniowa – 100 µm

The characteristic foraminifera of the Upper Jurassic (Upper Kimmeridgian) from the Polik IG 1 borehole

1 – *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka et Pożaryski); depth 1472,0 m. **2** – *Epistomina tatariensis* (Dain); depth 1472,0 m. **3** – *Nubecularia mazoviensis* Bielecka et Pożarski; depth 1472,0 m. **4** – *Mironovella foveata* (Kuznetsova et Umanskaja); depth 1472,0 m. **5** – *Epistomina stellicostata* (Bielecka et Pożaryski); depth 1472, 0 m. **6** – *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova); depth 1472,0 m. **7** – *Haplophragmium* cf. *infravolgense* (Mjatliuk); depth 1472,0 m. **8** – *Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk); depth 1472,0 m. **9** – *Pseudonodosasaria* sp.; depth 1472,0 m. **10** – *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova); depth 1472,0 m. Line scale – 100 µm

riał detrytyczny jest nieobtoczony. Wskaźnik kontaktów międzyziarnowych wynosi 1,4. Głównym składnikiem skały są ziarna poli- i monokrystalicznego kwarcu, o najczęstszej średnicy 0,28 mm. Zanotowano także pojedyncze drobne ziarna plagioklazów. Ważnym składnikiem są okruchy skał. Są to głównie kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, przeważnie łupków kwarcowych i kwarcowo-łyszczykowych oraz fragmenty piaskowców o składzie arenitów kwarcowych. Akcesorycznie występuje biotyt, muskowit i cyrkon. Spoiwo jest typu kontaktowego, złożone z autigenicznego kwarcu.

Próbka z głęb. 2100,0 m – arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec drobnoziarnisty, jasnoszary, słabo zwięzły, dobrze wysortowany. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę kierunkową, słabo zaznaczoną ułożeniem ciemniejszych smug. Materiał detrytyczny jest nieobtoczony. Głównym składnikiem skały są ziarna monokrystalicznego kwarcu, o najczęstszej średnicy 0,13 mm. Oprócz kwarcu zanotowano ziarna plagioklazów oraz mikroklin. Wśród okruchów skalnych wyróżniono monokwarcowe fragmenty skał krystalicznych, łupków kwarcowych oraz drobne fragmenty skał krzemionkowych. Akcesorycznie występują biotyt, muskowit i monacyt. Zauważono drobne skupienia leukoksenu. Piaskowiec scementowany jest grubokrystalicznym, węglanowym spoiwem poikilitowym. Miejscami występuje kontaktowe spoiwo kwarcowe.

Próbka z głęb. 2175,2 m – arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec zlepieńcowaty, jasnoszary, bardzo słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitowo-psefitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest półobtoczony. Wskaźnik kontaktów międzyziarnowych wynosi 1,5. Głównym składnikiem skały jest kwarc o najczęstszej średnicy 0,72 mm. Niektóre ziarna są spękane. Poza tym występuje albit szachownicowy (pojedyncze ziarno) oraz okruchy skał (kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego). Spoiwo jest głównie typu kontaktowego, złożone z minerałów ilastych.

Próbka z głęb. 2242,1 m – arenit kwarcowy (fig. 14). Jest to piaskowiec gruboziarnisty, jasnoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest półobtoczony. Głównym składnikiem skały jest kwarc monokrystaliczny, rzadziej polikrystaliczny. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,50 mm. Ziarna skaleni (mikroklin) występują sporadycznie. Spoiwo piaskowca jest ilasto- żelaziste i ma charakter kontaktowy. Porowatość pomierzona planimetrycznie wynosi ok. 13,2% obj.

Próbka z głęb. 2242,4 m – arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec średnioziarnisty, jasnoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest nieobtoczony, rzadziej półobtoczony. Głównym składnikiem skały jest kwarc monokrystaliczny, rzadziej polikrystaliczny. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,38 mm. Ziarna skaleni (mikroklin) występują sporadycznie. Wśród okruchów skał wyróżniono monomineralne kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, łupków kwarcowych i kwarcowo- skaleniowe fragmenty granitoidów, a także okruchy skał krzemionkowych. Akcesorycznie występuje muskowit. Spoiwo piaskowca jest ilaste, miejscami ilasto- żelaziste i ma charakter kontaktowy.

Próbka z głęb. 2312,2 m – arenit sublityczny. Jest to piaskowiec zlepieńcowaty, jasnoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitowo-psefitową, teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem laminek wzbogaconych we frakcję psefitową. Materiał detrytyczny frakcji psamitowej jest przeważnie nieobtoczony. Ziarna należące do frakcji psefitowej są półobtoczone. Głównym składnikiem, zarówno frakcji psefitowej, jak i psamitowej, są ziarna kwarcu, często spękane. Ziarna kwarcu polikrystalicznego występują tylko we frakcji psamitowej. Sporadycznie spotyka się ziarna skaleni, głównie mikroklinu, występujące tylko we frakcji psamitowej. Wśród litoklastów zidentyfikowano kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, piaskowce o składzie arenitu kwarcowego, skały krzemionkowe. Akcesorycznie występują muskowit, chlorytowe pseudomorfozy po biotycie, turmalin oraz cyrkon. Spoiwo jest miejscami kontaktowe (kwarcowe lub ilaste) lub porowe – złożone z grubokrystalicznego chlorytu, pochodzącego zapewne z przeobrażenia biotytu.

Próbka z głęb. 2313,0 m – arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec średnioziarnisty, jasnoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest półobtoczony. Głównym składnikiem skały jest kwarc monokrystaliczny, rzadziej polikrystaliczny. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,26 mm. Ziarna skaleni (mikroklin) i litoklastów występują sporadycznie (poniżej 1% obj.). Spoiwo piaskowca ma formę bardzo cienkich obwódek kwarcu autigenicznego. Miejscami występuje kaolinit. Porowatość pomierzona planimetrycznie wynosi ok. 21,4% obj.

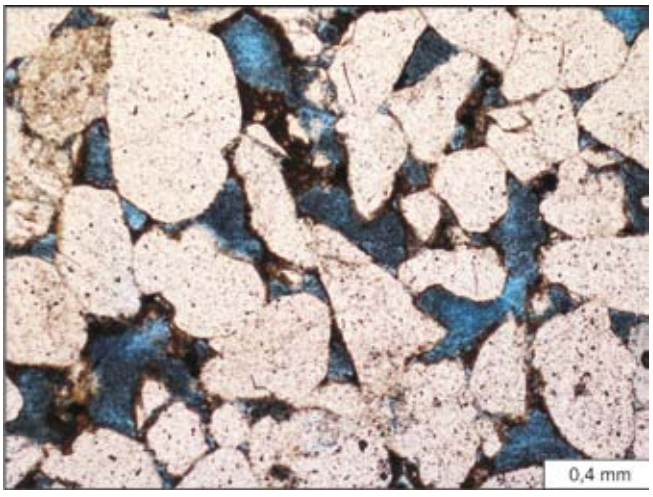


Fig. 14. Piaskowiec gruboziarnisty o składzie arenitu kwarcowego

Widoczna porowatość międzyziarnowa (niebieska barwa żywicy); głęb. 2242,1 m; bez analizatora

Coarse-grained quartz arenite

Intergranular porosity is visible (marked by blue epoxy); depth 2242.1 m; plane polarized light

Próbka z głęb. 2380,5 m – arenit kwarcowy. Jest to piaskowiec średnioziarnisty, jasnoszary, słabo zwięzły. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny jest półobtoczony. Głównym składnikiem skały jest kwarc monokrystaliczny, rzadziej polikrystaliczny. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,33 mm. Ziarna skaleni występują sporadycznie. Wśród okruchów skał wyróżniono pojedyncze fragmenty skał krystalicznych. Spoiwo piaskowca ma charakter kontaktowy i złożone jest z kwarcu autigenicznego. Porowatość pomierzona planimetrycznie wynosi ok. 21,0% obj.

Podsumowanie

Na podstawie dostępnego materiału skalnego stwierdzono, że utwory jury środkowej w otworze Polik IG 1 są reprezentowane przez piaskowce drobnoziarniste typu arenitu kwarcowego lub sublitycznego. Materiał detrytyczny piaskowców jest półobtoczony lub nieobtoczony, co wskazuje na nieodległy transport. Piaskowce te są słabo zwięzłe. Głównym ich składnikiem są ziarna kwarcu monokrystalicznego, sporadycznie polikrystalicznego. Na niektórych ziarnach są widoczne struktury wciskowe, powstałe wskutek częściowego rozpuszczania pod wpływem kompakcji chemicznej. Nie wyklucza się, że fragmenty te mogły być resedymentowane, biorąc pod uwagę niski wskaźnik kontaktów ziaren w opisywanych skałach. Skalenie w piaskowcach należą do rzadkości i są to głównie plagioklazy o składzie oligoklazu oraz mikroklin. Nieliczne są także litoklasty. Spoiwo piaskowców jest przeważnie typu kontaktowego – złożone z kwarcu autigenicznego lub substancji ilastej.

Utwory jury dolnej są reprezentowane, podobne jak w jurze środkowej, przez piaskowce, jedynie w większości grubiej uziarnione z niewielką wkładką piaskowca zlepieńcowatego. Skały te charakteryzują się bardzo słabą zwięzłością. Wykazują strukturę psamitową lub psamitowo-psefitową. Większość opisywanych piaskowców to arenity kwarcowe, rzadziej sublityczne. Zwraca uwagę znaczna ich porowatość.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W kredzie granice jednostek chronostratygraficznych w profilu są przybliżone i wyznaczone na podstawie korelacji regionalnej krzywych pomiarów geofizycznych otworu Polik IG 1 z sąsiednimi otworami niecki płockiej (głównie: Bieżuń 1 i 2, Sierpc 1, Szczawno 1, Lipno 2 i 4, Kamionki 2 – Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Marek, 1983 – lokalizacja otworów wiertniczych na figurze 15), z uwzględnieniem danych paleontologicznych, przede wszystkim mikrofauny otwornicowej. Litologię opracowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych sąsiednich otworów, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych. Litostratygrafia w kredzie dolnej oparta jest na schematach litostratygraficznych opracowanych dla centralnej Polski przez Marka i Raczyńską (Marek, Raczyńska, 1979; Marek, 1997) oraz Dembowską (1979).

Kreda dolna

W otworze wiertniczym Polik IG 1 nowy cykl sedymentacyjny rozpoczyna się na głęb. 1389,5 m utworami walanżynu górnego (ogniwo wierzchosławickie, dolna część formacji włocławskiej). Powyżej, od głęb. 1379,0 m, występuje hoteryw (górna część formacji włocławskiej), w obrębie którego wydzielono hoteryw dolny (ogniwo gniewkowskie) i hoteryw górny (ogniwo żychlińskie). Ponad utworami hoterywu, na głęb. 1344,0 m, wyróżniono formację mogileńską z trzema ogniwami: dolnym pagórczańskim, któremu przypisuje się wiek barremski, środkowym goplańskim (?apt) i górnym kruszwickim (?alb dolny–środkowy). Dolną kredę na głęb. 1207,5 m kończy alb górny, którego sedymentacja wiąże się z szybką transgresją morza, rozwijającą się następnie w późnej kredzie. Sukcesja walanżynu górnego–albu górnego w otworze Polik IG 1 ma miąższość 182,0 m, a całej kredy dolnej łącznie z beriasem dolnym – 190,0 m. W kredzie dolnej pobrano cztery kontrolne odcinki rdzeni wiertniczych, po jednym z ogniwa wapieni korbulowych–ogniwa wierzchosławickiego, ogniwa żychlińskiego, ogniwa pagórczańskiego i ogniwa kruszwickiego.

Berias dolny

Najniższa kreda dolna jest reprezentowana przez 8- metrowej miąższości szare wapienie margliste bez szczątków organicznych, zaliczone do ogniwa wapieni korbulowych formacji kcyńskiej. Utwory te kończą tu ostatni późnojurajski cykl sedymentacyjny.

Walanżyn górny

Skały walanżynu reprezentują pierwszą silną fazę transgresywną wczesnokredowego morza na tym obszarze, rozwijającą się od strony osi bruzdy śródpolskiej (Marek, 1988a). Są to utwory iłowcowo-mułowcowe przechodzące w piaszczysto-wapniste i piaszczysto-mułowcowo-wapniste, prawdopodobnie o miąższości zaledwie 10,5 m. Zgodnie z podziałem litostratygraficznym kredy dolnej (Marek, Raczyńska, 1979; Marek, 1997) reprezentują one ogniwo wierzchosławickie (niższa część formacji włocławskiej).

Z odcinka tego pobrano rdzeń (2,2 m), w którym stwierdzono ciemnoszare iłowce i mułowce.

Hoteryw

W obrębie hoterywu (wyższa część formacji włocławskiej) wyróżniono ogniwo gniewkowskie korelowane z hoterywem dolnym i ogniwo żychlińskie odpowiadające hoterywowi górnemu. Hoteryw dolny o miąższości 9,5 m jest reprezentowany przez mułowce i iłowce odzwierciedlające impuls transgresywny w basenie (Marek, 1997; Leszczyński, 1997a). Z tego interwału głębokości nie pobrano żadnego rdzenia. W hoterywie górnym (o miąższości 25,5 m) zaznacza się spiaszczenie osadów. Wśród ciemnoszarych iłowców i mułowców pojawiają się wkładki piaskowców kwarcowych drobno- i średnioziarnistych. Z hoterywu górnego pobrano jeden odcinek rdzenia o długości 5,2 m. Występują tu mułowce piaszczyste, ciemnoszare z odcieniem brunatnym, z glaukonitem (2,0 m), powyżej jest warstwa piaskowca drobno- i średnioziarnistego, jasno-

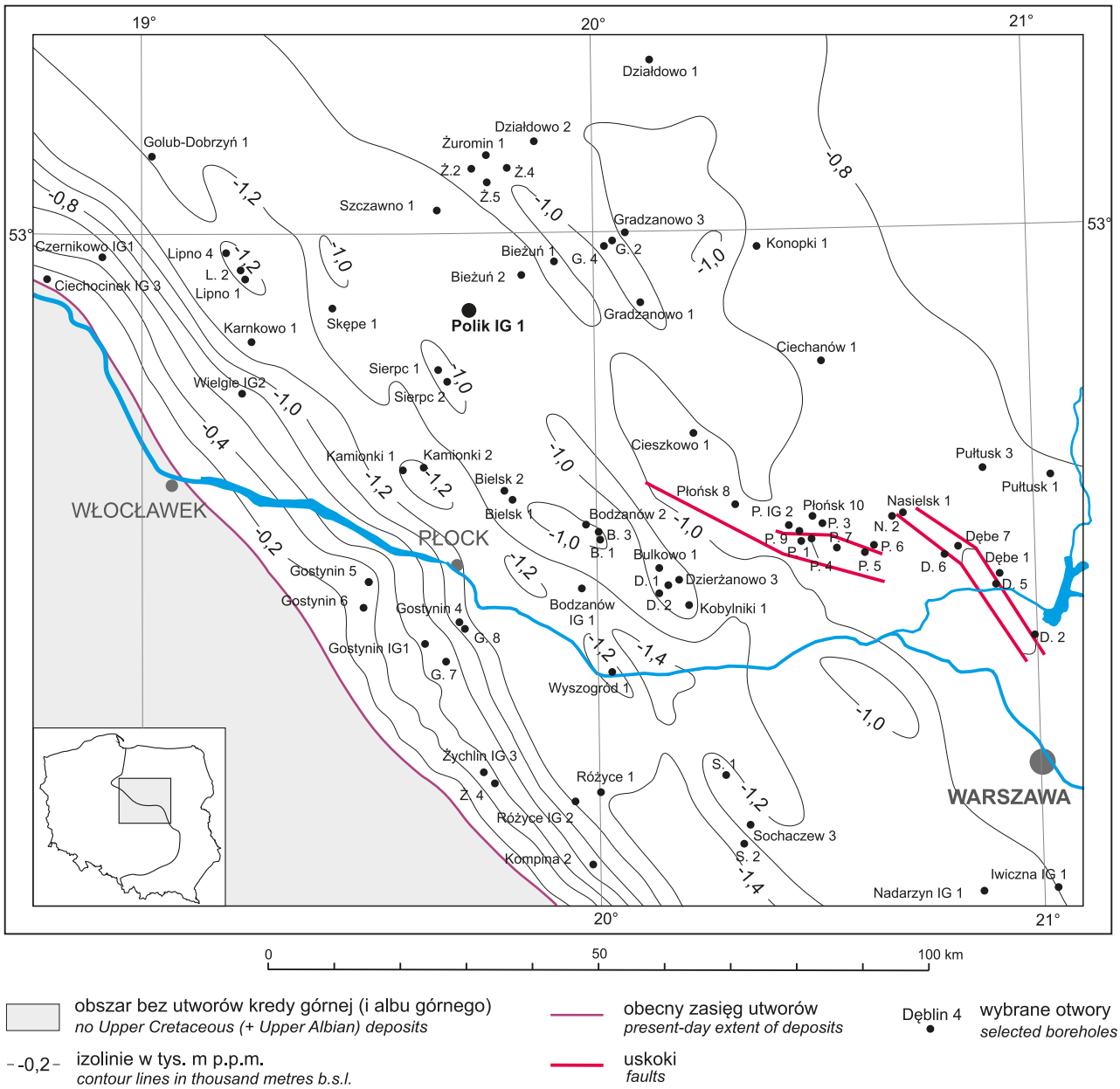


Fig. 15 Mapa strukturalna spągu kredy górnej (łącznie z albem górnym)

Poziom korelowany z warstwą piaszczystą z fosforytami albu górnego

Base Upper Cretaceous (including Upper Albian) contour lines

Horizon correlated with Upper Albian sandy-phosphatic layer

brunatnego, słabo zwięzłego (1,8 m), a w stropie iłowiec ciemnoszary, słabo zwięzły, równolegle laminowany szarym piaskowcem drobnoziarnistym. W iłowcu obserwuje się warstwowanie poziome, natomiast w piaskowcu i mułowcu warstwowania nie stwierdzono. Skały są bezwapniste. Z fauny zanotowano obecność szczątków ślimaków oraz otwornice: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Epistomina* sp., *Trochammina* sp. i *Reophax* sp.

Barrem–alb środkowy

Interwał głęb. 1215,5–1344,0 m, wyróżniony jako formacja mogileńska, ma miąższość 128,5 m i dzieli się na trzy części: dolna – ogniwo pagórczańskie (?barrem, być może także najwyższa część hoterywu), środkowa – ogniwo goplańskie (?apt) i górna – ogniwo kruszwickie (?alb dolny–środkowy).

Ogniwo pagórczańskie, o miąższości 61,5 m, tworzą głównie piaskowce na ogół drobno- i średnioziarniste, jasnoszare, z podrzędnymi wkładkami mułowcowo-iłowcowymi. Z tego przedziału pobrano jeden odcinek rdzenia.

Ogniwo goplańskie, o miąższości 24,5 m, jest prawdopodobnie trójdzielne litologicznie: w dolnej części są to iłowce, w środkowej – piaskowce i piaskowce mułowcowe, a w górnej – mułowce.

Ogniwo kruszwickie, o miąższości 42,5 m, tworzą głównie szare piaskowce z przewagą drobno- i średnioziarnistych, z domieszką glaukonitu i muskowitu oraz z podrzędnymi przewarstwieniami iłowców ciemnoszarych i piaskowców mułowcowych. Osad jest miejscami zbioturbowany, obserwuje się też zwęglone szczątki roślin. Pobrano jeden odcinek rdzenia w spągowej części profilu ogniwa.

Alb górny

Alb górny jest prawdopodobnie reprezentowany przez niewielkiej miąższości (8,0 m) utwory piaszczysto-margliste z glaukonitem i fosforytami (1,0 m), przechodzące ku górze w margle piaszczyste z glaukonitem i fosforytami (2,0 m), a następnie w margle (5,0 m). Skały te nie mają dokumentacji faunistycznej. Spągowa warstwa piaskowca z glaukonitem i fosforytami jest korelowana z szybko rozwijającą się transgresją morską, która kontynuowała się w cenomanie i ogarnęła znaczne obszary platformy wschodnioeuropejskiej (Leszczyński, 2010, 2012). Dla powierzchni spągowej albu górnego (poziom korelowany z warstwą piaskowców marglistych kwarcowo-glaukonitowych z fosforytami) skonstruowano mapę strukturalną (fig. 15). Izolinie –1000 i –1200 m p.p.m. dobrze ilustrują relief tej powierzchni w centralnym obszarze niecki płockiej, z wyraźnie zaznaczonymi strefami antyklinalnymi i synklinalnymi.

Kreda górna

Kreda górna, wyznaczona na głęb. 256,5–1207,5 m (miąższość 951,0 m), reprezentowana jest przez wszystkie piętra od cenomanu po mastrycht górny. Z utworów kredy górnej pobrano jedynie trzy kontrolne rdzenie wiertnicze: dwa marsze rdzeniowe w cenomanie i jeden w mastrychcie górnym.

Zapisy krzywych pomiarów geofizycznych utworów kredowych z otworu Polik IG 1 wykazują duże podobieństwo do analogicznych wykresów z pobliskich otworów: Bieżuń 1 i 2, Sierpc 1, Szczawno 1, Lipno 2 i 4, Kamionki 2, szczególnie w niższej części kredy górnej. Pod względem litologicznym (od cenomanu po kampan) profil kredy otworu Polik IG 1 najbardziej podobny jest do profilu z otworu Szczawno 1. Profil mastrychtu natomiast odbiega nieco od innych profili i według uzyskanych danych opoki odgrywają tu małą rolę, podobnie jak w otworze Lipno 2. Jedyny okaz fauny, w postaci małża *Inoceramus* cf. *crippsi* Mantel (w rdzeniu z głęb. 1195,0–1200,0 m) oznaczył A. Błaszkiewicz, a mikrofaunę, pobraną z próbek okruchowych i z rdzeni wiertniczych, opracowała E. Gawor-Biedowa (*w*: Marek, 1989).

Cenoman

Granica między kredą dolną (alb górny) a górną (cenoman) postawiono na kontakcie margli i wapieni. Niższą część cenomanu budują białe, bardzo twarde i zwięzłe wapienie z laminami i warstewkami szarego wapienia marglistego. W wyższej części cenomanu, jak wynika z analizy krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej, dominują białoszare margle. Obecność tego piętra dokumentuje znaleziony w rdzeniu okaz *Inoceramus* cf. *crippsi* Mantel oraz zespół mikrofauny otwornicowej z *Gavelinella cenomanica* (Brotzen). Miąższość utworów cenomanu wynosi 52,5 m.

Turon–koniak (część niższa)

Ten nierdzeniowany interwał profilu kredy górnej, o miąższości 157,5 m, jest wykształcony w postaci białych wapieni i wapieni marglistych z czertami i laminami jasnoszarych margli.

Koniak (część wyższa)

Wyższa część koniaku, o miąższości 51,5 m, reprezentowana jest przez białoszare wapienie margliste z czertami.

Santon

Na początku santonu obserwuje się zmianę litofacji z węglanowej (wapiennej) na węglanowo-krzemionkową. Występują tu opoki z czertami i krzemieniami, podobnie jak w otworze Szczawno 1, w którym w analogicznych utworach znaleziono okaz *Inoceramus* cf. *pinniformis* Willet (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983). Miąższość utworów santonu wynosi 106,0 m.

Kampan

W kampanie ponownie pojawia się litofacja węglanowa (wapienna). Dominują tu białoszare wapienie margliste

z czertami. Wapienie te są wyraźnie bardziej miękkie niż te opisane z koniaku i turonu. Miąższość utworów kampanu wynosi 231,0 m.

Mastrycht

W otworze Polik IG 1 występuje zarówno mastrycht dolny, jak i górny. Całe piętro ma miąższość 352,5 m (w tym mastrycht dolny – 201,0 m i mastrycht górny – 151,5 m). Próbki okruchowe wskazują, że mastrycht dolny jest wykształcony w postaci białoszarych wapieni marglistych z przewarstwieniami margli, jednak, sądząc na podstawie korelacji z sąsiednimi otworami Lipno 2 i Szczawno 1, mogą tu również występować opoki. W próbce rdzeniowej z głęb. 408,0 m (na tej głębokości postawiono granicę między mastrychtem dolnym a górnym) znaleziono otwornicę *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), przewodnią dla tego podpiętra. Mastrycht górny jest reprezentowany przez wapienie margliste przechodzące w wapienie kredopodobne, białoszare. Występują w nich pojedyncze czerty oraz przewarstwienia opok. Najwyższa część profilu mastrychtu górnego jest zbudowana z margli szarych z podrzędnymi opokami. Obecność tego podpiętra została udokumentowana mikrofaunistycznie w kilku próbkach z rdzenia wiertniczego, w których występował charakterystyczny zespół otwornic: *Gavelinella complanata* (Reuss), *Bolivinoides draco* (Marsson) i *Karreria fallax* Rzehak.

Uwagi o paleogeografii

W okresie obejmującym późny berias po wczesny walanżyn rejon, gdzie zlokalizowano otwór wiertniczy Polik IG 1, był najprawdopodobniej obszarem lądowym albo z okresową i krótkotrwałą sedymentacją osadów, które były niszczone wskutek procesów erozji i denudacji. Z tego względu w otworze tym nie stwierdza się obecności skał tego wieku. Utwory późnego beriasu i wczesnego walanżynu występują w bardziej osiowej części bruzdy

Tabela 3

Porównanie miąższości utworów [m] pięter kredy oraz paleocenu (danu) w otworach: Sierpc 1, Szczawno 1, Polik IG 1, Bieżuń 2, Bieżuń 1 i Cieszkowo 1

Comparison of the thickness [m] of the Cretaceous stages and the Danian in the Sierpc 1, Szczawno 1, Polik IG 1, Bieżuń 2, Bieżuń 1 and Cieszkowo 1 boreholes

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Otwór wiertniczy / Borehole					
	Sierpc 1	Szczawno 1	Polik IG 1	Bieżuń 2	Bieżuń 1	Cieszkowo 1
Paleocen dolny	**26,0**	**13,5**	**44,0**	**32,5**	**49,0**	**10,0**
Mastrycht	246,0	365,5	352,5	338,5	307,5	214,5
Kampan	194,0	204,0	231,0	211,0	181,5	214,0
Santon	107,0	148,5	106,0	104,0	111,0	128,0
Koniak (część wyższa)	53,0	55,5	51,5	50,0	51,0	43,5
Koniak (część niższa)–turon	161,0	102,0	157,5	162,0	154,0	142,5
Cenoman	65,0	55,0	52,5	45,0	47,0	74,0
Kreda górna	**826,0**	**930,5**	**951,0**	**910,5**	**852,0**	**816,5**
Alb górny	8,0	5,0	8,0	4,0	5,0	5,0
Alb środkowy–dolny?	70,5	40,0	42,5	41,0	29,0	36,5
?Apt	23,5	18,5	24,5	16,0	33,0	25,5
?Barrem	53,0	39,5	61,5	45,0	65,0	26,0
Hoteryw górny	18,0	7,0	25,5	13,5	20,0	7,0
Hoteryw dolny	10,9	8,0	9,5	9,0	10,0	5,0
Walanżyn górny	8,1	9,0	10,5	10,5	6,5	–
Walanżyn dolny	25,0	19,0	–	–	73,5	–
Berias górny	–	–	–	–	29,0	–
Berias dolny	33,0	11,5	8,0	11,0	70,5	32,0
Kreda dolna	**250,0**	**157,5**	**190,0**	**150,0**	**341,5**	**137,0**
Kreda	**1076,0**	**1088,0**	**1141,0**	**1060,5**	**1193,5**	**953,5**

śródpolskiej (Marek, 1983, 1988a), natomiast w otworach Szczawno 1 oraz Sierpc 1 i 2 stwierdzono występowanie walanżynu dolnego (tab. 3). Ciągłość sedymentacji między jurą a kredą obserwuje się w strefie synsedymentacyjnego rowu Żuromina (otw. Bieżuń 1 – tab. 3), gdzie miąższości kredy dolnej są znacznie większe niż na obszarze poza rowem. W rejonie otworu Polik IG 1 transgresja morska miała miejsce w późnym walanżynie, kontynuowała się i rozszerzyła w hoterywie. Na obszarze tym, w płytkomorskim basenie epikontynentalnym, zachodziła sedymentacja silikoklastyczna, na ogół drobnoklastyczna (głównie iłowce, mułowce i piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, okresowo średnioziarniste) w cyklu sedymentacyjnym (K1-IV – por. Leszczyński, 1997a) zakończonym depozycją piaskowców/piasków ogniwa pagórczańskiego (?barrem, być może także najwyższy hoteryw). W tej części basenu utwory ogniwa pagórczańskiego mają znaczne miąższości. Depozycja mogła odbywać się w brzeżnych strefach zbiornika o ograniczonych połączeniach z morzami otwartymi, a także w środowisku delt rzek transportujących materiał klastyczny z północnego wschodu, z lądu rozciągającego się na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. W ?apcie następuje kolejny impuls transgresywny i powrót do przeważającej płytkomorskiej sedymentacji drobnoklastycznej, po czym we wczesnym i środkowym albie morze sukcesywnie powiększało swój zasięg. Utwory tego wieku były deponowane w rejonie Polika w strefie przybrzeża (przybrzeże dolne–środkowe oraz odbrzeże). Mamy tu do czynienia z warstwowaniem falistym i soczewkowym, bioturbacją osadu i z nielicznymi zwęglonymi szczątkami roślin. Postępująca szybko transgresja morska późnego albu (zaznaczona piaskowcami marglistymi z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi) doprowadziła do sedymentacji marglistej, a następnie węglanowej z dominującymi wapieniami. Okresowo litofacje węglanowe przechodziły w węglanowo-krzemionkowe reprezentowane przez opoki (głównie w santonie). Sedymentacja odbywała się w basenie morza otwartego i z dala od obszarów lądowych. W otworze Polik IG 1 nie stwierdza się istotnej luki sedymentacyjnej na przełomie kampanu i mastrychtu oraz w mastrychcie dolnym, widocznej w niektórych otworach niecki płockiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983). Miąższości poszczególnych pięter kredy górnej nie odbiegają od tych stwierdzonych w sąsiednich otworach (tab. 3). Warto zwrócić uwagę, że utwory kampanu mają znacznie większą miąższość niż santonu. Jednak biorąc pod uwagę długość trwania santonu (86,3 ±0,5 – 83,6 ±0,2 Ma) i kampanu (83,6 ±0,2 – 72,1 ±0,2 Ma – Tabela stratygraficzna, 2016) okazuje się, że tempo subsydencji w basenie nie uległo istotnej zmianie. Natomiast tempo subsydencji znacznie zwiększyło się w mastrychcie. To piętro ma największą miąższość spośród wszystkich w kredzie górnej. Na przełomie kredy i paleogenu nastąpiła przebudowa strukturalna całego basenu mezozoicznego. W basenie wczesnego paleocenu (danu), który przetrwał na obszarze rozciągającym się ku północnemu wschodowi od wypiętrzonego wału śródpolskiego, zachodziła sedymentacja gez i margli w płytkim zbiorniku morskim. Sedymentacja na tym obszarze powróciła dopiero w neogenie.

Małgorzata POŁOŃSKA

CHARAKTERYSTYKA PETROLOGICZNA UTWORÓW KREDY

Charakterystykę petrograficzną utworów kredy z otworu wiertniczego Polik IG 1 oparto na badaniu 14 płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym. Zostały one wycięte ze słabo rdzeniowanych osadów na podstawie profili litologiczno-stratygraficznych opracowanych przez Marka (1988b) i Krassowską (1988).

Kreda dolna

Podstawą badania mikroskopowego były skały należące do walanżynu górnego (1388,8 m), hoterywu górnego (1352,8; 1355,2 m) i albu środkowego-barremu (1254,1; 1255,6; 1257,3 m). Wśród nich rozpoznano skały klastyczne, iłowce oraz osady żelaziste i wapienie. W centralnej Polsce powstawały one w wyniku cyklicznej sedymentacji w środowisku przybrzeża i szelfu (Leszczyński, 1997a; Dziadzio i in., 2004).

Poniżej przedstawiono charakterystykę petrologiczną badanych skał, z uwzględnieniem wyników ekspertyzy Dadleza (1988) wykonanej dla próbek z głęb.: 1257,1, 1356,1 i 1389,1 m.

Skały klastyczne

Omawiane skały hoterywu górnego i barremu-albu środkowego są reprezentowane przez słabo zwięzłe piaskowce oraz mułowce i heterolity.

Piaskowce o barwach beżowych, jasnoszarych i jasnobrunatnych są słabo zwięzłe, wykazują strukturę psamitowo-pelitowo-aleurytową i teksturę bezładną lub kierunkową. Mułowce odznaczają się barwą szarą i większą zwięzłością. Heterolity są złożone z cienkich warstewek i lamin piaskowców lub mułowców i iłowców, o zmiennych barwach, które podkreślają obecne w nich struktury bioturbacyjne.

Piaskowce są wysortowane i słabo wysortowane, drobno-, średnio- i różnoziarniste, o przewadze frakcji drobnej, w których średnica najczęstszych ziaren wynosi 0,1 mm. W ich składzie występują ziarna kwarcu, skaleni, litoklastów oraz łyszczyki, chloryty i agregaty glaukonitu. Drobne ziarna kwarcu są wydłużone, ostrokątne, we frakcjach grubszych odznaczają się lepszym obtoczeniem. Przeważają ziarna monokrystaliczne nad polikrystalicznymi, pochodzącymi z kwarcytów i łupków kwarcytowych. Podrzędnie

występują ziarna skaleni oraz litoklasty i łyszczyki. Wśród litoklastów wyróżniono okruchy iłowców żelazistych, piaskowców żelazistych, zapewne będące intraklastami, oraz skał krystalicznych, stanowiących zrosty kwarcowo-mikowe. W składzie ziarnowym są obecne blaszki biotytu ze śladami przeobrażania oraz muskowit i chloryt. Rozpoznano także ziarna glaukonitowe oraz akcesoryczne minerały ciężkie, takie jak cyrkon, turmalin i granat. Spoiwo ma charakter bazalny, porowy lub stykowy. Złożone jest z substancji ilastej, wzbogaconej w tlenki i wodorotlenki żelaza. Osady bywają zbioturbowane, co wyraża się zaburzeniem ciemnych lamin ilastych, bogatych w materię organiczną. Opisane skały ze względu na skład materiału ziarnowego oraz zawartość spoiwa stanowią arenity i waki kwarcowe.

Oprócz wyżej wymienionych osadów wyróżnia się drobnoziarnisty piaskowiec o większej ilości skaleni, który zaliczono do waki subarkozowej. Wśród skaleni rozpoznano odmiany potasowe, takie jak mikroklin, ortoklaz oraz plagioklazy zbliźniaczone polisyntetycznie. Ziarna te noszą ślady rozpuszczania. Materiał ziarnowy o przewadze kwarcu zawiera także niewielką ilość okruchów litoklastów, agregatów glaukonitu i pakietów łyszczyków. Spoiwem jest matriks ilasto-żelazisty impregnowany materią organiczną.

Skały iłowcowe

Iłowce stanowią bardzo cienkie laminy wśród piaskowców oraz są elementem składowym heterolitów. Osady te wykazują strukturą aleurytowo-pelitową i teksturą kierunkową. Składają się z minerałów ilastych, łusek mik, pyłu kwarcowego, węglistych szczątków roślin i pirytu. Ich czarna barwa jest spowodowana obecnością materii organicznej oraz wodorotlenków żelaza.

Skały żelaziste

W profilu hoterywu górnego na głęb. 1355,2 m wyróżnia się skała, którą określono jako glaukonityt piaszczysty. Kontaktuje ona z heterolitem mułowcowo-iłowcowym. Skała ma strukturę psamitową i bezładną teksturę. Podstawowym jej składnikiem są agregaty glaukonitu, częściowo spękane, o zmiennej barwie (od żółtozielonej do brunatnej) i budowie granularnej. Wewnątrz agregatów rozpoznano mikroskopijne szczątki igieł gąbek, częściowo spirytyzowane, ziarna kalcytowe i pył kwarcowy. W osadzie zawarta jest domieszka materiału derytycznego w postaci ziaren kwarcu, głównie frakcji gruboziarnistej, o przewadze monokrystalicznych nad polikrystalicznymi oraz nielicznych skaleni. Ponadto występują kalcytowe szczątki fauny noszące ślady spękań i sporadycznie wypełnione pirytem. Obok pokruszonych bioklastów jest zachowana cała podwójna skorupka małża. Ponadto wśród ziaren zauważa się nieliczne ooidy żelaziste. W ich jądrach są obecne ziarna glaukonitu, okruchy ilasto-żelaziste oraz ziarna kwarcu i pojedynczy kryształ cyrkonu. Ooidy oblekają cienkie obwódki getytowe, których część uległa skruszeniu i jest widoczna w spoiwie. Spoiwo skały stanowi oliwkowo-brunatna substancja ilasto-żelazista. Jej nierównomierne rozmieszczenie jest wywołane istnieniem struktur bioturbacyjnych, podkreślonych większą ilością drobnych ziaren kwarcu i ciemnej materii organicznej.

Skały wapienne

Najstarszą badaną próbkę reprezentuje wapień mikrytowy z głęb. 1388,8 m, zaliczony do madstonu, w którym zaznaczają się cienkie smugi ilaste. Zbudowany z mikrokrystalicznego kalcytu zawiera bezładnie rozmieszczony bardzo drobny detrytus organiczny.

Przynależność wapienia do walanżynu górnego jest wątpliwa ze względu na występowanie w profilu tego piętra mułowców i iłowców (Marek, 1988b). Zatem jego wiek jest zapewne starszy.

Kreda górna

Utwory górnokredowe w otworze Polik IG 1 stanowią przeważnie wapienie, margle i opoki. Ponadto są obecne wśród nich czerty i krzemienie. W albie górnym według korelacji geofizycznej rozpoznano osady z glaukonitem i fosforytami (Krassowska, 1988). Próbki do badań pobrano z bardzo słabo rdzeniowanych odcinków profilu kredy górnej, reprezentujących głównie wapienie: z cenomanu (głęb.: 1195,1; 1195,8; 1196,4; 1197,5; 1201,1; 1203,9 m) oraz mastrychtu górnego (głęb. 403,3 i 407,7 m). Skały wapienne, które zdominowały sedymentację na Niżu Polskim, tworzyły się w morzu pelagicznym (Leszczyński, 1997b).

Skały wapienne

Wapienie są znane z całego profilu kredy górnej (Krassowska, 1988). Są to utwory zwięzłe i słabo zwięzłe. Odznaczają się barwami białymi, beżowymi i jasnoszarymi. Posiadają teksturę bezładną i kierunkową. Miejscami występują w nich smugowania i impregnacje minerałami ilastymi, obfitsze w odmianach wapieni marglistych. Tego typu próbkę rozpoznano na głęb. 1196,4 m.

Wapienie głównie są zbudowane z mikrosparu kalcytowego i biodetrytu. Podstawowym składnikiem jest węglanowy nanoplankton, który ze względu na znikome rozmiary jest widoczny wyłączne w skaningowym mikroskopie elektronowym. Podczas obserwacji w mikroskopie polaryzacyjnym zidentyfikowano różnego rodzaju szczątki organiczne. Są to kalcisfery, skorupki otwornic, fragmenty inoceramów, małży cienkoskorupowych, nieliczne skorupki małżoraczków i szczątki ryb. Kalcisfery, zaliczane do alg, mają postać kulistą i bardzo małe rozmiary. Stanowią ważny składnik skał w turonie, a także obficiej występują w osadach cenomanu, gdzie stwierdzono je w płytkach cienkich na głęb. 1197,5 i 1203,9 m. Małże inoceramów szczególny rozwój osiągnęły w cenomanie. W utworach przeważnie występują w formie połamanych fragmentów muszli, nierównomiernie rozrzuconych w osadzie i w większych skupieniach. W tle skalnym są widoczne także pojedyncze kryształy kalcytu (zwane dawniej włóknami),

na które rozpadają się okruchy inoceramów pod wpływem późniejszych procesów degradacyjnych. Skorupki otwornic, bardzo zróżnicowane pod względem kształtu, zbudowane są ze sparu kalcytowego, niekiedy pojedynczego kryształu, oraz o budowie włóknistej. Komory otwornic wypełnia mikrospar i piryt.

Część wapieni zaliczono do madstonów, ponieważ zawierają poniżej 10% szczątków fauny. Pozostałe stanowią wakstony organodetrytyczne o większej zawartości skorupek.

Skały wapienno-krzemionkowe

Obecność opok stwierdzono w profilu santonu i w mastrychcie górnym. Są to skały białoszare, średniozwięzłe. W płytce cienkiej dostrzega się, że opoka jest zbudowana z mikrosparu kalcytowego impregnowanego substancją krzemionkową o niższej dwójłomności. Nieznaczną domieszkę stanowi pył kwarcowy i glaukonitowy barwy zielonej oraz łuski łyszczyków. Wśród szczątków organicznych wyróżniają się skorupki otwornic, często o pustych komorach. Dostrzeżono też krzemionkową igłę gąbki oraz fosforanowy szczątek ryby.

Podsumowanie

Analiza petrograficzna objęła nieliczne rdzeniowane odcinki profilu dolnokredowego, należące do walanżynu górnego, hoterywu górnego i albu środkowego-barremu. Rozpoznano osady klastyczne, iłowce, osady żelaziste i wapienie. Te ostatnie występujące w spągowej części kredy dolnej wykształcone są jako madstony. Największy udział w badanej części profilu kredy dolnej zajmują słabo zwięzłe piaskowce. Stanowią je głównie arenity i waki kwarcowe, drobno- i różnoziarniste, dobrze i średnio wysortowane. Dominacja w nich kwarcu wskazuje na dojrzałość teksturalną tych utworów. Innym typem piaskowca jest waka subarkozowa, wzbogacona w skalenie. Bardziej złożony skład piaskowców dolnokredowych stwierdzono w innych otworach wiertniczych niecki płockiej (Połońska, 2010).

Dostawa znaczącej ilości żelaza przyczyniła się do utworzenia glaukonitu w warunkach niskoenergetycznych i słabo utleniających. Wśród źródeł żelaza najczęściej wymienia się wietrzenie minerałów zasobnych w żelazo, działalność wulkaniczną i halmyrolizę (Ratajczak, 2008). Nieobecność w analizowanym otworze wiertniczym oolitów żelazistych bądź syderytów, które notowano w różnych dolnokredowych profilach na Kujawach (Połońska, 2001), można wiązać ze znaczną redukcją osadów oraz jej słabym rdzeniowaniem lub też z brakiem odpowiednich warunków powstania tego typu skał.

Badane wapienie cenomanu oraz mastrychtu górnego reprezentują głównie osady mikrytowe, utworzone ze szczątków fauny i flory, które wykształcone są w postaci madstonów i wakstonów organodetrytycznych. Ponadto występują skały wapienno-krzemionkowe.

Różna struktura i skład mineralny obserwowanych skał kredy są wynikiem zmieniających się procesów sedymentacyjnych i przemian diagenetycznych, które rozpoczęły się już w początkowej fazie tworzenia się osadów. Wskutek aktywności życiowej organizmów uległa niszczeniu pierwotna laminacja osadów, szczególnie w heterolitach. Pod wpływem wzrostu ciężaru nadkładu materiał ziarnowy stawał się bardziej upakowany. W sprzyjających warunkach, dzięki większej dostawie żelaza, doszło do autigenezy glaukonitu. Kompakcja sprzyjała deformacji tych agregatów oraz wciskaniu w nie twardszych ziaren derytycznych. Odwadnianie i lityfikacja powodowały pękanie powierzchni glaukonitu. Kruszyły się szczątki fauny i powłoki ooidów żelazistych. Wskutek rozpuszczania kalcytu wywołanego wzrostem ciśnienia powstały nieliczne szwy mikrostylolitowe, dostrzeżone w wapieniach cenomanu. Ziarna skaleni ulegały korodowaniu. Glaukonit i biotyt przeobrażały się w chloryt oraz tlenki i wodorotlenki żelaza. Piryt krystalizował w postaci ziemistych skupień oraz form mikrokrystalicznych i kulistych zwanych framboidami.

Istnienie kalcytu niskomagnezowego w wapieniach górnokredowych jest zapewne efektem zastąpienia aragonitowych i Mg-kalcytowych szczątków fauny. Wskutek neomorfizmu agradacyjnego doszło do utworzenia mikrosparu kalcytowego, który stanowi podstawową masę skalną omawianych wapieni. Amorficzna krzemionka, budująca pierwotnie elementy szkieletowe fauny, uległa rekrystalizacji w niskotemperaturowy opal krystobalitowy. Chalcedon podstawiał węglan wapnia w skorupkach inoceramowych oraz zastępował wcześniejszy składnik igieł gąbek.

Przemiany diagenetyczne zachodziły w różnych etapach. Podczas wczesnego pogrzebania miała miejsce większość opisywanych procesów. Nastąpiło zagęszczanie materiału ziarnowego. Został zapoczątkowany proces wytrącania kalcytu z wody morskiej przesyconej węglanem wapnia i krystalizacja kalcytu. Uwalniana krzemionka sprzyjała powstaniu opok oraz czertów i krzemieni. Podczas pogrążania osadów kontynuowała się kompakcja mechaniczna i zaznaczyła się słaba kompakcja chemiczna oraz skutki innych procesów diagenetycznych. Zapewne na etapie wynoszenia składniki skał mogły ulec rozpuszczaniu, a w warunkach bardziej utleniających utworzyły się tlenki i wodorotlenki żelaza.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW GÓRNOKREDOWYCH I DOLNEGO PALEOGENU NA PODSTAWIE OTWORNIC

Pierwsze badania zespołów otwornic z próbek okruchowych kredy górnej i paleogenu były wykonane przez autorkę w połowie lat 80. XX w. W obecnym opracowaniu zawarto kompleksowe wyniki badań próbek pochodzących z utworów kredy górnej i dolnego paleogenu w otworze Polik IG 1. Przedstawiono skład taksonomiczny zespołów otwornic występujących w każdej badanej próbce, jak również towarzyszące otwornicom mikroszczątki.

Zanieczyszczenie próbek pochodzących z niższych warstw otwornicami z osadów nadległych wymaga dokładnego ich rozpoznania i określenia z jakiego wieku skały pochodzą.

Przykładem są badane przez autorkę próbki utworów kredy dolnej z głęb. 1389,0–1394,5 m zawierające domieszkę otwornic znanych z utworów kredy górnej. Otwornice te pochodzą najprawdopodobniej z nieopróbowanych fragmentów profilu z głęb. 408,00–1195,0 m.

W pierwszej z wymienionych próbek występuje, nienotowana w innych próbkach, *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa, występująca na Niżu Polskim w skałach albu górnego i cenomanu dolnego (Gawor-Biedowa, 1972, 1982, 2012; Gawor-Biedowa, Odrzywolska-Bieńkowa, 2011; Gawor-Biedowa, Witwicka, 2012, 2014). Ponadto w obu powyższych próbkach stwierdzono dość liczne okazy gatunków: *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Marginotruncana marginata* (Reuss) i *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny). Otwornice te mają szerokie zasięgi stratygraficzne, gdyż początek ich rozwoju ma miejsce z początkiem turonu górnego i z wyjątkiem *Stensioeina exsculpta* występują w osadach wszystkich pięter kredy górnej. Jedynie *S. exsculpta* (Reuss) zanika z końcem kampanu. Wszystkie te gatunki osiągają optimum rozwoju w osadach koniaku i santonu (Gawor-Biedowa i in., 1984).

Kreda górna

Cenoman

W próbce z głęb. 1201,0 m, reprezentującej cenoman (Gawor-Biedowa, 1986), stwierdzono zespół otwornic w składzie *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Arenobulimina advena* (Cushman), *Arenobulimina chapmani* (Cushman), *Eggerellina mariae* Ten Dam, *Plectina mariae* (Franke) i *Cibicides gorbenkoi* Akimez. Wszystkie taksony wskazują na obecność w tym profilu podpoziomu *Cibicides gorbenkoi* poziomu *Rotalipora appenninica*. Podpoziom ten odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi *Acanthoceras rhotomagense*. Stwierdzona w próbkach pochodzących z niżej leżących skał omawianego profilu i stanowiąca ich zanieczyszczenie *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa pozwala przypuszczać, że znajdują się tu warstwy podpoziomu *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora appenninica*, odpowiadające najniższemu makrofaunistycznemu poziomowi cenomanu, tj. *Mantelliceras mantelli* (Gawor-Biedowa, 1984). Należy dodać, że w próbce osadów z wyżej wymienionej głębokości nie zanotowano gatunków otwornic występujących powyżej cenomanu. Towarzyszą im mikroszczątki, tj. igły gąbek i włókna inoceramów.

Otwornice stwierdzone w próbce z głęb. 1197,0 m wskazują na cenoman i przynależność do podpoziomu *Cibicides gorbenkoi* poziomu *Rotalipora appenninica* (tab. 4). Zanotowano tu dwa gatunki – *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova) i *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova). Pierwszy z nich jest charakterystyczny również dla zespołu otwornic znanego z osadów turonu dolnego. Drugi gatunek nie przekracza górnej granicy cenomanu.

Następna próbka pochodzi z głęb. 1195,0 m i zawiera, oprócz cytowanych wyżej gatunków, formę *Gavelinella baltica* Brotzen, przekraczającą górną granicę cenomanu i wchodzącą w skład zespołu turonu dolnego. W omawianych osadach stwierdzono dość liczne skorupki otwornic mocno zniszczonych, w stanie uniemożliwiającym ich gatunkową identyfikację. Należą one do planktonicznego rodzaju *Globigerinelloides* Cushman et Ten Dam, 1948. Należy zwrócić uwagę, że są to pierwsze otwornice planktoniczne stwierdzone w skałach cenomanu omawianego profilu. Trzeba też zaznaczyć, że jest to rodzaj kosmopolityczny, którego gatunki występują jedynie w okresie kredowym od aptu do mastrychtu górnego włącznie (Loeblich, Tappan, 1988). Można więc przypuszczać, że brak otwornic planktonicznych w osadach cenomanu omawianego profilu był spowodowany niesprzyjającymi dla ich rozwoju warunkami ekologicznymi.

Mastrycht górny

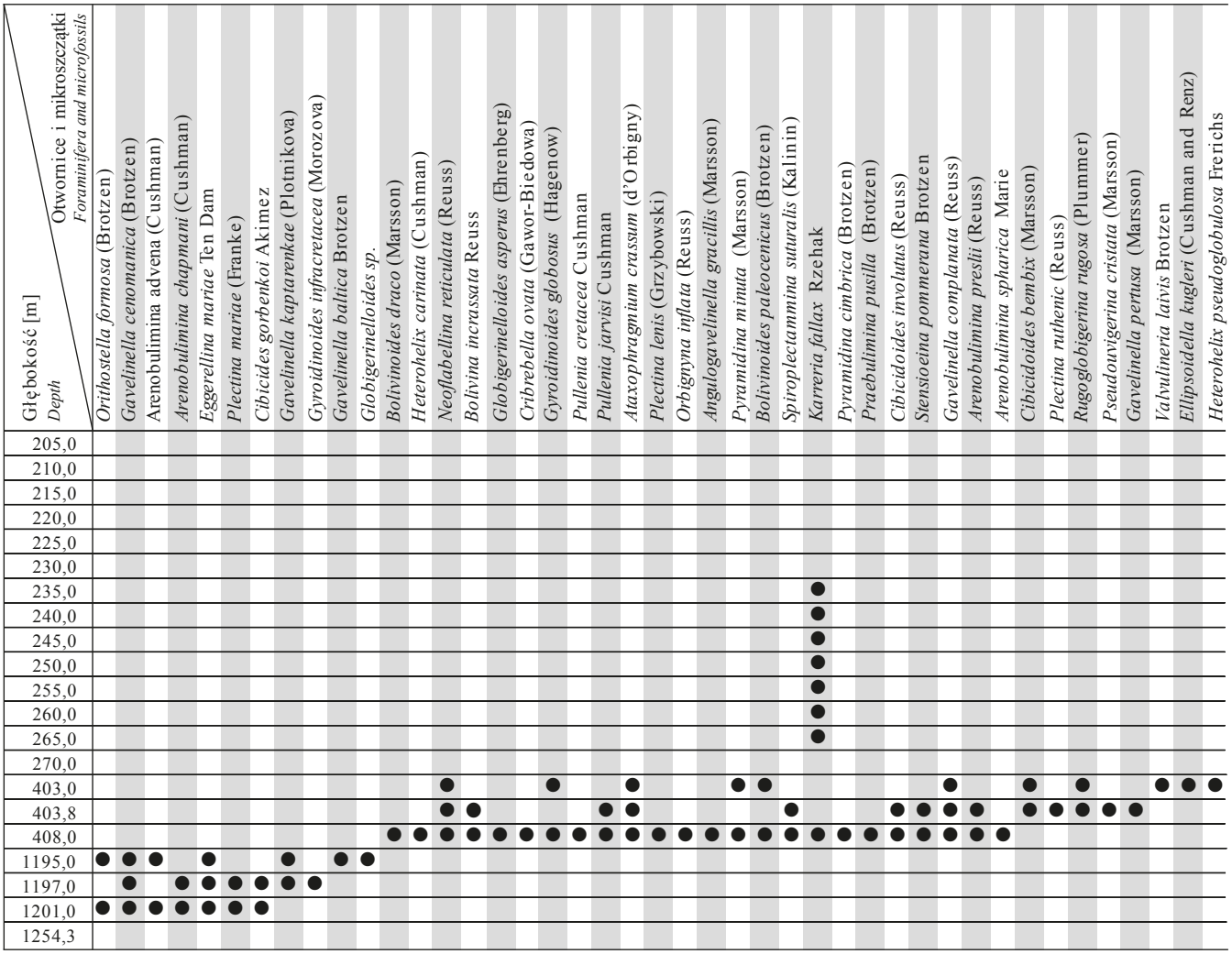
Próbka pochodząca z głęb. 408,0 m, reprezentująca wyższą część mastrychtu (Krassowska, 1988), zawiera bardzo liczny zespół otwornic składający się niemal wyłącznie z form bentonicznych zarówno wapiennych, jak i zlepieńcowatych. Jedynymi planktonicznymi gatunkami w tym zespole jest *Heterohelix carinata* (Cushman) i *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg). Wyłącznie górnokredowy rodzaj *Heterohelix* Ehrenberg, 1843 jest szczególnie urozmaicony gatunkowo i występuje szczególnie licznie w

osadach kampanu i mastrychtu wschodniej Polski, na obszarze lubelskim. Występuje tu aż 15 gatunków należących do tego rodzaju, w tym dwa nowe. Znaleziono je zarówno w kredzie piszącej, marglach, wapieniach, jak i w opokach (Gawor-Biedowa, 1992). Wśród otwornic bentonicznych wapiennych w omawianych osadach występuje *Cribrebella ovata* (Gawor-Biedowa) znaleziony pierwszy raz w osadach mastrychtu kredy lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1987). Został on również stwierdzony w najwyższych warstwach mastrychtu dolnego i w najniższym mastrychcie górnym profilu Komarów IG 1 w niecce lubelskiej, gdzie towarzyszy mu *Cribrebella lacrima* (Gawor-Biedowa, Witwicka, 2014). *Cribrebella lacrima* (Gawor-Biedowa) występuje również w utworach kampanu i mastrychtu górnego profilu Grudziądz IG 1, w obniżeniu bałtyckim (Gawor-Biedowa, 2011) oraz w osadach mastrychtu dolnego profilu Łopiennik IG 1 na obszarze lubelskim (Gawor-Biedowa, 2008).

Rodzaj *Cribrebella* Gawor-Biedowa, 1989 ma szeroki zasięg stratygraficzny i geograficzny. Jego gatunek – *Cribrebella traubi* Kuhn – został opisany z osadów paleocenu, poziomu *pseudomenardi* z Bawarii (Kühn, 1992). Z gatunków przewodnich dla mastrychtu zanotowano w tym zespole *Neoflabellina reticulata* (Reuss) i *Gavelinella complanata* (Reuss). Najliczniejsze są tu, rozpoczynające zasięgi występowania w warstwach mastrychtu górnego, a osiągające optimum rozwoju w osadach danu: *Bolivinoides paleocenicus* (Brotzen), *Spiroplectammina suturalis* (Kalinin), *Karreria fallax* Rzehak, *Pyramidina minuta* (Marsson), *Pyramidina cimbrica* (Brotzen). Do gatunków wskazujących na górnomastrychcki wiek osadów z omawianego odcinka profilu należy *Bolivinoides draco* (Marsson). Pozostałe gatunki tego zespołu (tab. 4) mają szersze zasięgi stratygraficzne i występują również w starszych (niż mastrychckie) skałach kredy górnej. W omawianym zespole na szczególną uwagę zasługują dwa gatunki: *Angulogavelinella gracillis* (Marsson), przewodni dla mastrychtu dolnego, gdyż stanowi zanieczyszczenie omawianej próbki osadami świadczącymi o obecności w tym profilu skał mastrychtu dolnego oraz *Plectina lenis* (Grzybowski), gatunek pochodzenia karpackiego, który, jak podają Gawor-Biedowa i in. (1984), charakteryzuje się szerokim rozprzestrzenieniem geograficznym i zasięgiem

Występowanie otwornic w zbadanych próbkach

Foraminifera occurrence in the investigated samples



stratygraficznym. Udokumentowany, najszerszy zasięg stratygraficzny od turonu do dolnego eocenu, odnotowano w Polsce w Karpatach zewnętrznych (Liszkowa, Morgiel, 1981).

Próbka z głęb. 403,8 m zawiera znacznie uboższy zespół otwornic od próbek leżących poniżej (tab. 4). W zespole otwornic stwierdzono gatunki, których nie notowano niżej, a wskazujące na mastrychcki i późnomastrychcki wiek tych osadów: *Pseudouvegerina cristata* (Marsson) i *Cibicidoides bembix* (Marsson). Zanotowany w omawianym zespole planktoniczny gatunek *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), pojawiający się w wyższej części kampanu górnego, w mastrychcie osiąga optimum rozwoju i nie przekracza jego górnej granicy. Otwornicom w omawianej próbce towarzyszą dość liczne skorupki małżoraczków i kolce jeżowców.

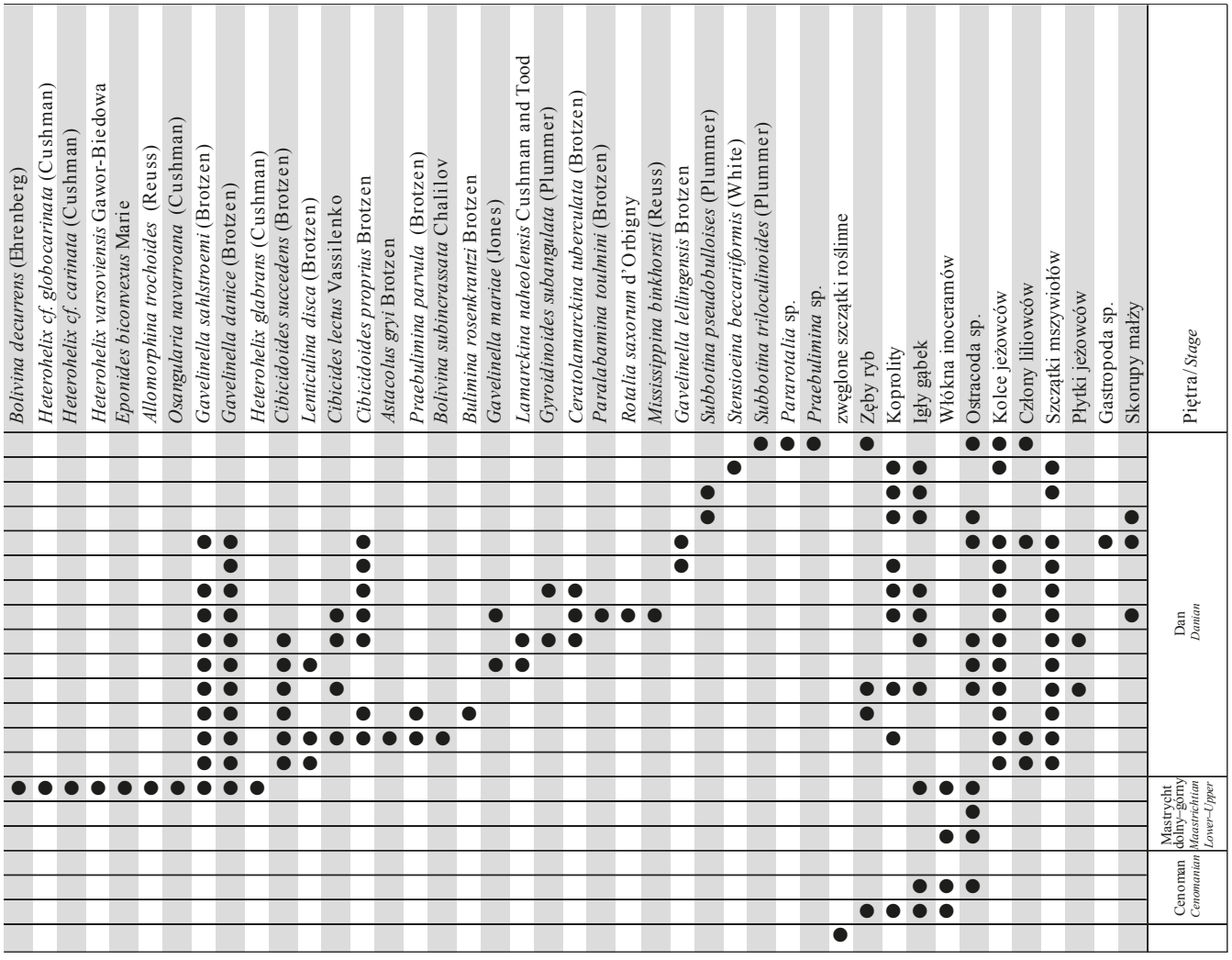
Utwory z głęb. 403,0 m zawierają najbogatszy, w stosunku do osadów niżej leżących, zespół otwornic planktonicznych, zarówno pod względem liczebności gatunków, jak i osobników. Z gatunków nienotowanych w osadach niżej leżących stwierdzono zarówno te, które nie przekraczają górnej granicy mastrychtu, jak i te osiągające szczyt rozwoju w osadach paleogenu. Do pierwszych należą: *Valvulineria lavis* Brotzen, *Ellipsoidella kugleri* (Cushman and Renz), *Heterohelix pseudoglobulosa* Frerichs, *Bolivina decurrens* (Ehrenberg), *H.* cf. *globocarinata* (Cushman), *H.* cf. *carinata* (Cushman), *H. varsoviensis* Gawor-Biedowa, *Eponides biconvexus* Marie i *H. glabrans* (Cushman). Warunki ekologiczne sprzyjały rozwojowi gatunków rodzaju *Heterohelix* Ehrenberg, 1843, podobnie jak na wyżynie lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992).

Do osiągających optimum rozwoju w skałach paleogenu należą zanotowane po raz pierwszy w próbce z głęb. 403,0 m *Osangularia navarroana* (Cushman), *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen) i *Gavelinella danice* (Brotzen). Omawiany zespół otwornic w porównaniu z zespołami z niżej leżących warstw zawiera gatunki o szerszym zasięgu występowania niż mastrychcki. Należą do nich gatunki należące do następujących rodzajów: *Valvulineria* Cushman, 1926, *Ellipsoidella* Heron-Allen et Earland, 1910, *Bolivina* d'Orbigny, 1839, *Eponides* de Montfort, 1808, *Allomorphina* Reuss, 1849 i *Osangularia* Brotzen, 1940.

Tabela 4

utworów kredy górnej i danu

of Upper Cretaceous and Danian deposits



Paleogen; paleocen

Dan

Badania zespołów otwornic z pogranicza kredy i paleogenu oraz paleogenu rozpoczęła autorka w latach 50. XX w. Kolejne prace dotyczyły stratygrafii otwornicowej utworów paleocenu oraz charakterystyki zespołów z różnych rejonów Polski (m.in. Gawor-Biedowa, 1964, 1966, 1973a, b).

Próbka reprezentująca paleocen pochodzi z głęb. 270,0 m. Do głęb. 403,0 m utwory nie były opróbowane. W próbce z warstw z głęb. 270,0 m stwierdzono nieliczny zespół otwornic, reprezentowanych przez liczne osobniki, wskazujący na duński wiek skał. Występują tu *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen) i *Gavelinella danica* (Brotzen), których zasięgi występowania zostały już omówione przy ustalaniu stratygrafii mastrychtu, oraz *Cibicidoides succedens* (Brotzen) i *Lenticulina disca* (Brotzen). Oba te gatunki po raz pierwszy zostały opisane z paleocenu Szwecji przez Brotzena (1948).

Wszystkie wymienione gatunki występują w utworach dolnego paleocenu (danu) na całym obszarze Niżu Polski (Pożaryska, 1965; Gawor-Biedowa, 1973a, b, 1964, 1966, 1988). Oprócz otwornic w próbce występują kolce jeżowców, człony liliowców i szczątki mszywiołów.

W próbce z głęb. 265,0 m występuje liczniejszy i bardziej zróżnicowany taksonomicznie zespół otwornic, w porównaniu z próbką z głęb. 270,0 m. Poza wymienionymi wyżej gatunkami otwornic stwierdzono tu kolejne gatunki wskazujące na przynależność omawianych utworów do danu. Są to: *Astacolus gryi* Brotzen, *Cibicidoides proprius* Brotzen, *Bolivina subincrassata* Chalilov i *Cibicides lectus* Vassilenko. Obecność ostatniego gatunku, opisanego z zapadliska dnieprowsko-donieckiego, może świadczyć o związkach paleogeograficznych między wspomnianym obszarem a Niżem Polski we wczesnym paleocenie.

Występująca również w skałach z głęb. 265,0 m *Praebulimina parvula* (Brotzen), podobnie jak *Karreria fallax* Rzehak, rozpoczyna swój zasięg występowania w najmłodszych osadach mastrychtu górnego. Mniej liczny zespół otwornic występuje w osadach z głęb. 260,0 m. Wśród nielicznych gatunków znajduje się tu nienotowany dotychczas gatunek *Bulimina rosenkrantzi* Brotzen, niekiedy tylko występujący w osadach danu Niżu Polskiego. Został znaleziony w wąwozie Kamienny Dół nieopodal Kazimierza Dolnego (Żarski i in., 1998). Na omawianej głębokości w skałach znajdujemy zęby ryb, kolce jeżowców i szczątki mszywiołów. W residuum, podobnie jak w próbce z niższych warstw, występują duże i liczne ziarna kwarcu.

Nieliczny zespół mikrofauny stwierdzono na głęb. 255,0 m. Najliczniej są tu reprezentowane kolonie mszywiołów, którym towarzyszą kolce i płytki jeżowców oraz koprolity i nieliczne skorupki małżoraczków. W residuum występują glaukonit i piryt. Wszystkie znajdujące się w tych osadach otwornice mają nadtrawione skorupki.

Znacznie liczniejszy od poprzedniego zespół mikrofauny zawiera próbka z głęb. 250,0 m. Stwierdzono tu: *Lamarckina naheolensis* Cushman et Tood, *Mississippina binkhorsti* (Reuss) i *Gavelinella mariae* (Jones). Dwa ostatnie wymienione gatunki są już obecne w najmłodszych warstwach mastrychtu górnego i w danie. *Lamarckina naheolensis* Cushman et Tood występuje jedynie w warstwach dolnego paleocenu (Olszewska i in., 1996).

W omawianych skałach z głęb. 250,0 m otwornicom towarzyszą liczne mikroszczątki, z których najliczniejsze są małżoraczki i mszywioły, mniej liczne kolce i płytki jeżowców oraz igły gąbek.

W utworach z głęb. 245,0 m wzrasta dość gwałtownie liczba gatunków i osobników otwornic. Notowana tu *Ceratolamarckina tuberculata* (Brotzen) jest powszechnie występującym składnikiem zespołów danu zarówno w północno-wschodniej, północnej, jak i centralnej Polsce (Pożaryska, 1965; Gawor-Biedowa, 1966, 1973a, b, 1988). Pojawiający się *Gyroidinoides subangulata* (Plummer) jest gatunkiem kosmopolitycznym. Występuje w osadach paleocenu Azji, Afryki, Ameryki, jak również Europy. W Europie znany jest również w najwyższych ogniwach mastrychtu, podobnie jak w centralnej Polsce (Pożaryska, 1965). W omawianym profilu gatunek ten występuje tylko w utworach określonych jako dan.

W badanych próbkach zespoły mikrofauny różnią się składem gatunkowym i ich liczebnością. Stopniowo, ku górze profilu, pojawiają się gatunki, których nie notowano w próbkach z niższych warstw. Na głęb. 240,0 m są to: *Paralabamina toulmini* (Brotzen) i *Rotalia saxorum* d'Orbigny. Ten ostatni w Polsce występuje zarówno na Niżu Polskim, jak i w Karpatach (Szczechura, Pożaryska, 1974). Wśród makroszczątków zanotowano skorupy małży. Koloniom mszywiołów towarzyszą kolce jeżowców, igły gąbek i koprolity. W residuum występują duże ziarna kwarcu i piryt.

Ku górze badanej części profilu liczba gatunków i osobników otwornic stopniowo ulega zmniejszeniu. Dominującą grupą mikrofauny w utworach na głęb. 235,0 m są mszywioły. Wyżej, na głęb. 230,0 m, pojawia się dość często występujący w osadach danu *Gavelinella lellingensis* Brotzen. Nielicznym gatunkom otwornic towarzyszą liczne kolonie mszywiołów, kolce jeżowców i koprolity. W residuum występują grube ziarna kwarcu.

W próbce z głęb. 225,0 m liczba oznaczonych gatunków zmniejsza się do czterech (tab. 4). Wzrasta natomiast różnorodność innych szczątków. Dużym i licznym fragmentom kolonii mszywiołów towarzyszą człony liliowców, kolce jeżowców i liczne ślimaki.

W omówionych powyżej utworach dolnego paleocenu – danu – występowały wyłącznie otwornice bentoniczne. Pierwsze osobniki planktonicznego gatunku *Subbotina pseudobulloises* (Plummer) stwierdzono na głęb. 220,0 m. Występują one razem z licznymi, dużymi fragmentami kolonii mszywiołów, skorupkami małżoraczków, igłami gąbek, koprolitami i fragmentami skorup małży. Gatunek ten jest kosmopolityczny i występuje na wszystkich kontynentach w facjach epikontynentalnych, jak również geosynklinalnych. W Polsce, zarówno na Niżu Polskim jak i w Karpatach, związany jest z osadami dolnego paleocenu – danu (Pożaryska, 1965; Szczechura, Pożaryska, 1974; Gawor-Biedowa, 1988). Skład dominującej w tych osadach mikrofauny jest taki jak w skałach z głęb. 225,0 m.

W próbce z głęb. 215,0 m skład mikrofauny jest analogiczny jak na głęb. 220,0 m. W próbce z głęb. 210,0 m stwierdzono *Stensioeina beccariiformis* (White), gatunek kosmopolityczny o szerokim zasięgu występowania, znany ze wszystkich kontynentów z utworów kredy górnej i paleocenu, w tym w Polsce na Niżu Polskim oraz w Karpatach (Gawor-Biedowa, 1992).

Na głęb. 205,0 m występuje kolejny planktoniczny gatunek *Subbotina triloculinoides* (Plummer), znany zarówno w facjach epikontynentalnych, jak i geosynklinalnych paleocenu wszystkich kontynentów. Należy zwrócić uwagę na podobieństwo składu mikroszczątków, a szczególnie przewagę mszywiołów w omawianym profilu w interwale głęb. 205,0–235,0 m, do notowanego w utworach pochodzących z dna Bałtyku w otworze W3, ark. Dziwnów (Gawor-Biedowa, 1988; Kramarska, 1992). Wskazuje on podobieństwo do składu pochodzącego z osadów typu „tuffeau" w otworze Pamiętowo IG 1 (Pożaryska, 1965; Pożaryska, Szczechura, 1968).

Urszula HARA

FAUNA MSZYWIOŁÓW ROZPOZNANA W UTWORACH KREDY I PALEOCENU (DANU)

Fauna mszywiołów z utworów pogranicza kredy i paleocenu, a także paleocenu (danu) z terenów Polski jest przedmiotem nielicznych opracowań taksonomicznych. Zagadnienie mszywiołów z wyższych pięter paleogenu, głównie z eocenu, poruszono w kilku opracowaniach pod koniec XIX i w pierwszej połowie XX w. (zob. Pergens, 1889; Pazdro, 1929; Małecki, 1963; Woźny, 1965).

Pierwsze opisy mszywiołów paloceńskich z terenów Niżu Polskiego (niecka warszawska) podał Voigt (1964). Zespoły mszywiołów z przełomu środkowej Wisły, jak również niecki warszawskiej, wykazują podobieństwo do mszywiołów z Europy Zachodniej, jednak różnią się od nich znacznie mniejszym zróżnicowaniem gatunkowym. Mszywioły paleoceńskie opisane z obszaru niecki warszawskiej mają silny związek z fauną mszywiołów znanych z utworów danu Szwecji, Danii, bałtyckich kier dańskich północnych Niemiec, jak również z fauny Belgii (Mons, Tuffeau De Ciply) oraz Holandii (Maastricht, Albert-Kanal) (Voigt, 1964). Występowanie na terenie Polski w utworach z pogranicza kredy i paleogenu gatunków spotykanych w równowiekowych osadach Danii, Holandii, Belgii, a także Krymu tłumaczy się istnieniem w owym czasie połączenia między zbiornikami na tych terenach (Maryańska, 1969). Na podstawie wieloletnich badań Voigt (1985) stwierdził, że dańskie mszywioły, chociaż różnią się od form mastrychskich, mają w przeważającej mierze kredowy, a nie paleoceński charakter. Olbrzymia radiacja mszywiołów nie nastąpiła przed końcem paleocenu (tanet), lecz na początku eocenu (zob. także Hara, 2001). Zespoły mszywiołów opisane do tej pory z utworów Niżu Polskiego wykazują duże zróżnicowanie w formach kolonii, pomogło to w interpretacjach pleoekologicznych badanych obszarów i świadczy o zmianie warunków środowiska na granicy kredy i paleocenu, co potwierdzono również badaniami palinologicznymi (zob. Słodkowska, 2003), gdzie mastrychskie zespoły dinocyst były uboższe i mniej zróżnicowane. Zjawisko wymierania wielu taksonów na granicy kredy i kenozoiku, gdzie aż 81 mastrychskich rodzajów z rzędu Cheilostomata wyginęło na granicy K-Pg, a proces ten kontynuował się dalej w ciągu danu (McKinney, Taylor, 2001), było największe w stosunku do innych okresów wymierań występujących zarówno w kredzie górnej, jak i w kenozoiku. Proces wymierania w mln lat był również największy w czasie mastrychtu, wskaźnik dla mszywiołów z rzędu Cyclostomata wyniósł ok. 9,7 rodzajów na rok, a w danie – 6,3 rodzajów na rok. Trzeba jednak zaznaczyć, że w okresach mastrychtu i danu doszło również do powstania wielu (52) nowych taksonów z rzędu Cyclostomta oraz długożyjących mszywiołów z rzędu Cheilostmomata (60), dając podobne wartości do ich tempa wymierania (9,5 rodzajów na mln lat dla Cheilostomata i 7,6 rodzajów na mln lat dla Cyclostomta). Można powiedzieć, że wymieranie w mastrychcie było najwyższe wsród Cyclostomata i Cheilostomata niż w innym okresie w ciągu ostatnich 100 mln lat, chociaż tempo tego procesu w danie było tylko nieznacznie niższe (lub równe) niż w okresie mastrychskim. Wymieranie wielu taksonów na granicy mastrychtu i danu stoi w wielkiej sprzeczności z wielkością biomasy na korzyść mszywiołów z rzędu Cyclostomata, jako dominujących organizmów w biomasie. Wymieranie mszywiołów w danie może być także związane z utratą obszarów szelfów węglanowych w części północnej Europy, które były środowiskiem dla rozwoju dańskich raf mszywiołowych i osadów kredowych utworzonych od cenomanu aż po koniec danu (Hakansson, Thomsen, 1999). Zanik kredowych środowisk pod koniec danu i wymieranie fauny mszywiołów może być tłumaczone sukcesywnym spadkiem poziomu morza, kiedy zostało zakończone połączenie oceaniczne z szelfem, a także rozwojem cyklonowej cyrkulacji wzdłuż otwierającego się Atlantyku. Dobrze udokumentowane mastrychskie wymieranie jest jednym z 4–5 głównych wymierań w fanerozoiku, natomiast dańskie, chociaż tak samo istotne, nie jest jednak rozpoznawalne jako globalne.

Charakterystyka fauny mszywiołów z otworu wiertniczego Polik IG 1 wykorzystana do badań

Fauna mszywiołów udokumentowana z otworu Polik IG 1 została przeznaczona do badań taksonomicznych i pochodziła z kilkunastu zmacerowanych próbek z przedziału głęb. 215,0–270,0 m. Zachowanie fragmentarycznej fauny w kilku próbkach było stosunkowo dobre, co pozwoliło na oznaczenie badanego materiału na szczeblu gatunku, nato-

miast w kilku innych próbach stan zachowania był dużo gorszy, co skutkowało oznaczeniem badanego materiału do rodzaju.

Ogółem do badań przeznaczono 40 fragmentów kolonii mszywiołów, zróżnicowanych w koloniach form, które budują kolonie bilamelarne, wachlarzowate, talerzykowate (tj. wolno żyjące) lub cylindryczne formy gałązkowe. W zachowanych fragmentach dominują tylko części dystalne kolonii lub w przypadku form cylindrycznych – środkowe części gałązek. Kolonie wybrane z residuum zostały przeznaczone do badań taksonomicznych z wykorzystaniem mikroskopu skaningowego SEM typu LEO 1430 w Laboratorium Badań w Mikroobszarze w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym. Udokumentowany materiał zilustrowano na figurach 16–19 i jest reprezentowany przez wyższe taksony dwóch rzędów: Cyclostomata i Cheilostomata, oraz trzy podrzędy: Cancellata Gregory, 1896; Malacostegina Levinsen, 1902 i Neocheilostomatina d'Hondt, 1985, wśród których rozpoznano 10 rodzajów. W analizowanych próbach rozpoznano 12 gatunków, z czego tylko jeden należy do rzędu Cyclostomata. Systematykę zastosowaną do badań taksonomicznych uwzględniono według pracy Gordona (2014) – Interim classification for Treatise, jednak co roku podlega ona modyfikacjom i zmianom pozycji taksonomicznej przynajmniej kilku taksonów.

Dominującymi taksonami w analizowanym zespole (z otworu Polik IG 1) są bilamelarne kolonie z rodziny Coscinopleuridae Marsson, 1887, jak np. *Coscinopleura elegans elegans* oraz *C. angusta minor*. Oba te gatunki są szeroko rozprzestrzenione w Europie Północnej, zarówno w mastrychcie, jak i danie, podobnie jak wachlarzowate formy z gatunku *Beisselinopsis hiltermanni* Voigt i *Pavobeisselina oblita* (Kade). Najbogatsze horyzonty, w których rozpoznano faunę mszywiołów, występują na głęb. 235; 245; 260–265 m, jednak w żadnym z analizowanych przedziałów nie stwierdzono więcej niż obecność czterech gatunków. Najbogatszym poziomem pod względem liczby osobników jest poziom z głęb. 265,0 m.

Rozpoznane na głęb. 235; 250 i 260–265 m kolonie z gatunku *Lunulites* sp. i *L. saltholmensis* Berthelsen mają znaczenie w rekonstrukcji środowiska sedymentacji, wskazują na piaszczysty lub mulasty typ podłoża, które zasiedlają te wolno żyjące, wachlarzowate zoaria. Kolonie te są również odzwierciedleniem panujących warunków środowiskowych, gdyż zasiedlają podłoże w przedziale temperatury 10–29°C, przy stopniu zasolenia nie wyższym niż 37‰, preferując szelfowe środowiska w zakresie głęb. 2,5–190,0 m spokojnych do umiarkowanie wzburzonych środowisk (Hakansson, Voigt, 1996).

Przedstawiciele Lunulitidae pojawili się masowo w morzach kredowych i w paleogenie w Europie i Centralnej oraz Północnej Ameryce (Cheetham, 1963). Po raz pierwszy przedstawiciele tego rodzaju zostali znalezieni w utworach środkowego eocenu na Antarktyce (Hara i in., 2018), chociaż formy te występują powszechnie w młodszych osadach neogeńskich i współczesnych w Australii oraz w Nowej Zelandii.

Analizowana fauna w przedziale głęb. 215,0–256,5 m według bazy CBDG wskazuje na paleocen (dan), natomiast w przedziale głęb. 256,5–270,0 formy te mogą należeć do kredy (mastrycht).

Prowadzone prace mikropaleontologiczne przez Gawor-Biedową (ten tom) na podstawie bogatych zespołów otwornic wskazują na paleoceński wiek całego zespołu.

Przyjęta skala czasowa w tym opracowaniu jest podana według podziału stratygraficznego Gradsteina i in. (2012).

Fauna mszywiołów udokumentowana w otworze Polik IG 1 w przedziale głęb. 215,0–270,0 m (tab. 5)

W próbce z warstw z głęb. 270,0 m stwierdzono występowanie kolonii mszywiołów z rodzaju *Heteroconopeum* Voigt, 1983. Uważa się, że występująca tu kolonia, należąca do rodziny Chaplonkarinidae Taylor et Gordon, 2007, może reprezentować nowy gatunek.

Do tej pory opisano trzy gatunki *Heteroconopeum* z przedziału wiekowego cenoman–koniak z Europy i Afryki (Voigt, 1983; Taylor, Zaborski, 2002), z kredy USA (Canu, Bassler, 1926) oraz z paleocenu (danu) Argentyny (Canu, 1911; zob. także Taylor, McKinney, 2006). Gatunek *Heteroconopeum janieresiensis* (Canu, 1911) był opisany przez Voigta w 1983 r. z dano-montu z miejscowości Mons w Belgii. *H. ovatum* (Canu, Bassler, 1926) opisano z utworów wieku kampan–mastrycht–?dan z Karoliny Północnej (USA) (zob. Taylor, McKinney, 2006).

Rozpoznano też obecność drugiego gatunku *Coscinopleura angusta minor* Voigt, który również występuje w osadach danu Belgii i Holandii oraz otworów wiertniczych z Boryszewa i Sochaczewa (Voigt, 1964), a także z utworów siwaka z Nasiłowa, jednak oznaczono go jako *C. angusta* cf. *minor* (zob. Maryańska, 1969).

Występującym tutaj koloniom mszywiołów towarzyszy nieliczny zespół otwornic (zob. Gawor-Biedowa, ten tom), a także kolce jeżowców i człony liliowców. Według Gawor-Biedowej (ten tom) rozpoznany zespół otwornic wskazuje na duński wiek utworów pochodzących z głęb. 270,0 m.

Znacznie liczniejszy zespół mszywiołów zarówno pod względem liczby kolonii, jak i ich zróżnicowania taksonomicznego, pochodzi z głęb. 265,0 m. Są to: *Monticellaria obscura* Voigt, 1987, *Lunulites* sp., *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956 i *Pavobeisselina oblita* (Kade). Gatunek *P. oblita* jest opisany z duńskich osadów siwaka z Nasiłowa (Maryańska, 1969). Forma ta była też opisana z dano-montu wierceń Boryszewa i Sochaczewa z głęb. 207,0–231,0 m (Voigta, 1964). Opisany był również z danu Danii i Szwecji (Brood, 1972) oraz z północnych Niemiec z głazów danu i paleocenu (Voigt, 1930; Berthelsen, 1962). Występuje na Krymie oraz w utworach danu w miejscowości Ciply w pobliżu Mons w Belgii i w kamieniołomie Curfs w pobliżu Berg (Holandia) (zob. Voigt, 1987). Mszywiołom towarzyszą liczne gatunki otwornic wskazujące na wiek duński.

Mniej liczny pod względem liczby osobników, ale podobny taksonomicznie do fauny rozpoznanej z głęb. 265,0 m, jest zespół z głęb. 260,0 m, w którym rozpoznano następujące gatunki: *Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow,

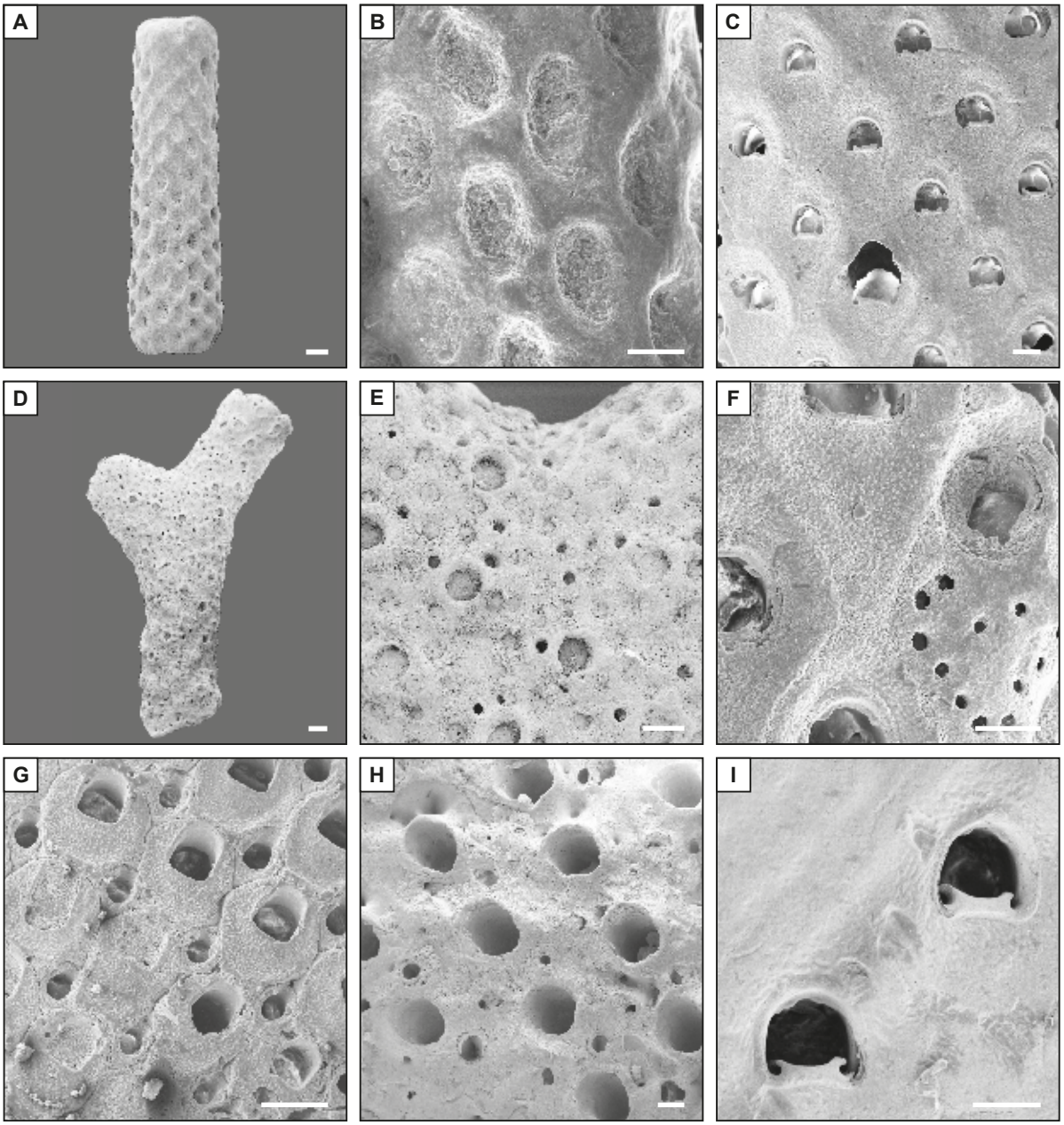


Fig. 16. A–B. *Onychocella columella* Voigt, 1962, głęb. 230,0 m. **A.** Fragment cylindrycznego zoarium, skala 200 µm. **B.** Autozoecja, skala 100 µm. **C.** *Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839), fragment zoarium pokazujący ułożenie zoecjów wraz z awikulariami położonymi wzdłuż krawędzi kolonii, skala 100 µm, głęb. 225,0 m. **D–E.** *Cavarinella explicata* Viskova, fragment dychotomicznie rozwidlającego się zoarium, skala 200 µm, głęb. 235,0 m. **E.** Powierzchnia koloni pokazująca autozoecja otoczone mezoporami, skala 100 µm. **F.** *Coscinopleura elegans elegans*, pojedyncze kenozoecjum otoczone przez autozoecja (z lewej strony), skala 100 µm, głęb. 225,0 m. **G.** *Lunulites saltholmensis* Berthelsen, 1962, fragment kolonii z szeregowo ułożnymi zoecjami i awikulariami, skala 200 µm, głęb. 235,0 m. **H.** *Frurionella deniensis* Berthelsen, fragment powierzchni kolonii ukazującej autozoecja i awikularia, skala 100 µm. **I.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, dwa autozoecja pokazujące apertury, skala 100 µm, głęb. 235,0 m. Paleocen, dan, otwór wiertniczy Polik IG 1, centralna Polska

A–B. *Onychocella columella* Voigt, 1962, depth 230.0 m. **A.** Fragment of the cylindrical zoarium, scale bar 200 µm. **B.** Autozooecia, scale bar 100 µm. **C.** *Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839), fragment of the zoarium showing the arrangement of the zooecia vibracularia along the margin of the colony, scale bar 100 µm, depth 225.0 m. **D–E.** *Cavarinella explicata* Viskova, fragment of the dichotomically branched zoarium, scale bar 200 µm, depth 235.0 m. **E.** surface of the colony showing the autozoecia surrounded by mesopores, scale bar 100 µm. **F.** *Coscinopleura elegans elegans*, single kenozooecium surrounded by autozooecia, scale bar 100 µm, depth 225.0 m. **G.** *Lunulites saltholmensis* Berthelsen, 1962, fragment of the colony showing the linear arrangement of the autozooecia and avicularia, scale bar 200 µm, depth 235.0 m. **H.** *Frurionella deniensis* Berthelsen, fragment of the zoarial surface showing the autozooecia, and two types of avicularia, scale bar 100 µm. **I.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, two autozooecia with apertures, scale bar 100 µm, depth 235.0 m. Paleocene, Danian, Polik IG 1 borehole, Central Poland

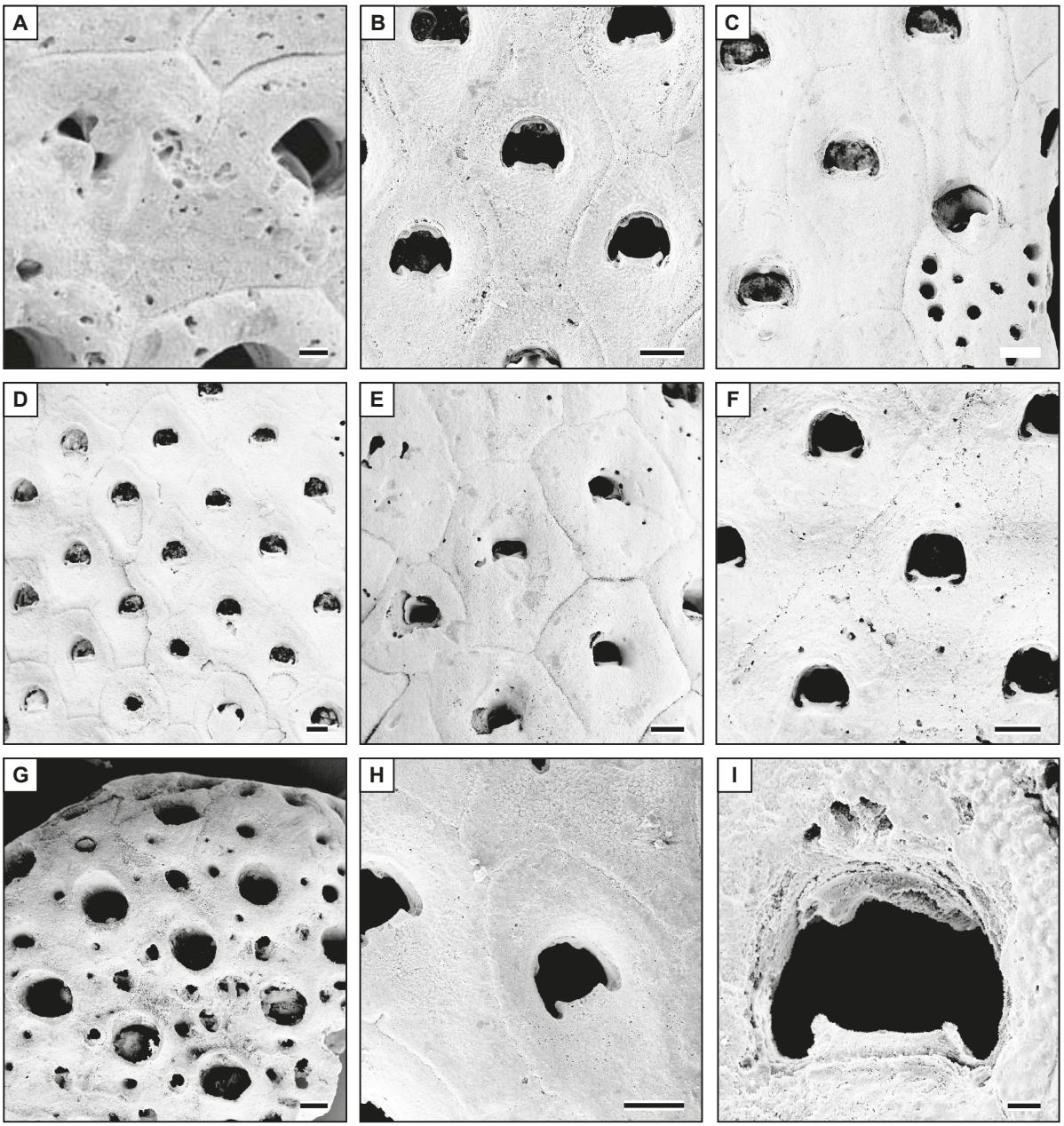


Fig. 17. A. *Acoscinopleura fallax* Voigt, 1956, fragment zoarium pokazujący autozoecja i kenozoecjum, skala 100 µm, głęb. 240,0 m. **B.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, grupa autozoecjów, skala 100 µm, głęb. 240,0 m. **C.** *Coscinopleura elegans elegans*, grupa autozoecjów raz z pojedynczym wibrakularium, skala 100 µm, głęb. 240,0 m. **D.** *Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839,) fragment kolonii pokazujący ułożenie zoecjów wraz z wibrakulariami, skala 100 µm, głęb. 245,0 m. **E.** *Acoscinopleura fallax* Voigt, fragment powierzchni kolonii, skala 100 µm. **F.** *Coscinopleura angusta minor*, grupa zoecjów, skala 100 µm. **G.** *Beisselia minuta* Voigt, fragment kolonii gałązkowej pokazującej ułożenie autozecjów, skala 100 µm. **H.** *Coscinopluera elegans elegans*, autozoecja z opesjami, skala 100 µm, głęb. 245,0 m. **I.** *Acoscinopleura fallax*, apertura, skala 20 µm, głęb. 240,0 m. Paleocen, dan, otwór wiertniczy Polik IG 1, centralna Polska

A. *Acoscinopleura fallax* Voigt, 1956, fragment of the zoarium showing autozooecia and kenozoecium, scale 100 µm, depth 240.0 m. **B.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, group of autozooecia, scale 100 µm, depth 240.0 m. **C.** *Coscinopleura elegans elegans*, group of autozooecia together with a single wibracularium, scale 100 µm, depth 240.0 m. **D.** *Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839,) fragment of the colony showing the arrangement of autozooecia and vibracularia, scale 100 µm, depth 245.0 m. **E.** *Acoscinopleura fallax* Voigt, fragment of the zoarial surface, scale 100 µm. **F.** *Coscinopleura angusta minor*, group of autozooecia, scale 100 µm. **G.** *Beisselia minuta* Voigt, fragment of the branch showing the arrangement of autozooecia, scale 100 µm. **H.** *Coscinopluera elegans elegans*, autozooecia showing the opesia, scale 100 µm, depth 245.0 m. **I.** *Acoscinopleura fallax*, aperture, scale 20 µm, depth 240.0 m. Paleocene, Danian, Polik IG 1 borehole, Central Poland

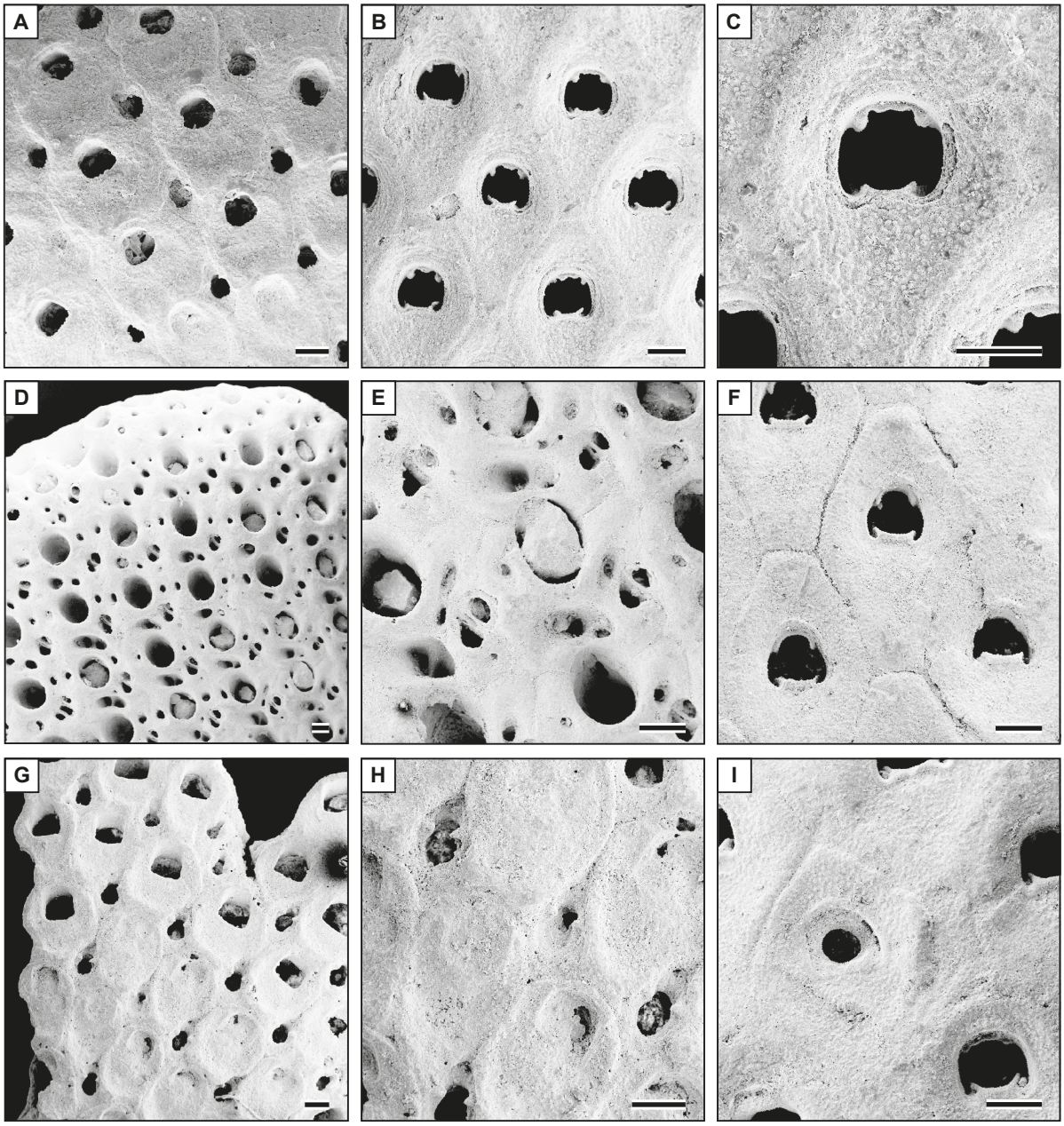


Fig. 18. A. *Lunulites* sp., fragment zniszczonej strony frontalnej kolonii z widoczna krawędzią marginalną, głęb. 250,0 m. **B–C.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, głęb. 255,0 m. **B.** Grupa kompletnych autozoecjów. **C.** Autozoecja pokazujące opesia. **D–E.** *Pavobeisselina munita* (Kade), fragment kolonii pokazujący ułożenie autozooecjów i awikulariów. **E.** Autozoecja otoczone przez awikularia. **F.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, fragment powierzchni zoarium wraz z kenozoecjum. **G–H.** *Lunulites* sp. **G.** Fragment frontalnej części zoarium. **H.** Fragment powierzchni zoarium ukazującej zoecja pokryte płytką kryptocystu. **I.** *Coscinopleura elegans elegans*, fragment powierzchni zoarium z autozoecjami, kenozoecjum i wibracularium. **A–I.** Skala 100 µm. **D–I.** Głęb. 260,0 m. **A–C.** Paleocen, Dan. **D–I.** Kreda, mastrycht. Otwór wiertniczy Polik IG 1, centralna Polska

A. *Lunulites* sp., fragment of the worn zoarial surface, depth 250.0 m. **B–C.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, depth 255.0 m. **B.** A group of the complete autozooecia. **C.** Autozooecia with the large opesia. **D–E.** *Pavobeisselina munita* (Kade), fragment of the colony showing the autozooecia and large avicularia. **E.** Autozooecia surrounded by large avicularia. **F.** *Coscinopleura angusta minor* Voigt, fragment of the zoarial surface and the kenozooecium. **G–H.** *Lunulites* sp. **G.** Fragment of the frontal side of the zoarium. **H.** Fragment zoarial surface showing the cryptocystal closure plate. **I.** *Coscinopleura elegans elegans*, fragment of the zoarial surface showing the autozooecia, kenozooecium and porous vibracularium. **A–I.** Scale 100 µm. **D–I.** Depth 260.0 m. **A–C.** Paleocene, Danian. **D–I.** Cretaceous, Maastrichtian. Polik IG 1 borehole, Central Poland

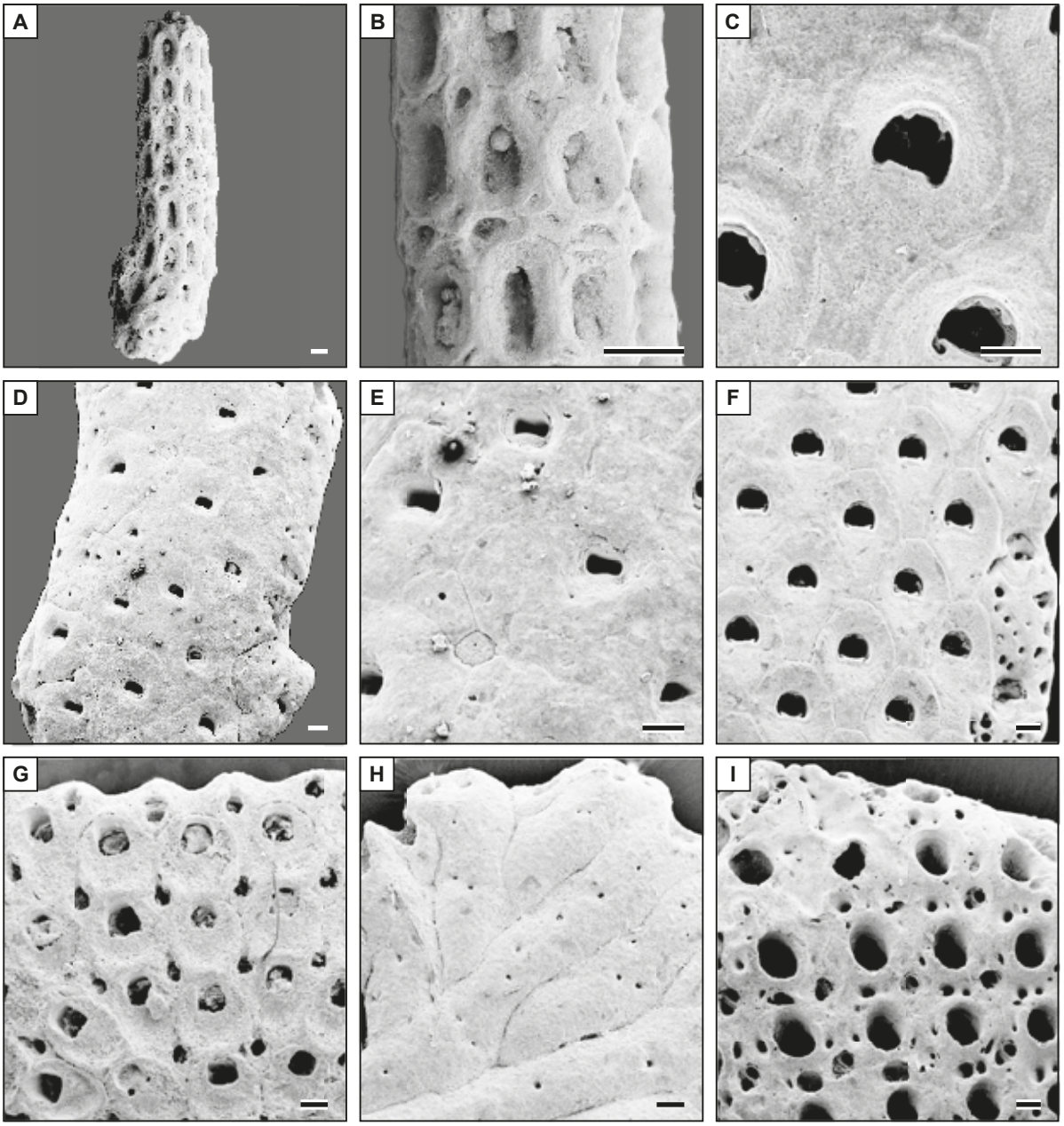


Fig. 19. A–B. *Heteroconopeum* sp. **A.** Fragment cylindrycznej, gałązkowej kolonii. **B.** Fragment powierzchni zoarium ukazującej autozoecja otoczone małymi polimorfami. **A–B.** Skala 200 µm. **C.** *Coscinopleura angusta minor*, fragment powierzchni zoarium, skala 100 µm. **A–C.** Głęb. 270,0 m. **D–E.** *Monticellaria obscura* Voigt. **D.** Fragment powierzchni bilamellarnej kolonii gałązkowej. **E.** Heksagonalne autozooecia i opesia. **F.** *Coscinopleura angusta minor*, grupa autozoecjów okazująca marginalnie położenie wibrakulariów. **G–H.** *Lunulites* sp. **G.** fragment powierzchni zoarium pokazującej ułożenie zoecjów. **H.** Strona bazalna kolonii pokryta rzadkimi porami. **I.** *Pavobeisselina minuta* (Kade), dystalny fragment kolonii ukazujący ułożenie zoecjów i awikulariów. **D–I.** Skala 100 µm, głęb. 265,0 m. Kreda, mastrycht, otwór wiertniczy Polik IG 1, centralna Polska

A–B. *Heteroconopeum* sp. **A.** Fragment of the cylindrical branched zoarium. **B.** Ragment of the zoarial surface showing the autozooecia surrounded by the small polimorphs. **A–B.** Scale 200 µm. **C.** *Coscinopleura angusta minor*, fragment of the zoarial surface, scale 100 µm. **A–C.** Depth 270.0 m. **D–E.** *Monticellaria obscura* Voigt. **D.** Fragment of the bilamellar branched colony. **E.** Hexagonal autozooecia with opesia. **F.** *Coscinopleura angusta minor*, group of autozooecia showing the marginally placed vibracularia. **G–H.** *Lunulites* sp. **G.** Fragment of zoarial surface showing the pattern of the arrangement of zooecia. **H.** Basal wall of the colony covered by the rare pores. **I.** *Pavobeisselina minuta* (Kade), distal tip of the colony showing the arrangement of autozooecia and avicularia. **D–I.** Scale 100 µm, depth 265.0 m. Cretaceous, Maastrichtian, Polik IG 1 borehole, Central Poland

1839), *C. angusta minor* Voigt, 1956, *Lunulites* sp. i *Pavobeisselina oblita* (Kade). Gatunek tu występujący – *C. elegans elegans* (Hagenow, 1839), znany jest z mastrychtu Doliny Środkowej Wisły, a *P. oblita* (Kade) ma dańskie rozprzestrzenienie (zob. Maryańska, 1969). W próbce tej, oprócz rozpoznanego zespołu mszywiołów, stwierdzono także obecność otwornic, zębów ryb, oraz kolce jeżowców.

Ubogą faunę mszywiołów, reprezentowaną przez jeden gatunek – *C. angusta minor* Voigt, 1956, rozpoznano na głęb. 255,0 m. Gatunek ten występuje w utworach danu w Dolinie Środkowej Wisły (Maryańska, 1969). Faunie mszywiołów towarzyszą otwornice, kolce i płytki jeżowców, koprolity oraz nieliczna fauna małżoraczków.

Podobnie na głęb. 250,0 m rozpoznano fragment kolonii z rodzaju *Lunulites* Lamarck, 1916. Z uwagi na stan zachowania rozpoznaną formę włączono do gatunku *Lunulites* sp. Stwierdzono jego podobieństwo do *L. faxensis* (Levinsen), opisanego z danu Danii Wschodniej (Berthelsen, 1962). Zespołowi mszywiołów na głęb. 250,0 m towarzyszą liczne otwornice, małżoraczki, liczne kolce i płytki jeżowców oraz igły gąbek.

Na głęb. 245,0 m występują liczni przedstawiciele rodziny Coscinopleuridae Canu, 1913, m.in. *C. elegant elegant* (Hagenow, 1839), *C. angusta minor* Voigt, 1956 oraz *Acoscinopleura fallax* Voigt, 1956. Rodzina Scorioporidae Gordon, 2002, reprezentowana jest przez gatunek *Beisselinopsis hiltermanni* Voigt, 1951. Rozpoznany był także w mastrychcie górnym Niemiec, występuje też w mastrychcie Belgii i Holandii, w danie Danii i w dańskich eratykach na terytorium Niemiec (Voigt, 1964). Opisany był też przez Voigta (1964) w dano-moncie Boryszewa i Sochczewa, a także z utworów siwaka z Doliny Środkowej Wisły z mastrychtu i danu (Maryańska, 1969). W poziomie tym występuje liczna mikrofauna oraz szczątki płytek liliowców. *B. hiltermanni* jest opisany z utworów mastrychtu i danu z utworów siwaka okolic Puław (Maryańska, 1969).

Przedstawiciele rodziny Coscinopleuridae, jak *C. elegans elegans* (Hagenow, 1839), *C. angusta minor* Voigt, 1956 i *A. fallax* Voigt, 1956, występują licznie na głęb. 240,0 m. Występujące tu gatunki *C. elegans elegans* (Hagenow, 1839) i *A. fallax* rozpoznano w utworach piasków glaukonitowych mastrychtu w Dolinie Środkowej Wisły. Badania mszywiołów z rodzaju *Coscinopleura* były prowadzone przez Berthelsena (1948) z utworów senonu i danu w Danii.

Fragment dychotomicznie rozgałęzionej gałązki, reprezentowanej przez rodzinę należącą do rzędu Cyclostomata – Petaloporidae Gregory, 1899 i gatunek *Cavarinella explicata* Viskova, 1972 wraz z fragmentem zoarium *Lunulites saltholmensis* Berthelsen, 1962, *Frurionella* Canu et Bassler, 1925 oraz *C. angusta minor* Voigt, 1956, zostały rozpoznane na głęb. 235,0 m. *C. angusta minor* Voigt, 1956 występuje w mastrychcie w warstwach piaskowca glaukonitowego i w siwaku w Dolinie Środkowej Wisły (Maryańska, 1969). Faunę towarzyszącą tworzą otwornice, kolce jeżowców, igły gąbek i koprolity. Obecność fauny mszywiołów z rzędu Cyclostomata stwierdzona na tej głębokości stanowi jedyny zapis tej fauny rozpoznanej w otworze Polik IG 1. Gatunek *C. explicata* Viskova, 1972 jest rozpoznany zarówno w mastrychcie Rugii i w północnych Niemczech, jak i w danie Holandii (Tuffeau de Ciply w pobliżu Mons), Krymu, Danii i Szwecji (Voigt, 1987).

Tabela 5

Lista gatunków występujących w poszczególnych utworach kredy i danu otworu wiertniczego Polik IG 1

Distribution of the species recognized in the Cretaceous and Danian sediments in the Polik IG 1 borehole

Głębokość Depth [m]	Rozpoznane taksony Identified taxa
215,0	*Onychocella columella* Voigt, 1962
225,0	*Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839) *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956
230,0	*Onychocella columella* Voigt, 1964
235,0	*Cavarinella explicata* Viskova, 197 *Lunulites saltholmensis* Berthelsen, 1962 *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956 *Frurionella daniensis* Berthelsen, 1962
240,0	*Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839) *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956 *Acoscinopleura fallax* Voigt, 1956
245,0	*Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839) *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956 *Acoscinopleura fallax* Voigt, 1956 *Beissellinopsis hiltermannii* Voigt, 1964
250,0	*Lunulites* sp.
255,0	*Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956
260,0	*Coscinopleura elegans elegans* (Hagenow, 1839) *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956 *Lunulites* sp. *Pavobeisselina oblita* (Kade, 1852)
265,0	*Monticellaria obscura* Voigt, 1987 *Lunulites* sp. *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956 *Pavobeisselina oblita* (Kade, 1852)
270,0	*Heteroconopeum* sp. *Coscinopleura angusta minor* Voigt, 1956

Na głęb. 230,0 m stwierdzono występowanie jednego gatunku przypisanego do *Onychocella columella* Berthelsen.

W próbce z głęb. 225,0 m autorka stwierdziła obecność gatunku *C. angusta minor*, który także występuje w moncie Belgii, dano-moncie Holandii i Belgii, oraz dano-moncie Boryszewa i Sochaczewa (Voigt, 1964). Drugim oznaczonym gatunkiem jest *C. elegans elegans* (Hagenow, 1839). Gatunek ten był opisany z kredy mastrychtu dolnego wyspy Rugii, bardzo często występuje w mastrychcie dol-

nym i górnym Niemiec i Danii (Berthelsen, 1948; Voigt, 1956) oraz w mastrychcie Belgii i Anglii (Maryańska, 1969). Oba te gatunki rozpoznano w mastrychcie piaskowca glaukonitowego i w siwaku w Dolinie Środkowej Wisły (Maryańska, 1969). Fragmentom mszywiołów towarzyszy mikrofauna otwornic oraz człony liliowców i liczne ślimaki, a także kolce jeżowców oraz koprolity.

Obecność niewielkiego fragmentu kolonii z gatunku *Onychocella columella* Berthelsen rozpoznano na głęb. 215,0 m. Gatunek ten był także rozpoznany w danie Holandii, Danii, Szwecji i północnych Niemczech, a także w mastrychcie Rugii (Berthelsen, 1962; Voigt, 1987).

Cześć systematyczna fauny mszywiołów w otworze Polik IG 1 (niecka płocko-warszawska) na podstawie systematyki *Interim classification for Treatise* (Gordon, 2014)

Rząd Cyclostomata Busk, 1852
Podrząd Cancellata Gregory, 1896
Rodzina Petaloporidae Gregory, 1899
Rodzaj *Cavarinella* Marsson, 1887
Cavarinella explicata Viskova, 1972
Rząd Cheilostomata
Podrząd Malacostegina Levinsen, 1902
Nadrodzina Membraniporoidea Busk, 1852
Rodzina Chiplonkarinidae Taylor et Gordon, 2007
Rodzaj *Heteroconopeum* Voigt, 1983
Heteroconopeum sp.
Podrząd Necheilostomina d'Hondt, 1985
Nadrodzina Calloporoidea Norman, 1903
Rodzina Bryopastoridae d'Hondt et Gordon, 1999
Rodzaj *Monticellaria* Voigt, 1987
Monticellaria obscura Voigt, 1987
Nadrodzina Microporoidea Gray, 1848
Rodzina Lunulitidae Gregory, 1893
Lunulites saltholmensis Berthelsen, 1962
Lunulites sp.
Rodzina Onychocellidae Jullien, 1881
Rodzaj *Onychocella* Jullien, 1882
Onychocella columella Voigt, 1962
Nadrodzina Cellarioidea Fleming, 1828
Rodzina Coscinopleuridae Canu, 1913
Rodzaj *Acoscinopleura* Voigt, 1956
Acoscinopleura fallax Voigt, 1956
Rodzaj *Coscinopleura* Marsson, 1887
Coscinopleura elegans elegans (Hagenow, 1839)
Coscinopleura angusta minor Voigt, 1956
Nadrodzina Scorioporoidea Gordon, 2002
Rodzina Scorioporidae Gordon, 2002
Rodzaj *Beisselinopsis* Voigt, 1951
Beisselinopsis hiltermanni Voigt, 1951
Nadrodzina Lepralielloidea Vigneaux, 1949
Rodzina Lepraliellidae Vigneaux, 1949
Rodzaj *Frurionella* Canu et Bassler, 1926
Frurionella daniensis Berthelsen, 1962
Rodzina Tessarodomidea Jullien et Calvet, 1903
Rodzaj *Pavobeisselina* Voigt, 1964
Pavobeisselina oblita (Kade, 1852)

PALEOGEN

Jacek KASIŃSKI, Krzysztof LESZCZYŃSKI

PALEOCEN

Osady paleocenu w północno-zachodniej części niecki mazowieckiej leżą penakordantnie na utworach kredy górnej (Hansen i in., 1989). Są to osady morskie wykształcone w postaci piasków glaukonitowych z fosforytami, zastępowane obocznie przez gezy piaszczyste, ze znaczną domieszką glaukonitu i wkładkami margli. W utworach tych występują szczątki fauny, głównie igły gąbek i kolce jeżowców.

W profilu otworu Polik IG 1 osady paleocenu występują na głęb. 212,5–256,5 m p.p.t. i reprezentują dan. Są wykształcone w postaci gez piaszczystych z glaukonitem i margli ilastych. Skały zawierają igły gąbek oraz bogaty zespół otwornic z *Cibicidoides proprius* Brotzen i *C. succedens* (Brotzen).

Jacek KASIŃSKI

EOCEN

Rozwój transgresji środkowoeoceńskiej doprowadził na przełomie lutetu i bartonu do powstania na omawianym obszarze osadów formacji z Siemienia, wykształconych w strefie litoralnej oraz w środowiskach pływowych i deltowych (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990; Kasiński, Tołkanowicz, 1999) jako 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). Osady te są miejscami wapniste i zawierają nieoznaczalny detrytus fauny mięczaków, ichnoskamie-

niałości, szczątki ryb oraz drobne okruchy zwęglonych roślin. Poprzez obszar obecnego Bałtyku, a częściowo przez płycizny archipelagu rozwiniętego na terenie wyniesień wału śródpolskiego, odbywała się ograniczona wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych, przy czym te ostatnie migrowały z południowego wschodu, co wskazuje na połączenie Oceanu Arktycznego i Oceanu Atlantyckiego przez baseny Niżu Polskiego i Prypeci (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977). Poprzez obszar dzisiejszej Zatoki Botnickiej z północnej Finlandii istniało zapewne połączenie z Oceanem Arktycznym (Knox i in., 2010), w którego litoralnych częściach, w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej, osadzały się utwory bursztynonośne z ziarnami bursztynu transportowanymi ze wschodniego wybrzeża basenu sedymentacyjnego i rozwlekanymi następnie przez prądy wzdłużbrzegowe. 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 otworze Polik IG 1 do eocenu należy najniższa część osadów opisanych w profilu otworu jako oligocen dolny (głęb. 181,0–212,5 m). Ze względu na znaczne podobieństwo litologiczne osadów górnego eocenu i dolnego oligocenu nie jest możliwe jednoznaczne zdefiniowanie tych osadów na podstawie lakonicznych opisów próbek okruchowych.

Jacek KASIŃSKI

OLIGOCEN

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 występuje często transgresywna warstewka żwirku kwarcowego. Osady formacji mosińskiej dolnej są reprezentowane przez szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek, w spągu ze żwirkiem kwarcowym i konkrecjami fosforytowymi.

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

Po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej miał miejsce niewielki epizod transgresywny, kończący sedymentację paleogenu w północno-wschodniej Polsce. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej: drobnoziarniste i mułkowe piaski kwarcowe z glaukonitem, w spągu ze żwirem kwarcowym, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mułki piaszczyste i mułki z glaukonitem.

W otworze wiertniczym Polik IG 1 do oligocenu dolnego należy kompleks mułków i iłów szarozielonych z domieszką piasku, występujący w interwale głęb. 108,0–212,5 m.

Osadzone pierwotnie na utworach paleogeńskich utwory neogenu zostały w rejonie otworu Polik IG 1 usunięte w całości przez erozję czwartorzędową.