WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

JURA ŚRODKOWA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH

Otwór Ciechocinek IG 2 został odwiercony w centralnej części wału środkowopolskiego, na obszarze wału kujawskiego. W jurze obszar ten charakteryzował się znaczną subsydencją, kompensowaną przez sedymentację. Występuje tu pełny profil jury środkowej – od aalenu po kelowej.

Utwory jury środkowej w otworze Ciechocinek IG 2 nie zostały w pełni przewiercone. Otwór został zakończony w piaskowcach aalenu dolnego, na głębokości 1981,0 m. Miąższość nawierconych osadów jury środkowej wynosi 864,5 m. Jest to wartość większa od przewidywanej (680,0 m) oraz wyraźnie większa niż w pobliskich otworach gniewkowskiego segmentu wału kujawskiego (Ciechocinek IG 1 – 462,5 m, Ciechocinek IG 3 – 430,0 m, Konary IG 1 – 237,0 m, Byczyna 1 – 393,5 m).

Przyczyną takiego zróżnicowania miąższości był prawdopodobnie ruch soli cechsztyńskiej w obrębie poduszki solnej Ciechocinka. Przypuszczalnie w jurze środkowej następował odpływ soli z rejonu otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2, w kierunku centralnej (wznoszącej się w tym czasie) części poduszki solnej (otwory Ciechocinek IG 1 i IG 3). Taki kierunek ruchu spowodował zwiększenie przestrzeni akomodacji, a w rezultacie znaczny przyrost miąższości osadu.

Aalen ?dolny. Granica pomiędzy jurą dolną i środkową nie ma precyzyjnej dokumentacji biostratygraficznej. Tradycyjnie jest stawiana na podstawie obserwacji zmian facjalnych w miejscu, gdzie białe drobnoziarniste piaskowce z miką, powstałe w środowisku rzecznym, przechodzą w szare piaskowce o charakterze morskim, z nieliczną mikrofauną otwornicową, małżami i skamieniałościami śladowymi.

Tak wykształcone najstarsze, piaskowcowe utwory płytkomorskie jury środkowej są tradycyjnie uważane za osad wczesnego aalenu. Nie ma jednak dowodów biostratygraficznych dokumentujących dokładnie ich wiek. Jest on przyjmowany jako wczesnoaaleński na podstawie występowania otwornic: *Reinholdella dreheri* (Bartenstein), *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossipatrova, *Verneuilinoides mauriitii* (Terquem) i małżoraczka *Camptocythere* aff. *faveolata* Triebel. Ponadto wiadomo, że osady te leżą poniżej udokumentowanych przez amonity utworów aalenu górnego (poziom *Lu*- dwigia murchisonae) (Znosko, 1957; Dayczak-Calikowska, 1976). Porównując wiek tej transgresji z krzywą eustatyczną Haqa i in. (1988), wydaje się jednak bardziej prawdopodobne, że transgresja dotarła na obszar Kujaw dopiero w dobie murchisonae, czyli z początkiem aalenu górnego. Za przyjęciem takiej koncepcji przemawia fakt, że na schyłek wczesnego aalenu przypada znaczne obniżenie poziomu morza na krzywej eustatycznej (tzw. granica sekwencji pierwszego rzędu), po której dopiero w późnym aalenie nastąpiło wyraźne podniesienie poziomu morza. Znaczącą regresję w tym czasie zaznacza na swojej krzywej również Hallam (1988).

Cały nawiercony profil aalenu ?dolnego w otworze Ciechocinek IG 2 jest wykształcony w postaci piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych, szarych. Miąższość tych nieprzebitych utworów piaskowcowych aalenu wynosi w omawianym otworze 49,0 m i jest nieco większa niż w sąsiednich otworach wiertniczych.

Aalen górny. Utwory aalenu górnego mają odmienne wykształcenie litologiczne. Są to utwory iłowcowe o czarnej barwie, z konkrecjami marglisto-syderytycznymi oraz spirytyzowaną sieczką roślinną. W profilu otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2 nie są one datowane; ich wiek został ustalony na podstawie korelacji z rejonem łęczyckim (Znosko, 1957) oraz antykliną Justynowa (Dayczak-Calikowska, 1976). Wiek osadów na tych obszarach został potwierdzony przez obecność przewodniej fauny amonitowej. Dolna granica aalenu górnego jest tradycyjnie stawiana w miejscu wyraźnej zmiany litologicznej w profilu, z utworów piaskowcowych na iłowcowe. Górna granica jest bardzo niepewna, gdyż przebiega w obrębie miąższego kompleksu iłowcowego. Została ona postawiona w miejscu, od którego obserwuje się stopniowy wzrost wielkości ziarna w osadzie, wskazujący na początkowy etap spłycania się basenu. Tak postawiona granica może być korelowana z maksimum transgresji, czyli powierzchnią maksymalnego zalewu. Na wspomnianej krzywej eustatycznej (Haq i in., 1988) moment ten przypada na przełom aalenu i bajosu.

Miąższość tak wyznaczonych utworów aalenu górnego wynosi w otworze 142,0 m. Jest to wartość znacznie przewyższająca miąższości stwierdzone w innych otworach wiertniczych obszaru gniewkowskiego, a porównywalna z obserwowanymi w segmencie kutnowskim bruzdy kujawskiej (Feldman-Olszewska, 2005). Takie zróżnicowanie miąższości w rejonie Ciechocinka sugeruje przemieszczanie się w tym okresie soli w obrębie poduszki solnej w podłożu.

Bajos dolny. Bajos dolny w rejonie Ciechocinka, podobnie jak na pozostałym obszarze wału kujawskiego, jest dwudzielny. W dolnej części są to utwory iłowcowo-mułowcowo-heterolitowe, w górnej piaskowcowe. Miąższość całego kompleksu wynosi 104,0 m. Również i w tym przypadku przekracza ona zdecydowanie wartości charakterystyczne dla segmentu gniewkowskiego.

Bajos górny. W dotychczasowej stratygrafii jury środkowej Niżu Polskiego *sensu polonico*, bajos górny był nazywany kujawem. Termin ten był stosowany jako jednostka chronostratygraficzna (Kopik, Znosko, 1968). Próba dostosowania polskiego podziału stratygraficznego jury środkowej do standardowego schematu europejskiego (Kopik, 1998) wykazała, że jedynie kujaw dolny i środkowy (bez jego najwyższej części) odpowiadał światowemu ujęciu późnego bajosu, natomiast najwyższa część kujawu środkowego oraz kujaw górny wiekowo odpowiadały już starszej części wczesnego batonu. W niniejszej pracy całkowicie zrezygnowano ze stosowania terminu "kujaw" jako jednostki chronostratygraficznej, a termin "bajos górny" jest używany w znaczeniu ogólnoeuropejskim.

Profil litologiczny bajosu górnego w otworze Ciechocinek IG 2 jest typowy dla obszaru kujawskiego. Zdecydowaną część profilu tworzą łupki ilaste z konkrecjami syderytowomarglistymi oraz niezbyt liczną fauną małżową. Utwory te odpowiadają poziomom *subfurcatum–parkinsoni*. Liczne znaleziska przewodniej fauny amonitowej na obszarze Kujaw dobrze dokumentują wiek tych osadów (Kopik, 1956; Znosko, 1957; Marek, 1961; Ryll, 1970, 1971, 1983). Ich miąższość w badanym otworze wynosi 218,0 m.

Górny odcinek profilu tworzą heterolity i utwory piaskowcowe. Odpowiadają one wydzielanemu w licznych opracowaniach regionalnych poziomowi *schloenbachi*. Ze stosowania tego poziomu (zaproponowanego przez Różyckiego w 1953 r.) należy obecnie zrezygnować (Różycki, 1953 w: Kopik, 1998). Wiek tych piaskowców nie jest też do końca pewny. Kopik (*op. cit.*) koreluje poziom *schloenbachi* z poziomem *convergens* batonu dolnego, jednak badania biostratygraficzne (Barski, 2000), powiązane z badaniami sedymentologicznymi (Feldman--Olszewska, 2005), wskazują, że przynajmniej jego niższa część odpowiada poziomowi *bomfordi* bajosu górnego.

Miąższość kompleksu mułowcowo-piaskowcowego w otworze Ciechocinek IG 2 wynosi 26,0 m, a miąższość całego bajosu górnego – 244,0 m. Jest to wartość porównywalna jedynie z kutnowskim segmentem bruzdy śródpolskiej.

Baton dolny. W niniejszym opracowaniu termin "baton dolny" jest stosowany w znaczeniu ogólnoeuropejskim (obejmuje najwyższą część dawnego poziomu *schloenbachi*, kujaw górny i baton dolny). Rdzeń został pobrany jedynie z dolnego i górnego odcinka profilu. Oba te odcinki charakteryzuje dominacja utworów mułowcowych, z podrzędnymi wkładkami piaskowców. Krzywe geofizyczne wskazują, że w części środkowej (w większości nierdzeniowanej) należy spodziewać się większego udziału skał iłowcowych. Miąższość całego batonu dolnego wynosi 131,0 m.

Jego wiek jest dobrze datowany na podstawie cyst Dinoflagellata (Barski, 2000; patrz rozdz. "Stratygrafia jury środkowej...") oraz na podstawie korelacji z obszarem łęczyckim i kutnowskim, z których uzyskano liczną przewodnią faunę amonitową (Łuniewski, 1947; Kopik, 1956; Marek, 1959; Ryll, 1971, 1973; Feldman-Olszewska, 1997) oraz z równie dobrze datowanym rejonem Szubina (Dadlez, Dembowska, 1965).

Baton środkowy. Profil środkowego batonu został w otworze wiertniczym w całości przerdzeniowany. Jest on wykształcony w postaci przewarstwiających się utworów mułowcowych, heterolitów i piaskowców, co pozwoliło na wykonanie szczegółowej analizy sedymentologicznej (Feldman--Olszewska, 2005; por. rozdz. "Analiza sedymentologiczna").

Łączna miąższość całego kompleksu wynosi 80,0 m, co jest wartością w dalszym ciągu znacznie większą niż wielkości uzyskane w innych otworach wiertniczych z rejonu Ciechocinka (Ciechocinek IG 1 – 41,0 m, Ciechocinek IG 3 – 29,0 m). Jego wiek jest dość precyzyjnie określony na podstawie cyst Dinoflagellata (Barski, 2000; patrz rozdz. "Stratygrafia jury środkowej...").

Baton górny. Utwory batonu górnego w otworze Ciechocinek IG 2 również zostały w znacznym stopniu przerdzeniowane, jednak uzysk rdzenia był niewielki, co utrudniło szczegółową interpretację sedymentologiczną profilu (Feldman--Olszewska, 2005). W dolnym i środkowym odcinku dominują tu piaskowce średnio- i gruboziarniste, stwierdzono również występowanie kilku poziomów zlepieńców.

Pomimo że cały profil batonu w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 był datowany na podstawie cyst Dinoflagellata (Barski, 2000), granicy pomiędzy utworami batonu środkowego i górnego nie można wyznaczyć precyzyjnie, gdyż poziom dinocystowy DSJ16 (= LPD 8) obejmuje górną część batonu środkowego i dolną część batonu górnego. Również amonit *Eohecticoceras discoangulatum* Tsereteli, znaleziony na głębokości 1217,0 m, nie rozwiązuje tego problemu, gdyż zasięg jego występowania obejmuje poziom *bremeri* batonu środkowego oraz poziom *orbis* batonu górnego. Na podstawie obserwacji regionalnych (Feldman-Olszewska, 2005) wydaje się jednak, że w omawianym otworze granicę można korelować z powierzchnią erozyjną (głęb. 1233,9 m), na której następuje drastyczna zmiana facji (fig. 5).

Górna część profilu batonu górnego jest wykształcona jako mułowce, heterolity i bardzo drobnoziarniste piaskowce. Na podstawie cyst Dinoflagellata ich wiek można określić na poziom *discus* batonu górnego (Barski, 2000). Otrzymany wiek jest zgodny z danymi uzyskanymi z rejonu niecki pomorskiej (otwór Lędyczek 2). Profil batonu górnego w tym otworze jest bardzo podobny do profilu z rejonu Ciechocinka. Z serii ilastej kończącej w tym otworze profil batonu pochodzi

szereg amonitów datujących ją na górną część poziomu *discus* (Dadlez, Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1977).

Miąższość batonu górnego w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 wynosi 98,5 m.

Kelowej. Utwory keloweju w zdecydowanej większości zostały przewiercone bezrdzeniowo. Jego dolna granica została wyznaczona na podstawie krzywych geofizycznych na głębokości 1132,5 m. Rdzeń został pobrany jedynie z przystropowych 3 m profilu. Stwierdzono występowanie piaskowców drobnoziarnistych, silnie wapnistych, z glaukonitem. Na podstawie analizy krzywych geofizycznych zinterpretowano, że niższe osady keloweju są wykształcone podobnie, jako piaskowce wapnisto-dolomityczne.

Utwory tego samego typu są dobrze datowane na podstawie przewodnich amonitów na wczesny–późny kelowej (poziom *athleta*) na obszarze Szubina (Dayczak-Calikowska, 1959) i południowo-wschodniej części niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1977). Należy więc przypuszczać, że w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 są one podobnego wieku.

Granica jury środkowej i górnej została uchwycona w rdzeniu. Pomiędzy opisanymi piaskowcami a wapieniami oksfordu występuje 30 cm warstwa mułowca marglistego, ciemnoszarego, z nagromadzeniem dużych belemnitów ułożonych poziomo i fragmentem amonita *Proplanulites* sp. Stwierdzono w nim również obfite występowanie glaukonitu (Maliszewska, por. rozdz. "Wyniki badań petrograficznych"). Mułowiec ten należy korelować z warstwą bulastą, występującą na rozległych obszarach Niżu Polskiego, na granicy keloweju i oksfordu.

Miąższość utworów keloweju w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 wynosi 16,0 m.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

ANALIZA SEDYMENTOLOGICZNA

Utwory jury środkowej w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 były rdzeniowane w 70%, przy czym uzysk rdzenia wyniósł 91%. Uzyskany materiał rdzeniowy, razem z pobranym z 9 innych otworów wiertniczych z regionu Kujaw, stanowił bardzo dobry materiał wyjściowy do rozpoznania środowisk sedymentacji, wykonanego na wspomnianym obszarze w ramach pracy doktorskiej (Feldman-Olszewska, 2005). Jednym z podstawowych narzędzi badawczych była analiza sedymentologiczna osadów, w trakcie której dokładnie opisano rdzenie wiertnicze. Każdy rdzeń był analizowany warstwa po warstwie. W każdym opisie uwzględniano następujące cechy: litologię skały, miąższość kompleksu, charakter granicy spągowej i stropowej, wielkość ziarna określaną na podstawie obserwacji makroskopowej oraz lupy, barwę, charakter spoiwa, pierwotne struktury sedymentacyjne, dodatkowe elementy litologiczne (takie jak: obecność klastów, otoczaków, syderytów i węgli), obecność szczątków flory i fauny, skamieniałości śladowych oraz stopień bioturbacji. Ponadto sklasyfikowano oraz opisano zaobserwowane ichnorodzaje i ichnogatunki skamieniałości śladowych. Wszystkie zebrane dane wraz z ich interpretacją środowiskową umieszczono na zbiorczym profilu sedymentologicznym (fig. 5A, 5B¹). Typowe litofacje oraz skamieniałości śladowe przedstawiono na figurach 6-8.

Aalen dolny (głęb. 1932,0–1981,0 m). Otwór wiertniczy Ciechocinek IG 2 nie osiągnął spągu jury środkowej i został zatrzymany w utworach aalenu ?dolnego. Przewiercone utwory są reprezentowane głównie przez piaskowce, z nielicznymi wkładkami mułowcowymi. Rdzeń pobrano z 6 m odcinka kończącego otwór (1975,0–1981,0 m) oraz z odcinka górnego (głęb. 1938,0–1959,5 m) (fig. 5B). Najniżej pobrany rdzeń jest wykształcony w postaci piaskowców bardzo drobnoziarnistych oraz heterolitów o warstwowaniu falistym, z licznym rozproszonym pyłem węglistym. Licznie występują tu jamki *Diplocraterion parallelum* Torell, a w heterolicie również *Skolithos* isp. oraz *Planolites* isp. Miejscami skała jest silnie zbioturbowana. W środkowym odcinku rdzenia występuje ponadto 1,6 m pakiet piaskowców o warstwowaniu smużystym, w którym pomiędzy smużkami iłu obserwuje się przeciwstawnie ułożone warstwowanie zmarszczkowe (o charakterze jodełkowym małej skali) (fig. 6G).

W występującym wyżej 21,5 m odcinku rdzeniowanym są obecne dwa cykle piaskowcowe o ziarnie malejącym ku górze. Każdy rozpoczyna się ostrą granicą spągową. Poniżej starszego cyklu nawiercono ponadto silnie zbioturbowany piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, ciemnoszary, z rozproszonym pyłem węglistym, kończący jeszcze starszy, nieprzewiercony cykl sedymentacyjny.

Starszy cykl (głęb. 1945,5–1956,8 m) rozpoczynają piaskowce średnioziarniste, białe, o spoiwie krzemionkowym i warstwowaniu przekątnym dużej skali, zastępowanym ku górze przez warstwowanie przekątne niskokątne, a następnie równoległe. Ku górze pojawiają się piaskowce i heterolity o warstwowaniu falistym (fig. 7E), ciemnoszare, z rozproszonym pyłem węglistym, wyżej szare, z uwęglonymi fragmentami roślin oraz sieczką roślinną, śladami spoczynku małży i szczelinami synerezyjnymi. Są one zbioturbowane, miejscami dość silnie; obecne są tu *Planolites* isp. oraz *Diplocraterion parallelum* Torell. Piaskowce i heterolity są ścięte od góry przez jaśniejsze piaskowce o warstwowaniu zmarszczkowym, przechodzącym ku górze w laminację równoległą (fig. 6E), ze *Skolithos linearis* Haldemann, a następnie w warstwowanie faliste z *Bergaueria major* Palij (fig. 8G). Cykl kończy 5 m bardzo

¹ Figury 5A i 5B znajdują się pod opaską na końcu książki

drobnoziarnistych piaskowców o warstwowaniu zmarszczkowym, często o charakterze jodełkowym. W środkowym odcinku zanotowano ślad ucieczki małża o długości 15 cm.

Cykl wyższy (głęb. 1938,0–1945,5 m) rozpoczynają piaskowce średnioziarniste, przechodzące ku górze w drobnoziarniste, jasnoszare, o warstwowaniu przekątnym dużej skali, z uwęglonymi fragmentami roślin. Wyżej pojawiają się, oddzielone ostrą powierzchnią, silnie zbioturbowane piaskowce barwy szarej i ciemnoszarej, następnie przechodzące stopniowo w heterolity o warstwowaniu falistym z *Planolites* isp.

Zawartość węglanu wapnia w piaskowcach aalenu dolnego we wszystkich, bardzo licznych badanych próbkach wynosiła 0,8% (fig. 9), natomiast zawartość węgla organicznego pomierzona w trzech próbkach mieściła się w granicy 0,6–0,9% (fig. 10).

Utwory aalenu dolnego zostały w całości zinterpretowane jako bardzo płytkie osady morskie strefy brzegowej. Występujące w dolnych odcinkach cykli piaskowce o warstwowaniu przekątnym dużej skali wskazują na środowisko wysokoenergetyczne dolnego reżimu przepływu. Utwory te powstały prawdopodobnie w obrębie kanałów prądowych lub pływowych. Występujące ponad nimi piaskowce o ziarnie coraz drobniejszym ku górze oraz warstwowaniu równoległym, a następnie falistym i zmarszczkowym sugerują stopniowe wypełnianie kanału osadem niesionym przez prądy o coraz słabszej sile. Natomiast piaskowce o warstwowaniu falistym i z licznymi śladami Diplocraterion parallelum Torell, występujące głównie w najniższym odcinku profilu, zostały uznane za osady strefy międzypływowej. Na podstawie interpretacji sedymentologicznej rdzeni wiertniczych z różnych otworów na Kujawach (Feldman-Olszewska, 2005) oraz analizy rozkładu regionalnego tych utworów w całym basenie Niżu Polskiego (Feldman-Olszewska, 1998), autorka zasugerowała interpretację tych utworów jako wypełnienia estuarium w znaczeniu określonym przez Dalrymple i in. (1992), czyli jako wypełnienia wciętej doliny zalanej przez morze. Przyjmując taką interpretację, najniższy rdzeniowany odcinek profilu (głęb. 1975,0-1981,0 m) reprezentowałby równię międzypływową piaszczystą i mieszaną, natomiast odcinek wyższy (głęb. 1938,0-1959,5 m) - ujście estuarium.

Aalen górny (głęb. ?1790,0-1932,0 m). Granica pomiędzy aalenem dolnym i górnym nie została uchwycona w rdzeniu, jednak pozostała część bardzo miąższych osadów aalenu górnego (głęb. 1790,0–1920,0 m) była rdzeniowana (fig. 5B). Zasadniczą część profilu tworzą bezstrukturalne łupki ilaste czarne, z kulistymi, rzadziej soczewkowatymi konkrecjami marglisto-syderytycznymi oraz nielicznymi skorupkami małży. Od głębokości 1896,2 m stopniowo pojawiają się pojedyncze soczewki pyłowca, a następnie iłowce przechodzą w mułowce o warstwowaniu soczewkowym. Wyżej opisane litofacje pojawiają się stopniowo w odwróconej kolejności, aż do głębokości 1886,2 m, na której powraca sedymentacja łupków ilastych. W warstwowanych utworach mułowcowych występuje muskowit oraz niezbyt liczne skamieniałości śladowe: Chondrites targionii (Brongniart), Planolites isp. i Terebellina isp.

Podobny typ osadu pojawia się ponownie na głębokości 1841,1–1878,2 m (fig. 5B). Początkowo w iłowcach stopniowo pojawiają się soczewki pyłowcowe, a następnie laminacja soczewkowa. Wyżej występują mułowce o warstwowaniu soczewkowym, a na głębokości 1843,8-1844,6 m heterolity o warstwowaniu falistym i soczewkowym. Licznie występuje tu muskowit, pojawiają się uwęglone fragmenty flory i skorupki małży. Na głębokości 1841,1-1858,0 m są obecne również skamieniałości śladowe: Terebellina isp. (fig. 8B), Chondrites isp. (fig. 8B), Planolites isp., Planolites beverlevensis (Billings), Asterosoma isp. i Palaeophycus herberti ((Saporta). Sedymentacja mułowców kończy się gwałtownie na głębokości 1841,1 m utworami całkowicie zbioturbowanymi przez Chondrites targionii (Brongniart). Powyżej następuje powrót sedymentacji łupków ilastych. W większości są one pozbawione fauny, miejscami spotyka się tylko pojedyncze skorupki małży.

Z licznych próbek badanych na zawartość $CaCO_3$ tylko w jednej próbce mułowca z głębokości 1856,7 m przekracza ona 10% (fig. 9). Zawartość węgla organicznego w łupkach aalenu górnego wynosi 4,8–11,6% (fig. 10), przy czym maksymalną wartość osiąga na głębokości 1840,0 m.

Bezstrukturalne hupki ilaste zostały osadzone w środowisku przybrzeża głębszego, poniżej sztormowej podstawy falowania. Badania paleoekologiczne otwornic oraz geochemiczne wskazują, że sedymentacja odbywała się w środowisku silnie dysoksycznym (Feldman-Olszewska, 2005). Pojawianie się laminacji pylastej, a następnie warstwowania soczewkowego, jest wskaźnikiem lekkiego spłycania się zbiornika sedymentacyjnego. Izolowane laminy pylaste są prawdopodobnie wynikiem działalności niskogęstościowych prądów turbidytowych o bardzo niskich prędkościach (Wignall, 1994, s. 7). Warstwowanie soczewkowe wskazuje natomiast na coraz częstsze okresy dostawy materiału o grubszym ziarnie, przerywające okresy spokojnej sedymentacji z zawiesiny.

Bajos dolny (głęb. 1686,0–?1790,0 m; w rdzeniu 1689,2 –?1790,0 m). Podobnie wykształcone są najstarsze utwory bajosu dolnego. Są to łupki ilaste, w których na głębokości 1775,0–1790,0 m ponownie stopniowo ku górze coraz liczniej pojawiają się pojedyncze soczewki pyłowcowe o grubości 1 mm. Łupki ilaste bajosu dolnego mają taką samą genezę jak łupki aalenu górnego. Granica pomiędzy górnym aalenem a dolnym bajosem jest niepewna. Jak już wspomniano, została ona postawiona w miejscu pojawienia się soczewek pyłowcowych, wskazujących na początek spłycania się basenu.

Powyżej, od głęb. 1775,0 m, występuje 31 m odcinek nierdzeniowany. Krzywe geofizyczne wskazują, że są to utwory iłowcowe, ku górze stopniowo przechodzące w mułowce. Pełny rdzeń został natomiast pobrany ze środkowego i górnego odcinka bajosu dolnego (głęb. 1689,2–1744,0 m); udokumentowane jest również przejście do bajosu górnego (fig. 5B).

Na głębokości 1707,3–1744,0 m przeważają mułowce o warstwowaniu soczewkowym z soczewkami laminowanymi oraz heterolity o warstwowaniu falistym. W obrębie heterolitów występują ponadto wkładki piaskowcowe o warstwowaniu przekątnym niskokątnym; prawdopodobnie jest to war-



Fig. 6. Skala liniowa – 4 cm. **A.** Piaskowiec o warstwowaniu przekątnym niskokątnym (prawdopodobnie warstwowanie kopułowe); głęb. 1655,0–1661,0 m, rdz. 4,4–4,65 m; bajos górny. **B.** Piaskowiec o warstwowaniu falistym, z wkładką piaskowca o warstwowaniu przekątnym niskokątnym; głęb. 1477,0–1488,0 m, rdz. 11,1–11,3 m; bajos górny. **C.** Piaskowiec o warstwowaniu przekątnym dużej skali, o stałym nachyleniu warstw; głęb. 1170,0–1176,0 m, rdz. 2,65–2,95 m; baton górny. **D.** Piaskowiec o warstwowaniu przekątnym dużej skali, o zmiennym nachyleniu warstw; głęb. 1170,0–1176,0 m, rdz. 2,65–2,95 m; baton górny. **D.** Piaskowiec o warstwowaniu przekątnym dużej skali, o zmiennym nachyleniu warstw; głęb. 1170,0–1176,0 m, rdz. 1,5–1,75 m; baton górny. **E.** Piaskowiec o warstwowaniu poziomym, ku dołowi przechodzącym w zmarszczkowe; głęb. 1947,5–1953,4 m, rdz. 2,95–3,1 m; aalen ?dolny. **F.** Piaskowiec o warstwowaniu poziomym, z pionowym śladem *Diplocraterion* isp.; głęb. 1303,5–1315,0 m, rdz. 1,0–1,1 m; baton środkowy. **G.** Piaskowiec o warstwowaniu zmarszczkowym o charakterze jodełkowym małej skali; głęb. 1975,0–1981,0 m, rdz. 2,25–2,4 m; aalen ?dolny. **H.** Piaskowiec wapnisty, glaukonitowy, z pionowymi jamkami *Skolithos* isp., ku górze przechodzący w margiel glaukonitowy; głęb. 1114,0–1119,0 m, rdz. 2,8–2,95 m; kelowej

Linear scale – 4 cm. A. Sandstone with low angle cross bedding (probably hummocky cross stratification); depth 1655,0 + (4,4–4,65) m; Upper Bajocian. B. Sandstone with wavy bedding and intercalation of sandstone with low angle cross bedding; depth 1477,0 + (11,1–11,3) m; Upper Bajocian. C. Sandstone with cross bedding (constant inclination of laminae); depth 1170,0 + (2,65–2,95) m; Upper Bathonian. D. Sandstone with cross bedding (variable inclination of laminae); depth 1170,0 + (2,65–2,95) m; Upper Bathonian. D. Sandstone with cross bedding (variable inclination of laminae); depth 1170,0 + (1,5–1,75) m; Upper Bathonian. E. Sandstone with parallel bedding and ripple bedding to the bottom; depth 1947,5 + (2,95–3,1) m; ?Lower Aalenian. F. Sandstone with parallel bedding and *Diplocraterion* isp.; depth 1303,5 + 1,0–1,1 m; Middle Bathonian. G. Sandstone with ripple (herringbone type of minor scale) bedding; depth 1975,0 + (2,25–2,4) m; ?Lower Aalenian. H. Calcareous, glauconitic sandstone with vertical burrows of *Scolithos* isp., at the top glauconitic marl; depth 1114,0 + (2,8–2,95) m; Callovian

stwowanie kopułowe. Licznie występuje tu muskowit, szczeliny synerezyjne, pogrązy oraz skamieniałości śladowe: Planolites isp., Planolites beverleyensis (Billings) i Chondrites targionii (Brongniart). Skały w większości wykazują średni lub mały stopień bioturbacji. Zarówno obserwowane struktury sedymentacyjne, jak i skamieniałości śladowe wskazują, że są to utwory strefy przejściowej, osadzone pomiędzy sztormową a normalną podstawą falowania (Feldman-Olszewska, 2005). Utwory te świadczą o występujących naprzemian warunkach spokojnych, podczas których następowała depozycja z zawiesiny, oraz okresów słabej dostawy materiału grubszego w warunkach przepływu słabego prądu, podczas którego na podłożu mułowym tworzą się izolowane riplemarki (Gradziński i in., 1986, s. 154). Przemieszczanie materiału grubszego w głąb basenu jest prawdopodobnie związane ze wzburzeniem osadu na obszarach płytszych podczas okresów sztormowych. Wynikiem bardzo silnych sztormów są natomiast wkładki piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych, charakteryzujące się ostrą granicą spągową, warstwowaniem przekątnym niskokątnym w dolnej części, przechodzącym ku górze w warstwowanie faliste. W górnym odcinku tych wkładek następuje stopniowy wzrost udziału materiału drobnoziarnistego i przejście z powrotem w mułowce o warstwowaniu soczewkowym, co jest związane z powolnym zanikaniem warunków sztormowych.

W środkowej części opisywanego fragmentu profilu, na głębokości 1714,3–1720,0 m, pojawiają się iłowce o laminacji soczewkowej ze spirytyzowanymi fragmentami roślin oraz wkładką syderytu; brak w nich skamieniałości śladowych. Ich genezę należy wiązać z pogłębieniem się zbiornika sedymentacyjnego do głębokości poniżej sztormowej podstawy falowania. Ku górze łupki ponownie przechodzą w opisane już mułowce, a następnie heterolity i piaskowce o warstwowaniu falistym, z licznymi śladami *Planolites* sp. i *Planolites beverleyensis* (Billings). Przejścia pomiędzy poszczególnymi litofacjami w opisanym odcinku rdzenia są zazwyczaj stopniowe. Środowisko sedymentacji tych utworów jest związane z głębokościami pomiędzy sztormową a normalną podstawą falowania (strefa przejściowa), a następnie z głębokościami w pobliżu i nieco powyżej normalnej podstawy falowania (dolne przybrzeże płytsze).

Mułowce tego odcinka bajosu dolnego wykazują kilkuprocentową zawartość CaCO₃, natomiast we wkładkach piaskowcowych stwierdzono wapnistość w granicach 20% (fig. 9) oraz dolomityczność.

Powyżej ostrej granicy na głębokości 1707,3 m następuje zmiana charakteru sedymentacji. Początkowo pojawiają się piaskowce drobnoziarniste, z muskowitem i spoiwem krzemionkowo-ilastym. Obserwowane w nich struktury sedymentacyjne ulegają częstej zmianie, szczególnie w najniższym odcinku. Są to liczące 10-30 cm miąższości pakiety o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, falistym, przekątnym dużej skali, zmarszczkowym, równoległym (fig. 5B). Przejścia pomiędzy poszczególnymi litofacjami zazwyczaj są ostre. Od głębokości 1702,0 m stopniowo wzrasta w piaskowcach domieszka ziaren średnich; piaskowce stają się masywne, z nielicznymi przewarstwieniami mułowca o grubości 0,5-1,0 cm. Na głębokości 1700,5-1703,5 m pojawiają się jamki Palaeophycus isp. oraz Palaeophycus herberti (Saporta). Wyżej, w piaskowcach średnioziarnistych, występuje warstwowanie przekątne dużej skali, miejscami słabo widoczne, z nielicznymi Palaeophycus isp. W najwyższym metrze obserwuje się stopniowo coraz większą domieszkę ziarna drobnego. Ponadto na głębokości 1694,0-1695,3 m obecne są rozproszone w skale dobrze obtoczone otoczaki piaskowca, o wielkości do 1,5 cm, a na głębokości 1693,05-1693,5 m dwie wkładki piaskowca bardzo drobnoziarnistego, kwarcowego, o granicach erozyjnych. Cały kompleks piaskowcowy jest ścięty od góry powierzchnią erozyjną, wyznaczającą granicę bajosu dolnego i górnego. Opisane powyżej utwory piaskowcowe charakteryzują strefę głębokościową wyraźnie powyżej podstawy falowania, reprezentującą środkowe i górne przybrzeże płytsze (Feldman-Olszewska, 2005).

Utwory piaskowcowe tej części profilu bajosu dolnego są praktycznie bezwapniste; zawartość CaCO₃ wykazuje zmienność w granicach 0–0,8% (fig. 9). TOC w utworach bajosu dolnego nie badano.

Bajos górny (głęb. 1442,0-1686,0 m; w rdzeniu 1445,1 -1689,2 m). Dolna granica bajosu górnego została uchwycona w rdzeniu (fig. 5B). Jest to granica erozyjna, ścinająca piaskowce średnioziarniste, powyżej której występuje 0,1 m piaskowca bardzo drobnoziarnistego, zlewnego. Przechodzi on szybko w 0,1 m warstwę mułowca piaszczystego z otoczakami piaskowca bardzo drobnoziarnistego o wielkości 2-5 cm, a następnie w łupek ilasty, z kulistymi konkrecjami marglisto-syderytycznymi, miejscami o laminacji soczewkowej oraz z pojedynczymi soczewkami pyłowca o grubości do 0,5 cm. W najniższym odcinku obecne są skamieniałości śladowe Chondrites targionii (Brongniart) oraz Planolites beverleyensis (Billings), a także spirytyzowane fragmenty roślin. Obecność wspomnianych skamieniałości śladowych oraz lamin pyłowcowych dowodzi, że chociaż utwory te zostały osadzone poniżej podstawy falowania, w strefie przybrzeża głębszego, to przynajmniej okresowo wody denne były lepiej natlenione niż podczas sedymentacji łupków aalenu i bajosu dolnego. Dla tych utworów sugerowane jest środowisko słabo dysoksyczne (Feldman-Olszewska, 2005).

Rdzeń z utworów bajosu górnego został pobrany bardzo nierównomiernie. Jego dolna i środkowa część były rdzeniowane wyrywkowo, natomiast z części górnej (głęb. 1445,1-1498,0 m) został pobrany pełny rdzeń. Krzywe geofizyczne wskazują, że odcinek dolny i środkowy tworzą w przeważającej mierze iłowce, z kilkoma wkładkami piaskowcowo--mułowcowymi. Rdzenie pobrane z tej części (głęb. 1640,0-1672,5; 1587,0-1611,5; 1540,0-1545,0; fig. 5A, B) pozwalają jedynie na zorientowanie się w charakterze występujących skał. Utwory iłowcowe są bezstrukturalne lub o laminacji soczewkowej, czarne lub ciemnoszare, ze spirytyzowaną sieczką roślinną, kulistymi konkrecjami marglisto-syderytycznymi oraz nielicznymi małżami, najczęściej Bositra buchii Roemer. Iłowce laminowane pyłowcem są w większości przypadków interpretowane jako osad powstały w środowisku słabo dysoksycznym. Dla iłowców bezstrukturalnych pozbawionych fauny, ale zawierających spirytyzowaną sieczkę roślinną, sugerowane jest natomiast bardzo słabe natlenienie wód dennych i środowisko silnie dysoksyczne.

W niektórych przypadkach w rdzeniach uchwycono również utwory piaskowcowe, co pozwoliło na określenie charakteru przejść pomiędzy iłowcami a nimi. W tych przypadkach zawsze obserwuje się stopniowy wzrost wielkości ziarna oraz coraz większy udział materiału piaszczystego ku górze. Następuje stopniowe przejście od iłowców bezstrukturalnych, przez iłowce o laminacji soczewkowej i mułowce o warstwowaniu soczewkowym (fig. 7C), do heterolitów o warstwowaniu falistym (fig. 7D), a następnie piaskowców o warstwowaniu przekątnym niskokątnym (fig. 6A), a niekiedy również smużystym (fig. 7F). W obrębie heterolitów spotyka się wkładki piaskowców bardzo drobnoziarnistych o miąższości ok. 1 m, o warstwowaniu przekątnym niskokątnym. W mułowcach i heterolitach licznie występuje muskowit, szczeliny synerezyjne, uwęglona sieczka roślinna oraz Planolites beverleyensis (Billings) (fig. 8J). W jednym przypadku w heterolicie stwierdzono obecność Gyrochorte comosa Heer, a w piaskowcu ślad ucieczki małża. Stropowa granica piaskowców w obserwowanym materiale rdzeniowym jest zawsze ostra (fig. 5A, B). Utwory te, podobnie jak w przypadku bajosu dolnego, są interpretowane jako powstałe w strefie przejściowej oraz w dolnym przybrzeżu płytszym. Czasami, na podstawie korelacji z innymi otworami wiertniczymi regionu kujawskiego, dla stropowych partii cyklu jest sugerowane środowisko środkowego przybrzeża płytszego (Feldman-Olszewska, op. cit.).

Zawartość węglanu wapnia zarówno w mułowcach, jak i piaskowcach tej części profilu bajosu górnego zawiera się w granicach kilku procent, poza jedną próbką piaskowcową z głębokości 1543,2 m, w której wyniosła 19% (fig. 9). Zawartość węgla organicznego w iłowcowo-mułowcowych utworach bajosu górnego (dolny i środkowy odcinek profilu) waha się w granicach 3,4–4,9% (fig. 10).

Górny odcinek bajosu górnego, głęb. 1445,1–1498,0 m, został całkowicie przerdzeniowany, a uzysk rdzenia wyniósł 100%. Obserwuje się tu dwa cykle sedymentacyjne o normalnej gradacji ziarna: pierwszy obejmuje odcinek 1485,45– 1498,0 m a drugi 1445,1–1485,45 m (fig. 5A). Oba cykle rozpoczynają mułowce o warstwowaniu i laminacji soczewkowej, z muskowitem, soczewkami syderytowymi, nieliczną spirytyzowaną sieczką roślinną oraz nielicznymi małżami. Na głębokości 1497,7 m stwierdzono występowanie amonita *Parkinsonia* sp. Utwory drobnoziarniste stopniowo przechodzą ku górze w heterolity o warstwowaniu falistym, w obrębie

Fig. 7. Skala liniowa – 4 cm. **A.** Zlepieniec śródformacyjny, o spoiwie piaskowcowym; otoczaki piaskowcowe dobrze obtoczone, zazwyczaj kuliste, o wielkości 0,5–1,0 cm, rzadko do 3,0 cm; głęb. 1215,0–1221,0 m, rdz. 2,7–2,9 m; baton górny. **B.** Iłowce ciemnoszare, z pojedynczymi soczewkowymi laminami pyłowca; głęb. 1417,0–1428,0 m, rdz. 9,0–9,15 m; baton dolny. **C.** Mułowiec o warstwowaniu soczewkowym; większe soczewki laminowane, z pogrązami; nieliczne *Planolites* isp.; głęb. 1587,0–1592,0 m, rdz. 0,6–0,8 m; bajos górny. **D.** Heterolit równoskladnikowy o warstwowaniu falistym i soczewkowym; głęb. 1655,0–1661,0 m, rdz. 5,2–5,4 m; bajos górny. **E.** Piaskowiec o warstwowaniu falistym; głęb. 1947,5–1953,4 m, rdz. 3,5–3,7 m; aalen ?dolny. **F.** Piaskowiec o warstwowaniu smużystym; głęb. 1655,0–1661,0 m, rdz. 0,6–0,8 m; bajos górny

Linear scale -4 cm. **A.** Intraformational conglomerate with sandy matrix; sandstone pebbles, well rounded, usually spherical, 0,5–1,0 cm in size, rarely up to 3,0 cm; depth 1215,0 + (2,7–2,9) m; Middle Bathonian. **B.** Shales, dark grey, with single silt laminae; depth 1417,0 + (9,0–9,15) m; Lower Bathonian. **C.** Mudstone with lenticular bedding with laminar bigger lenses and load casts; rare *Planolites* isp.; depth 1587,0 + (0,6–0,8) m; Upper Bajocian. **D.** Heterolith with wavy and lenticular bedding; depth 1655,0 + (5,2–5,4) m; Upper Bajocian. **E.** Sandstone with wavy bedding; depth 1947,5 + (3,5–3,7) m; 2Lower Aalenian. **F.** Sandstone with fleser bedding; depth 1655,0 + (0,6–0,8) m; Upper Bajocian

С









G

Fig. 8. Skala liniowa – 4 cm. A. Asterosoma isp.; głęb. 1262,0–1274,0, rdz. 6,5–6,6 m; baton środkowy. B. Mułowiec silnie zbioturbowany przez liczny *Chondrites targionii* (Brongniart), z nielicznymi *Terebellina* isp. (biała strzałka); głęb. 1849,0–1854,7 m, rdz. 3,35–3,5 m; aalen górny. C. *Ophiomorpha* isp.; głęb. 1215,0–1221,0 m, rdz. 2,3–2,5 m; baton górny. D. *Thalassinoides* isp.; głęb. 1303,5–1315,0 m, rdz. 3,8 m, widok z góry; baton środkowy. E. Heterolit z *Skolithos* isp. (biała strzałka), *Planolites* isp. (czarna strzałka); głęb. 1488,0–1498,0 m, rdz. 3,5–3,75 m; bajos górny. F. Liczne przekroje poprzeczne przez *Palaeophycus* isp.; głęb. 1239,0–1250,0 m, rdz. 7,7–7,85 m; baton środkowy. G. *Bergaueria major* Palij; głęb. 1947,5–1953,4 m, rdz. 2,6–2,85 m; aalen dolny. H. *Rosselia socialis* Dahmer; głęb. 1450,0–1461,0 m, rdz. 5,6–5,8 m; bajos górny. I. *Diplocraterion parallelum* Torell; głęb. 1291,5–1303,5 m, rdz. 8,15–8,4 m; baton środkowy. J. Heterolit równoskładnikowy z *Planolites beverleyensis* (Billings); głęb. 1587,0–1592,0 m, rdz. 4,3–4,55 m; bajos górny

Linear scale – 4 cm. A. *Asterosoma* isp.; depth 1262,0 + (6,5–6,6) m; Middle Bathonian. B. Strongly bioturbated mudstone with numerous *Chondrites tar-gionii* (Brongniart) and rare *Terebellina* isp.; (white arrow); depth 1849,0 + (3,35–3,5) m; Upper Aalenian. C. *Ophiomorpha* isp.; depth 1215,0 + (2,3–2,5) m; Upper Bathonian. D. *Thalassinoides* isp.; depth 1303,5 + 3,8 m; Middle Bathonian. E. Heterolith with *Skolithos* isp. (white arrow), *Planolites* isp. (black arrow); depth 1488,0 + (3,5–3,75) m; Upper Bajocian. F. Numerous cross-sections of *Palaeophycus* isp.; depth 1239,0 + (7,7–7,85) m; Middle Bathonian. G. *Bergaueria major* Palij; depth 1947,5 + (2,6–2,85) m; ?Lower Aalenian. H. *Rosselia socialis* Dahmer; depth 1450,0 + (5,6–5,8) m; Upper Bajocian. I. *Diplocraterion parallelum* Torell; depth 1291,5 + (8,15–8,4) m; Middle Bathonian. J. Heterolith z *Planolites beverleyensis* (Billings); depth 1587,0 + (4,3–4,55) m; Upper Bajocian

których spotyka się kilkudziesięciocentymetrowe wkładki piaskowców o warstwowaniu przekątnym niskokątnym (fig. 6B), interpretowanym jako warstwowanie kopułowe (*hummocky cross stratification*). Na głębokości 1477,85–1479,1 m występują ponadto bardzo silnie zbioturbowane utwory piaskowcowo-mułowcowe; pierwotnie prawdopodobnie były to heterolity. Zarówno w mułowcach, jak i przekładańcach obydwu cykli obecne są liczne skamieniałości śladowe: *Chondrites targionii* ((Brongniart), *Planolites* isp. i *Terebellina* isp., a w przekładańcach także *Skolithos* isp. (fig. 8E), *Asterosoma* isp. oraz *Palaeophycus* isp.

<

Niższy cykl kończy 6 m kompleks piaskowców drobnoziarnistych (głęb. 1485,45–1490,5 m). W najniższej części są to piaskowce masywne, z pojedynczymi przesmużeniami ilastymi, wyżej na przemian o warstwowaniu zmarszczkowym, falistym i laminacji równoległej. W stropie pojawia się warstwowanie przekątne niskokątne.

Drugi cykl ma znacznie bardziej miąższy (26,7 m) człon piaskowcowy (głęb. 1445,1-1471,8 m). Są to piaskowce drobnoziarniste, podrzędnie bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, rzadziej szare, w dolnym odcinku z muskowitem, bardzo często bezstrukturalne, lecz miejscami widoczne jest mniej lub bardziej wyraźne warstwowanie przekątne niskokątne, laminacja pozioma oraz falista. Niekiedy występują jedynie smugi ilaste lub cienkie pakiety o warstwowaniu falistym, o grubości 1 mm. Wydaje się, że warstwowanie przekątne niskokątne, które można miejscami zaobserwować, należy interpretować jako warstwowanie kopułowe (hummocky cross stratification), chciaż niewielki rozmiar rdzenia uniemożliwia jednoznaczną interpretację. Sugerują to cechy, takie jak: laminacja subhoryzontalna obserwowana w obrębie poszczególnych warstw, maksymalny kąt nachylenia warstw nieprzekraczający 15°, niskokątne przecinanie się lamin, niekiedy widoczne lekkie zakrzywienie laminacji. Są to cechy, które Walker (1984, s. 149-150) wymienia jako diagnostyczne dla struktur HCS w rdzeniach. Tak miąższy kompleks piaskowców z warstwowaniem kopułowym sugeruje amalgamacją wielu warstw (Cheel, Leckie, 1993). Skamieniałości śladowe w całym opisanym kompleksie piaskowcowym występują bardzo sporadycznie. Na głębokości 1454,5-1455,6 m zaobserwowano kilka okazów *Rosselia* isp. (fig. 8H), a na głębokości 1447,0–1450,0 m – *Palaeophycus* isp.

Utwory dolnych odcinków obu cykli sedymentacyjnych zostały osadzone w środowisku strefy przejściowej pomiędzy sztormową i normalną podstawą falowania. Ku górze profilu jest obserwowane stopniowe spłycanie, aż do głębokości tuż powyżej normalnej podstawy falowania (dolne przybrzeże płytsze). Występowanie miąższych osadów piaskowcowych z warstwowaniem przekątnym niskokątnym wraz ze skamieniałościami śladowymi reprezentującymi tylko ichnofację *Skolithos* w górnym odcinku cyklu młodszego sugeruje środowisko środkowego przybrzeża płytszego (MacEachern, Pemberton, 1992).

Opisany powyżej kompleks piaskowcowy ścina od góry powierzchnia erozyjna, która jest korelowana z granicą bajos górny/baton dolny.

Piaskowce wyższej części bajosu górnego wykazują minimalną zawartość węglanu wapnia, równą 0,8–4,0%. Jedynie w trzech próbkach z głębokości 1469,5; 1475,0 i 1478,0 m wzrasta ona do 21–28%. TOC było badane tylko w jednej próbce, która dała wynik 1,8% (fig. 10).

Baton dolny (głęb. 1311,0–1442,0 m; w rdzeniu 1311,4 –1445,1 m). Zarówno z dolnego, jak i górnego odcinka batonu dolnego został pobrany rdzeń, natomiast środkowy odcinek profilu, według karotażu wykształcony w postaci iłowców, został przewiercony bezrdzeniowo (fig. 5A).

Niższy odcinek rdzenia (głęb. 1396,0–1445,1 m) dokumentuje dwa cykle o ziarnie rosnącym ku górze oraz najniższą część cyklu trzeciego. Najstarszy cykl (głęb. 1409,15– 1445,1 m) rozpoczynają iłowce mułowcowe, ciemnoszare, o laminacji soczewkowej (fig. 7B), z soczewkami syderytowymi, spirytyzowaną sieczką roślinną, nagromadzonym często w postaci ławiczek detrytem małżowym oraz pojedynczymi muszlami ślimaków. Zostały one osadzone w środowisku przybrzeża głębszego, jednakże liczna fauna małżowa wskazuje na obecność słabo dysoksycznych lub natlenionych wód dennych (Feldman-Olszewska, 2005). Utwory te ku górze przechodzą w mułowce o laminacji lub warstwowaniu soczewkowym, z muskowitem, często silnie zbioturbowane,



Fig. 9. Wykres zmienności zawartości CaCO3 w utworach jury środkowej z otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2

The CaCO₃ content plot of the Middle Jurassic deposits in the Ciechocinek IG 2 borehole

a następnie w silnie zbioturbowane heterolity o warstwowaniu i laminacji falistej. W mułowcach oraz przekładańcach można rozpoznać liczne skamieniałości śladowe: Chondrites targionii (Brongniart) (na głęb. 1430,9-1432,0, 1427,6-1428,6 oraz 1421,75-1422,05 m, powodujący całkowite zbioturbowanie osadu), Planolites beverlevensis (Billings), Asterosoma isp., a w mułowcu również Terebellina isp. W piaskowcowych członach przekładańców jest obecny Palaeophycus isp. Ponadto w utworach mułowcowych stwierdzono obecność fauny małżowej oraz nieliczne otwornice (Smoleń, por. rozdz. "Mikrofauna"). Cykl kończą piaskowce różnoziarniste, bardzo drobno- i drobnoziarniste, jasnoszare. W dolnym odcinku są to na przemian ułożone (o miąższości 5-20 cm) pakiety o warstwowaniu przekątnym niskokątnym lub o laminacji równoległej oraz o ostrej granicy spągowej, przykryte przez zbioturbowane pakiety o warstwowaniu falistym. Występują tu liczne jamki Palaeophycus isp. oraz Ophiomorpha isp., a także ślady spoczynku małży. Opisany cykl jest cyklem progradacyjnym, w którym sedymentacja odbywała się od strefy przejściowej do środkowego przybrzeża płytszego (fig. 5A).

Nowy cykl sedymentacyjny ma niewielką miąższość (głęb. 1404,2–1409,15 m). W dolnej części są to silnie zbioturbowane mułowce piaszczyste z licznym *Chondrites targionii* (Brongniart), w części środkowej mułowce o warstwowaniu soczewkowym, a w górnej piaskowce bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, laminacji poziomej lub piaskowce zbioturbowane. Utwory tego cyklu w zdecydowanej większości powstały w strefie przejściowej pomiędzy sztormową i normalną podstawą falowania. Jedynie najwyższa jego część mogła zostać osadzona nieco płycej, w głębszej strefie przybrzeża płytszego.

W rdzeniu uchwycono jedynie początek trzeciego cyklu. Rozpoczyna go na głębokości 1404,2 m 0,25-metrowa warstewka przekładańca o warstwowaniu falistym, szybko przechodzącego w 0,2 m miąższości piaskowiec mułowcowy, przepełniony fauną małżową oraz jamkami *Chondrites targionii* (Brongniart). Wyżej występuje mułowiec masywny, ciemnoszary, niekiedy z pojedynczymi laminkami pyłowca, z muskowitem, wkładkami syderytowymi, spirytyzowanymi fragmentami roślin oraz licznymi małżami i otwornicami. Na głębokości 1399,5–1400,3 m oraz 1396,0–1397,0 m jest on całkowicie zbioturbowany przez *Chondrites targionii* (Brongniart). Utwory te reprezentują strefę przejściową pomiędzy normalną i sztormową podstawą falowania.

Na podstawie karotażu można stwierdzić, że nierdzeniowany odcinek z głębokości 1362,0–1396,0 m tworzą utwory iłowcowo-mułowcowe.

Najwyższy odcinek batonu dolnego, obserwowany już w rdzeniu wiertniczym (głęb. 1311,0–1362,0 m) (fig. 5A), tworzą dwa cykle o ziarnie rosnącym ku górze. Starszy cykl w najniższym odcinku tworzą iłowce z licznymi małżami, wyżej przechodzące w mułowce o warstwowaniu i laminacji soczewkowej również z małżami oraz z 5 cm wkładką muszlowca na głębokości 1353,85 m. Ku górze stopniowo poja-



Fig. 10. Wykres zawartości węgla organicznego w utworach jury środkowej z otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2



wiają się piaskowce bardzo drobnoziarniste o laminacji poziomej, z laminkami węglistymi, a wyżej – o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, wapniste. W stropie są to piaskowce drobnoziarniste masywne, wapniste, z małżami.

Powyżej tych piaskowców następuje ostre przejście w czarne iłowce o laminacji soczewkowej, rozpoczynające następny cykl. Ku górze przechodza one stopniowo w mułowce z soczewkami pyłowca, a następnie mułowce o laminacji i warstwowaniu soczewkowym, z muskowitem oraz nielicznymi skamieniałościami śladowymi: Chondrites targionii (Brongniart), Gyrochorte comosa Heer i Planolites beverleyensis (Billings). Od głębokości 1338,3 m obserwuje się stopniowy powrót do sedymentacji iłowców o laminacji soczewkowej, ze spirytyzowanymi fragmentami roślin oraz soczewkowatymi, dochodzącymi do 5 cm grubości, wkładkami muszlowców w spągu. Powyżej głębokości 1330,9 m jeszcze raz pojawiają się utwory mułowcowe o warstwowaniu soczewkowym, z soczewkami syderytowymi, a następnie piaskowce drobnoziarniste z muskowitem, oraz milimetrowej grubości przesmużeniami ilastymi. Najwyższy odcinek profilu batonu dolnego tworzą naprzemian ułożone warstwy heterolitów, mułowców o warstwowaniu soczewkowym i piaskowców drobnoziarnistych ze smugami ilastymi i muskowitem.

Oba opisane cykle sedymentacyjne zostały zinterpretowane jako cykle progradacyjne, których sedymentacja rozpoczęła się w środowisku przybrzeża głębszego o wodach słabo dysoksycznych, a zakończyła w środowisku dolnego przybrzeża płytszego.

We wszystkich utworach iłowcowo-mułowcowych najwyższej części batonu dolnego licznie występują małże.

Oznaczono również otwornice (Smoleń, por. rozdz. "Mikrofauna").

Utwory mułowcowo-iłowcowe batonu dolnego są słabo wapniste, natomiast w piaskowcach, również słabo wapnistych, występują wkładki o zawartości $CaCO_3$ ok. 20% (fig. 9). Zawartość węgla organicznego była badana w czterech próbkach i wyniosła: na głęb. 1429,0 m – 3,2%, na głęb. 1401,0 m – 3,3%, na głęb. 1350, 0 m – 0,9% i na głęb. 1328,0 m – 0,6% TOC (fig. 10).

Baton środkowy (głęb. 1231,0–1311,0 m; w rdzeniu 1234,9–1311,4 m). Utwory batonu środkowego zostały w pełni przerdzeniowane (fig. 5A). Także granica pomiędzy batonem dolnym i środkowym została udokumentowana materiałem rdzeniowym.

Cały profil batonu środkowego wykazuje bardzo dużą zmienność litologiczną. Dominują w nim mułowce o warstwowaniu soczewkowym, przy czym soczewki są zazwyczaj laminowane. Miejscami licznie występują skamieniałości śladowe: *Chondrites targionii* (Brongniart), *Planolites beverleyensis* (Billings), *Planolites* isp., *Terebellina* isp. Mułowce stopniowo przechodzą w heterolity o warstwowaniu falistym, a następnie w piaskowce drobnoziarniste o warstwowaniu falistym. Obserwuje się również, że heterolity miejscami przechodzą stopniowo ponownie w mułowce o warstwowaniu soczewkowym. Piaskowce i heterolity dość często wykazują silne zbioturbowanie. Wśród skamieniałości śladowych oznaczono *Chondrites targionii* (Brongniart), *Planolites* isp. oraz *Asterosoma* isp. (fig. 8A). Ponadto w mułowcach licznie spotykane są wkładki piaskowcowe o ostrych granicach, zarówno spągowych, jak i stropowych. Są to piaskowce drobnoziarniste, niekiedy wapniste, masywne lub o warstwowaniu przekątnym niskokątnym lub laminacji poziomej (fig. 6F). We wkładkach piaskowcowych niekiedy obserwuje się skamieniałości śladowe. Na głębokości 1305,55; 1304,5 oraz 1295,5 m obecne są jamki *Diplocraterion parallelum* Torell (fig. 8I), na głęb. 1304,1; 1306,7 i 1237,5 m – *Skolithos* isp., a na głębokości 1307,25 m – *Thalassinoides* isp. (fig. 8D). Ponadto w piaskowcach dość często spotyka się jamki *Palaeophycus* isp. (fig. 8F), a w najwyższym odcinku (głęb. 1234,5 m) stwierdzono *Ophiomorpha* isp. W całym odcinku profilu liczne są małże. Obficie też występuje mikrofauna (Smoleń, por. rozdz. "Mikrofauna"). W profilu z rzadka występują kilkunastocentymetrowej miąższości wkładki syderytów ilastych, a na głębokości 1246,3– 1246,8 m oraz 1242,9 m otoczaki piaskowcowe.

Interpretacja tych utworów wskazuje na dużą zmienność środowisk sedymentacji oraz dominację środowisk strefy przejściowej i dolnego przybrzeża płytszego (fig. 5A). Obecność skamieniałości śladowych *Diplocraterion* isp. oraz *Skolithos* isp. we wkładkach piaskowcowych w obrębie mułowców, w powiązaniu z warstwowaniem przekątnym niskokątnym, wskazuje na ich sztormowa genezę (Pemberton i in., 1992).

Utwory batonu środkowego w zdecydowanej większości są słabo wapniste, jedynie niektóre wkładki piaskowcowe wykazują zawartość węglanu wapnia w granicach 20-35%(fig. 9). Badana w 4 próbkach zawartość węgla organicznego wykazała w mułowcach wielkość 1,4–2,2%, natomiast w piaskowcu – 0,5% (fig. 10).

Baton górny (głęb. 1132,5–1231,0 m; w rdzeniu 1132,5 –1234,9 m). Utwory batonu górnego zostały udokumentowane materiałem rdzeniowym w ok. 50%, przy czym rdzeń był pobierany z różnych części profilu, a jego uzysk był bardzo zmienny (20–100%) (fig. 5A).

Granica pomiędzy utworami batonu środkowego i górnego została postawiona na głęb. 1231,0 m, na powierzchni erozyjnej oddzielającej dwa wyraźnie różne typy litofacji piaskowcowych. Powyżej wspomnianej powierzchni erozyjnej pojawiają się piaskowce różnoziarniste (średnio- i gruboziarniste), wapniste, o warstwowaniu przekątnym dużej skali, nachylonym pod stałym kątem ok. 35°. Warstewki o ziarnie grubszym są jaśniejsze i mają miąższość 1-2 cm, natomiast ciemniejsze warstewki o ziarnie średnim mają miąższość 2-3 mm. Ten typ warstwowania powstaje w środowisku o wysokiej energii, jest wynikiem sukcesywnego przyrastania lamin przekątnych na zaprądowym stoku różnych nierówności dna. Powstaje on w wyniku migracji dużych ripplemarków lub fal piaskowych w środowisku dolnego reżimu przepływu (Gradziński i in., 1986, s. 142, 146). Typ warstwowania osadu oraz zupełny brak skamieniałości śladowych sugeruje środowisko wysokoenergetyczne i wskazuje na sedymentację w strefie górnego przybrzeża płytszego. Powyżej ostrej granicy na głębokości 1227,55 m następuje zmiana charakteru osadu. Pojawiają się piaskowce drobnoziarniste, bezwapniste, z pojedynczymi smugami ilastymi, wzbogaconymi w muskowit, których zagęszczenie jest największe w środkowej części pakietu. Piaskowce te przechodzą w utwory mułowcowe, których nie uchwycono w rdzeniu.

W batonie górnym otworu Ciechocinek IG 2 udokumentowano kilka poziomów zlepieńców (fig. 7A). Najniższy poziom występuje na głębokości 1217,65-1217,90 m. Jest zbudowany z otoczaków zdolomityzowanego piaskowca, o wielkości 0,5-2,0 cm, obtoczonych, rozproszonych w tle piaskowcowym o średnim i grubym ziarnie. Zlepieniec przechodzi stopniowo w drobnoziarniste piaskowce masywne z Ophiomorpha isp. (fig. 8C), przykryte następnie cienką warstwą mułowca piaszczystego z domieszką średnich ziaren kwarcu oraz nielicznymi otoczakami piaskowcowymi. W mułowcu tym znaleziono wspomnianego amonita Eohecticoceras discoangulatum Tsereteli. Ku górze pojawia się 2,0 m pakiet piaskowców różnoziarnistych (drobno- i średnioziarnistych), początkowo masywnych lub miejscami z pojedynczymi przesmużeniami ilastymi, później z widocznym miejscami warstwowaniem przekątnym niskokątnym. Jednoznaczna interpretacja tego odcinka profilu jest niepewna, jednak obecność Ophiomorpha isp. oraz wielkość ziarna sugeruje raczej środowisko górnego przybrzeża płytszego.

Z głębokości 1207,0–1215,0 m nie uzyskano rdzenia, lecz karotaż wskazuje, że do głębokości 1212,5 występują piaskowce, zastąpione następnie mułowcami.

Następny poziom z otoczakami piaskowcowymi pojawia się na głębokości 1207,0 m (fig. 5A). Tkwią one wraz z klastami ilastymi w piaskowcu średnioziarnistym. Powyżej występuje ostro oddzielona od piaskowców 0,15 m wkładka mułowca o laminacji soczewkowej z *Chondrites targionii* (Brongniart), przechodząca następnie w drobnoziarnisty piaskowiec bardzo silnie zbioturbowany, z widocznym niekiedy warstwowaniem smużystym i smużystym falistym. Ku stropowi stopień zbioturbowania zmniejsza się, zanika warstwowanie. W piaskowcu są obecne *Palaeophycus* isp. oraz *Skolithos* isp. Obecność jedynie skamieniałości śladowych ichnofacji *Skolithos*, silna bioturbacja osadu oraz drobne ziarno piaskowców wskazują na sedymentację w obrębie środkowego przybrzeża płytszego.

Powyżej ostrej granicy na głębokości 1199,9 m, następuje powrót sedymentacji mułowców o laminacji soczewkowej z *Chondrites targionii* (Brongniart) (1,05 m) oraz wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, a wyżej średnioziarnistych, o warstwowaniu przekątnym niskokątnym z *Palaeophycus* isp. Na głębokości 1196,0–1197,9 m mułowiec jest silnie zbioturbowany, ku górze coraz bardziej piaszczysty. Poza *Chondrites targionii* (Brongniart) występuje tu *Asterosoma* isp. oraz *Planolites* isp. Drobne ziarno osadu oraz skamieniałości śladowe reprezentujące ichnofację *Cruiziana* sugerują, że osad był osadzony w strefie dolnego przybrzeża płytszego.

Wyższy odcinek batonu górnego jest dość słabo rdzeniowany. Na podstawie krzywych geofizycznych wiadomo, że występują tu naprzemiennie utwory mułowcowe i piaskowcowe. Na podstawie uzyskanych rdzeni wiadomo, że piaskowce w odcinku 1170,0–1190,0 m są drobno- lub średnioziarniste, często wykazują warstwowanie przekątne dużej skali o stałym lub zmiennym kącie nachylenia warstw (fig. 6C, D). Ponadto na głębokości 1176,0–1177,6 m pojawia się piaskowiec silnie zbioturbowany z *Ophiomorpha* isp. Na podstawie typu warstwowania i obecności *Ophiomorpha* isp., dla tego odcinka profilu ponownie jest sugerowane środowisko górnego przybrzeża płytszego.

Najwyższy odcinek batonu górnego jest wykształcony odmiennie. Z analizy krzywych geofizycznych wynika, że na głębokości 1132,5–1157,0 m występują utwory mułowcowe, z wkładką piaskowcową na głębokości 1144,5-1148,0 m. Rdzeń pobrany z tego odcinka (głęb. 1134,5-1147,0 m) (fig. 5A), rozpoczyna 0,45 m piaskowca masywnego z jamkami Diplocraterion isp. oraz Skolithos isp., ściętego przez powierzchnię erozyjną. Powyżej występują mułowce o warstwowaniu soczewkowym z cienkim poziomem otoczaków piaskowcowych w spągu. Ku górze następuje stopniowy wzrost wielkości ziarna w osadzie. Pojawiają się heterolity o warstwowaniu falistym, niekiedy zbioturbowane, z muskowitem oraz z wkładkami piaskowców o warstwowaniu kopułowym. Występują w nich dość licznie Palaeophycus isp. i Chondrites targionii (Brongniart), a na głębokości 1137,6 m - Teichichnus isp. oraz Asterosoma isp. Wyżej heterolity stopniowo przechodzą w piaskowce bardzo drobnoziarniste, o widocznym miejscami warstwowaniu przekątnym niskokątnym oraz o słabym lub średnim stopniu zbioturbowania. Na głębokości 1136,2 m oznaczono Skolithos isp. Ponadto na głębokości 1135,2 m występuje 15 cm warstewka otoczaków piaskowcowych o wielkości 0,5-3,0 m. Rdzeń kończy 0,2 m warstewka piaskowca drobnoziarnistego z domieszką ziaren średnich oraz z nielicznym detrytem fauny małżowej. Interpretacja wyżej opisanego odcinka rdzenia sugeruje stopniowe spłycanie basenu od strefy przejściowej, przez dolne przybrzeże płytsze do środkowego przybrzeża płytszego w górnym odcinku.

Analiza krzywej PG pozwala stwierdzić, że odcinek powyżej budują piaskowce o coraz mniejszym stopniu zailenia.

Utwory batonu górnego, szczególnie piaskowce, wykazują niekiedy dużą wapnistość, osiągając wartości do 25% CaCO₃ (fig. 9), natomiast zawartość węgla organicznego jest bardzo niska – zazwyczaj 0,1%, maksymalnie 0,9% (fig. 10).

Kelowej (głęb. 1116,5–1132,5 m, w rdzeniu 1116,3 –1132,5 m). Z tego odcinka profilu pobrano tylko jeden rdzeń z głębokości 1114,0–1119,0 m. Uchwycono w nim granicę keloweju i oksfordu oraz najniższą część oksfordu (fig. 5A). Kelowej jest wykształcony jako piaskowce wapnisto-dolomityczne, glaukonitowe, szarozielone, z jamkami *Skolithos* isp. (fig. 6H). W stropie jest obecny margiel glaukonitowy z nagromadzeniami belemnitów oraz amonitem *Proplanulites* sp., datującym utwory na kelowej dolny.

Szlify wykonane z tych piaskowców wskazują na obecność dużej liczby ziaren glaukonitu, które w wielu miejscach ulegają procesom chlorytyzacji, częsta jest również impregnacja wodorotlenkami żelaza. W piaskowcach tych zaobserwowano również fosforany występujące w cemencie porowym i w ziarnach glaukonitowych (Maliszewska, 1999, tabl. XVII, fig. 7, 8). Zawartość CaCO₃ w próbce z głębokości 1118,9 m wyniosła 48%, a w próbce z głęb. 1116,5 m – 19,2% (fig. 9).

Brak struktur sedymentacyjnych w obrębie utworów piaskowcowych utrudnia identyfikację środowiska sedymentacji. Obecność glaukonitu sugeruje raczej wody morskie głębsze, chłodniejsze, pozostające poza wpływem sedymentacji deltowej i różnych innych typów sedymentacji ciągłej. Jest ona wiązana ze środowiskiem krawędzi szelfu oraz skłonem kontynentalnym, a także ze szczytami podniesień morskich. Przyjmuje się, że facje glaukonitowe rozwijają się na głębokości 50-500 m na wielu szerokościach geograficznych. Częste również są powłoki glaukonitowe pokrywające twarde dna i powierzchnie niedepozycji (Odin, Fullagar, 1988; Einsele, 1992). Obecność glaukonitu oraz fauny głowonogowej, w powiązaniu z facją piaszczystą, sugeruje więc, że sedymentacja miała miejsce na obszarze niezbyt głębokiego (powyżej normalnej podstawy falowania) szelfu węglanowo-klastycznego, znacznie oddalonego od obszarów alimentacyjnych.

Granica pomiędzy kelowejem a oksfordem przebiega w stropie szarozielonych utworów marglistych (reprezentujących prawdopodobnie warstwę bulastą), a poniżej szarych wapieni mikrytowych. Warstwa bulasta reprezentuje osad powstały w wyniku silnej kondensacji, na skutek wygłodzenia basenu sedymentacyjnego w stosunku do klastyków, w wyniku odcięcia dostawy materiału silikoklastycznego (Kidwell, 1991). Profile skondensowane tego typu powstają w okresie gwałtownego podniesienia poziomu morza i są związane z maksimum transgresji (Loutit i in., 1988). Warstwę bulastą należy więc korelować z powierzchnią maksymalnego zalewu, usytuowaną na pograniczu transgresywnego ciągu systemów (TST) oraz ciągu systemów stabilizacji wysokiego poziomu morza (HST) (Feldman-Olszewska, 1997).

Jolanta SMOLEŃ

MIKROFAUNA

W wyniku analizy mikropaleontologicznej próbek skał, pochodzących z utworów środkowej jury z otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2, udokumentowano utwory batonu.

Badane utwory obejmowały interwał rdzenia z głębokości od 1255,2 do 1435,8 m. Występowanie otwornic stwierdzono w większości próbek, które zostały pobrane z mułowców, mułowców ilastych i mułowców piaszczystych, zawierających także skorupki makrofauny, głównie małży. W próbkach pochodzących z osadów piaszczystych nie stwierdzono występowania mikrofauny. Dotyczy to osadów batonu dolnego na głębokości 1435,8 i 1427,0 m, a także 1358,5–1342,4 m oraz osadów batonu środkowego z głębokości 1310,7; 1291,8 i 1287,5 m.

Zespoły otwornicowe występujące w pozostałych próbkach są niezbyt liczne zarówno pod względem liczby gatunków, jak i osobników. W wielu przypadkach stan zachowania nie pozwala na dokładną identyfikację taksonomiczną. Dosyć często występują w badanych zespołach otwornice, które mają długie



Fig. 11. Skala liniowa – 50 μm. **A.** *Lenticulina quenstedti* (Gümbel); głęb. 1401,2 + 1,1 m; baton dolny. **B.** *Astacolus volubilis* Dain; głęb. 1396,0 + 0,5 m; baton dolny. **C.** *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro); głęb. 1255,2 m; baton środkowy. **D.** *Nodosaria plicatilis* Wiśniowski; głęb. 1265,1 m; baton środkowy. **E.** *Paalzowella pazdroe* Bielecka et Styk; głęb. 1265,1 m; baton środkowy. **F.** *Lenticulina mamillaris* (Terquem); głęb. 1265,1 m; baton środkowy. **G.** *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro; głęb. 1327,5 + 9,1 m; baton dolny. **H.** *Lagena* sp.; głęb. 1255,2 m; baton środkowy. **I.** *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro; głęb. 1396,0 m; baton dolny. **J.** *Haplophragmoides* sp.; głęb. 1327,5 + 9,1 m; baton dolny

Scale bar – 50 μm. **A.** *Lenticulina quenstedti* (Gümbel); depth 1401,2 + 1,1 m; Upper Bathonian. **B.** *Astacolus volubilis* Dain; depth 1396,0 + 0,5 m; Lower Bathonian. **C.** *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro); depth 1255,2 m; Middle Bathonian. **D.** *Nodosaria plicatilis* Wiśniowski; depth 1265,1 m; Middle Bathonian. **E.** *Paalzowella pazdroe* Bielecka et Styk; depth 1265,1 m; Middle Bathonian. **F.** *Lenticulina mamillaris* (Terquem); depth 1265,1 m; Middle Bathonian. **G.** *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro; depth 1327,5 + 9,1 m; Lower Bathonian. **H.** *Lagena* sp.; depth 1255,2 m; Middle Bathonian. **I.** *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro; depth 1396,0 m; Lower Bathonian. **J.** *Haplophragmoides* sp.; depth 1327,5 + 9,1 m; Lower Bathonian

zasięgi stratygraficzne i są znane z osadów bajosu i batonu (Bielecka, Styk, 1969a, b, 1981; Pazdro, 1959, 1969). Należą do nich gatunki: *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *Epistomina nuda* Terquem, *Paalzowella pazdroe* Bielecka et Styk, *Lenticulina quenstedti* (Gümbel) czy *Lenticulina mammillaris* (Terquem). Niektóre gatunki mają krótsze zasięgi stratygraficzne, a ich obecność w analizowanych próbkach może wskazywać na utwory starszego batonu. Następstwo i zmienność zespołów otwornic w badanej części profilu otworu Ciechocinek IG 2 wskazują na utwory batonu dolnego i środkowego, choć wyznaczenie granicy podpięter na podstawie znikomej liczby próbek, z których niektóre zawierają tylko nieliczne otwornice, jest w tym przypadku niemożliwe.

W próbkach z głębokości: 1402,3; 1401,0; 1396,2; 1336,6 i 1329,8 m odnotowano gatunki otwornic, których zasięg występowania kończy się w batonie dolnym, a tylko sporadycznie są spotykane w batonie środkowym (Bielecka i in., 1980). Należą do nich następujące taksony: Paleomiliolina rawiensis (Pazdro), Ophthalmidium carinatum terquemi Pazdro (fig. 111), Astacolus kujaviana Kopik oraz Astacolus volubilis Dain (fig. 11B). Ze względu na brak w wymienionych próbkach form charakterystycznych dla młodszego batonu, można przypuszczać, że pochodzą one z utworów batonu dolnego. Oprócz wyżej wymienionych gatunków charakterystycznych w batonie dolnym występują także takie taksony, jak: Ophthalmidium carinatum agglutinans Pazdro (fig. 11G), Epistomina nuda Terquem, Lenticulina mamillaris (Terquem), Lenticulina quenstedti (Gümbel) (fig. 11A), a także inne gatunki z rodzajów: Reophax, Lenticulina i Epistomina.

W próbkach należących prawdopodobnie do batonu środkowego, na głębokości od 1255,2 do 1307,7 m, odnotowano pojawienie się gatunków takich jak: Paleomiliolina czestochowiensis (Pazdro) (fig. 11C) i Nodosaria plicatilis Wiśniowski (fig. 11D), których pierwsze wystąpienia są notowane na granicy batonu dolnego i środkowego. Gatunek Paleomiliolina czestochowiensis (Pazdro) jest bardzo charakterystyczny dla osadów batonu środkowego i górnego jury środkowej Niżu Polskiego (Bielecka i in., 1980; Bielecka, Styk, 1981). Zespoły otwornicowe, udokumentowane w utworach środkowego batonu otworu Ciechocinek IG 2, zawierają niewielką liczbę gatunków i są ubogie pod względem liczby osobników. Oprócz taksonów charakterystycznych, w wyżej wymienionych próbach oznaczono także następujące gatunki: Ophthalmidium carinatum agglutinans Pazdro, Epistomina nuda Terquem, Paalzowella pazdroe Bielecka et Styk (fig. 11E), Lenticulina mamillaris (Terquem) (fig. 11F), Spirillina infraoolithica (Terquem), Nodosaria sp., Ophthalmidium sp., Astacolus sp., Lagena sp. (fig. 11H) oraz Haplophragmoides sp. (fig. 11J).

Zespoły otwornic, występujące w utworach batonu w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2, zawierają zarówno niewiele gatunków, jak i osobników. Liczebność otwornic na badanym obszarze zależała od warunków lokalnych panujących w basenie, związanych przede wszystkim z szybką sedymentacją i z dużą subsydencją. Charakter zespołów, w których występują formy bentosowe, wskazuje na strefy płytkiego szelfu o wodach dobrze natlenionych i normalnym zasoleniu.

Marcin BARSKI

STRATYGRAFIA JURY ŚRODKOWEJ NA PODSTAWIE CYST DINOFLAGELLATA

Wstęp

Przebadana część jury środkowej w profilu Ciechocinek IG 2 nie miała dotychczas bogatej dokumentacji paleontologicznej, a rozpoznana stratygrafia opierała się w dużej mierze na porównaniach litologicznych z sąsiednimi profilami, głównie z profilem wiercenia Borucice (Kopik, 1956) oraz profilem zbiorczym obszaru Łęczycy (Znosko, 1957, 1958)

W celu opracowania biostratygrafii na podstawie cyst Dinoflagellata wykonano oznaczenia dinocyst z 34 próbek. Opisano z nich 83 gatunki, z których 20 wykorzystano do chronostratygrafii (fig. 12, 13). Na podstawie cyst Dinoflagellata stwierdzono, że badany odcinek profilu Ciechocinek IG 2 odpowiada górnej części bajosu i batonowi.

Biostratygrafia

Analizowany profil został skorelowany z podziałem chronostratygraficznym na podstawie wydzielonych lokalnych poziomów dinocystowych (LPD), które są rezultatem połączenia ze sobą dwóch metod wydzielania jednostek biostratygraficznych na podstawie cyst Dinoflagellata. Metody te są oparte na pierwszym pojawieniu (*first appearance datum*) i ostatnim wystąpieniu (*last occurrence datum*) taksonów wskaźnikowych oraz na wyznaczonych grupach wspólnotowych (*unitary association*) (Geux, 1991; Savary, Geux, 1998)). Zastosowanie tych dwóch metod pozwoliło z jednej strony, przy pomocy wydzielonych grup wspólnotowych, na zwiększenie rozdzielczości końcowego podziału, a z drugiej na uniwersalność praktycznego rozpoznawania granic poziomów LPD.

Lokalne poziomy dinocystowe (LPD) dopasowano do skali amonitowej w sposób pośredni przy pomocny korelacji standardowych poziomów dinocystowych z poziomami amonitowymi, którą zaproponował Poulsen (1998).

Lokalne poziomy dinocystowe mają charakter nieformalny oraz lokalny, szczególnie te z nich, których granice są wyznaczone wyłącznie na podstawie granic pomiędzy grupami wspólnotowymi. Zespoły, które posłużyły do ich wyznaczenia, pochodzą bowiem z pięciu badanych rdzeni wiertniczych – Ciechocinek IG 2 i IG 3, Brześć Kujawski IG 2 oraz Wojszyce IG 3 i IG 4, rozlokowanych na dystansie około 100 kilometrów. Niewykluczone jest zatem, że ich rozprzestrzenienie jest z powodów ekologicznych w jakimś stopniu ograniczone.

Piętro	Podpiętro	Poziomy amonitowe	LPD	róbka (głębo- sść w m) Takson	enidodinium cornigera (Valensi)	enidodinium combazii Dupin	allosphaeridium hypornatum Prauss	thodinia valensii (Sarjeant)	ndoscrinium asymmetricum Riding	arpathodinium predae (Beju)	annoceratopsis gracilis Alberti	opodinium polygonalis (Beju) Dansilidinium deflandrei (Valensi)	odinia poulseni Barski	odinia pachytheca Eisenack	osaicodinium mosaicum (Dodekova)	allosphaeridium praussii Prauss	pletosphaeridium tribuliferum (Sarjeant)	urculosphaeridium cribrotubiferum (Sarjeant)	onyaulacysta eisenackii (Deflandre)	pletosphaeridium varispinosum (Sarjeant)	alvaeodinium spinosum (Fenton et al.)	oiplosphaera areolata Klement	opodinium prostatum Drugg
	GÓRNY	DISCUS	LPD 10	L ⊻ 1136,6 1137,6 1139,8 1172,6 1192,1 1195,9	<u> </u>								Ŭ		W			<u> </u>	9 	II	×	Ē	A
		ORBIS	LPD 9	1199,2 1214,8			_	_					_	_		_	_	_	_			_	_
		HODSONI	LPD 8	1223,1 1231,1			_						_	_		_	_	_	_	_	_	_	_
	ŚRODKOWY	MORPHOL		1235,1 1244,1			_	_						_		_	_			_	_	_	_
NO		SUBCONTRACTUS	LPD 5–7	1250,5 1258,1 1265,1 1270,8 1279,6						_													
BAT		PROGRACILIS		1288,3 1291,6 1302 7			_	_						_				_	_	_	_		_
	DOLNY	TENUIPLICATUS	LPD 4	1302,1 1310,2 1322,8 1327,6 1338,6 1345,6 1356,6 1396,1 1401,1 1403,3 1411,3 1411,3 1419,1 1427,1																			
		ZIGZAG	LPD 3	1430,1 1467,1									_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
BAJOS (pars)	GÓRNY (pars)	PARKINSONI	LPD 2 LPD 1	1471,9											_	_	_	_			_		

Fig. 12. Zasięgi cyst Dinoflagellata w batonie w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 The dinoflagellate cyst occurence throughout the Bathonian in the Ciechocinek IG 2 borehole

Uzyskane granice korelacyjne zawierają się w przedziałach nieoznaczoności o różnej długości, które stanowią odcinek rdzenia między opracowanymi próbkami lub brak fragmentów rdzenia wiertniczego. Ponadto niektóre próbki należą do nieokreślonego stratygraficznie przedziału, z uwagi na brak w nich taksonów charakteryzujących konkretną grupę wspólnotową.

Charakterystyka lokalnych poziomów dinocystowych (LPD) w profilu Ciechocinek IG 2

W profilu Ciechocinek IG 2 udało się scharakteryzować lokalne poziomy dinocystowe (LPD) od LPD 2 do LPD 10, czyli od poziomu *parkinsoni* bajosu górnego do poziomu *discus* batonu górnego. Granice pomiędzy LPD opierają się na



Fig. 13. Wybrane taksony wskaźnikowe cyst Dinoflagellata obecne w próbkach z otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2

Podziałka liniowa przy figurze 13A odpowiada 50 µm; A. Impletosphaeridium varispinosum (Sarjeant), głęb. 1199,2 m, poz. LPD 9; B. Carpathodinium predae (Beju), głęb. 1401,1 m, poz. LPD 4; C. Endoscrinium asymmetricum Riding, głęb. 1244,1 m, poz. LPD 8; D. Surculosphaeridium cribrotubiferum (Sarjeant), głęb. 1270,8 m, poz. LPD 5–7; E. Atopodinium polygonalis (Beju), głęb. 1322,8 m, poz. LPD 4; F. Lithodinia jurassica Eisenack, głęb. 1322,8 m, poz. LPD 4; G. Ctenidodinium cornigera (Valensi), głęb. 1471,9 m, poz. LPD 2–3; H. Atopodinium prostatum Drugg, głęb. 1139, 8 m, poz. LPD 10; I. Eodinia poulseni Barski, głęb. 1356,6 m, poz. LPD 4

Selected index taxons of the Dinoflagellata cysts from the Ciechocinek IG 2 borehole

Line scale on Figure 13A – 50 µm; **A.** *Impletosphaeridium varispinosum* (Sarjeant), depth 1199,2 m, LPD 9; **B.** *Carpathodinium predae* (Beju), depth 1401,1 m, LPD 4; **C.** *Endoscrinium asymmetricum* Riding, depth 1244,1 m, LPD 8; **D.** *Surculosphaeridium cribrotubiferum* (Sarjeant), depth 1270,8 m, LPD 5–7; **E.** *Atopodinium polygonalis* (Beju), depth 1322,8 m, LPD 4; **F.** *Lithodinia jurassica* Eisenack, depth 1322,8 m, LPD 4; **G.** *Ctenidodinium cornigera* (Valensi), depth 1471,9 m, LPD 2–3; **H.** *Atopodinium prostatum* Drugg, depth 1139, 8 m, LPD 10; **I.** *Eodinia poulseni* Barski, depth 1356,6 m, LPD 4

Piętro	Pod- piętro	Poziomy amonitowe	Podpoziomy amonitowe	LPD
	rny	DISCUS		10
	gór			9
		ORBIS		
		HODSONI		8
TON	odkowy	MORRISI		
BA	śr	SUBCONTRACTUS		
				6
		PROGRACILIS		5
	۲	TENUIPLICATUS		4
	dolr	7/07/0		L
		ZIGZAG	CONVERGENS	3
OS (STE	rny ars)	DADKINSON		2
BAJ (pê	òg (pa	PARKINSONI		1

Fig. 14. Szczegółowa korelacja lokalnych poziomów dinocystowych LPD z podziałem chronostratygraficznym

Szare pola – przedziały nieoznaczoności pewnych granic korelacyjnych

Detailed correlation local dinoflagellate cyst zonation LPD with chronostratigraphic chart

Grey fields - intervals of uncertain correlation

pierwszych pojawieniach lub ostatnich wystąpieniach taksonów charakteryzujących dany poziom. Z powodu braku w badanych próbkach taksonów wskaźnikowych nie udało się rozdzielić od siebie poziomów LPD 2, 3 oraz 5, 6, 7, dlatego występują one w postaci zintegrowanej. Wszystkie próbki z tych przedziałów mogą należeć do każdego z poziomów zawartych w obrębie poziomu zintegrowanego.

Poziom LPD 2–3 (zintegrowany). Dolną granicę poziomu wyznacza w profilu Ciechocinek IG 2 pojawienie się gatunku *Ctenidodinium cornigera* (Valensi), natomiast górną granicę poziomu – ostatnie wystąpienie gatunku *Lithodinia valensii* (Sarjeant).

Poziom LPD 4. Dolną granicę poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunku *Carpathodinium predae* Beju, a górną – pierwsze pojawienie się gatunku *Impletosphaeridium tribuliferum* (Sarjeant), który definiuje dolną granicę poziomu LPD 5.

Poziom LPD 5–7 (zintegrowany). Dolną granicę poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunku *Impletosphaeridium tribuliferum* (Sarjeant), definiującego dolną granicę poziomu LPD 5, a górną – ostatnie wystąpienie gatunku *Eodinia poulsenii* Barski, który definiuje górną granicę poziomu LPD 7. **Poziom LPD 8**. Dolną granicę poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunku *Gonyaulacysta eisenackii* (Deflandre), a górną – pierwsze pojawienie się gatunku *Impletosphaeridium varispinosum* (Sarjeant), który definiuje dolną granicę poziomu LPD 9.

Poziom LPD 9. Dolną granicę poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunku *Impletosphaeridium varispinosum* (Sarjeant), a górna jest ograniczona pierwszym pojawieniem gatunku *Epiplosphaera areolata* Klement, który definiuje dolną granicę poziomu LPD 10

Poziom LPD 10. Dolną granicę poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunku *Epiplosphaera areolata* Klement, a górną – ostatnie wystąpienie gatunków *Ctenidodinium combazii* Dupin oraz *Nannoceratopsis gracilis* Alberti.

Obecność taksonów wskaźnikowych i innych uzupełniających diagnozę oraz korelację lokalnych poziomów dinocystowych (LPD) z podziałem chronostratygraficznym pokazano na figurze 12. Dodatkowo na figurze 14 zamieszczono precyzyjną korelację LPD z podziałem amonitowym, z uwzględnieniem niektórych podpoziomów amonitowych oraz przedziałów nieoznaczoności pewnych granic korelacyjnych (szare pola).

Regionalna charakterystyka zespołu cyst Dinoflagellata

Dinocysty z polskiej części basenu epikontynentalnego jury środkowej znajdowały się w obrębie prowincji submedyterańskiej (Smerlor, 1993). Z porównania opisanego przez autora niniejszego rozdziału zespołu dinocyst z zespołami przedstawionymi przez Smerlora (1993) wynika, że obszar Kujaw jest florystycznie podobny do obszarów północno--zachodnich Niemiec, Holandii oraz południowej i środkowej Anglii. Podobieństwo to jest także poparte przez ogólny zarys paleogeografii jury środkowej (Ziegler, 1978) oraz przez podobieństwo fauny amonitowej (Cariou, 1985). Ze wspomnianych obszarów pochodzi jednocześnie najwięcej kompleksowych opracowań palinologicznych, a szczególnie tych, które opierają się na materiale datowanym na podstawie amonitów. Według Smerlora (1993) cała ta strefa, obejmująca północno-zachodnie Niemcy, Holandię oraz południową i środkową Anglię, znajdowała się w jurze środkowej w przedziale 33-37° szerokości geograficznej północnej. Kujawy, dla porównania, były usytuowane na 33 równoleżniku (Enay i in., 1993). Zatem całość może być uznawana za ten sam pas klimatyczny.

Izochroniczne zmienności jakościowe zespołu cyst Dinoflagellta w porównaniu opracowań Woolama i Ridinga (1983), Praussa (1989) oraz Poulsena (1998) w obrębie epikontynentalnego zbiornika jury środkowej sugerują jego wewnętrzne zróżnicowanie florystyczne. Powodem takiego zróżnicowania są parametry środowiskowe o niższej randze niż klimat, albo wewnątrzbasenowe migracje form Dinoflagellata. Do takich przyczyn środowiskowych można zaliczyć: głębokość, wpływ prądów morskich lub zasolenie.

Na tym tle należy wymienić dwa gatunki występujące dosyć licznie w badanych próbkach. Są to *Endoscrinium galeri*- tum (Deflandre) oraz Surculosphaeridium cribrotubiferum (Sarjeant). W opracowywanych profilach ich pozycja stratygraficzna różni się od odnotowywanych na obszarze Niemiec i Anglii. Na Kujawach gatunek Endoscrinium galeritum ma pierwsze wystąpienie w przedziale od najwyższego bajosu do środkowego batonu, w północno-zachodnich Niemczech odnotowywany jest od środkowego keloweju (Prauss, 1989), a w Anglii (Woollam, Riding, 1983) i południowo-zachodnich Niemczech (Feist-Burkhardt, Wille, 1992) – w górnym keloweju. Podobnie pojawia się na Kujawach gatunek Surculosphaeridium cribrotubiferum (Sarjeant). W Niemczech występuje on po raz pierwszy od poziomu lamberti górnego keloweju (Prauss, 1989), a w Anglii od batonu górnego.

Podobieństwo zespołu cyst Dinoflagellata z Kujaw do obszaru północno-zachodnich Niemiec potwierdza liczba rozpoznanych gatunków w obrębie rodzaju *Lithodinia* oraz obecność gatunku *Kallosphaeridium capulatum* Stover.

Podobne jakościowo zespoły cyst Dinoflagellata ze środkowej jury opisuje Dodekova (1975, 1990, 1992) z północnej Bułgarii. Wspólną formą dla Kujaw i tego obszaru jest gatunek *Mosaicodinium mosaicum* (Dodekova), występujący w umiarkowanych ilościach.

Analiza zespołów środkowojurajskich dinocyst z Polski ujawniła także pewne zmienności regionalne. W porównaniu odniesiono się do obserwacji Poulsena (1998) z okolic Częstochowy oraz z południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Barski, 1999). Porównując zespół z Kujaw z zespołem z okolic Częstochowy, opisanym przez Poulsena (1998), dostrzeżono zubożenie tego ostatniego w rodzaje: *Chlamydophorella*, *Eodinia*, *Riguadella*, *Surculosphaeridium* oraz *Barbatacysta*. Materiał z Kujaw składem gatunkowym bardziej przypomina zespół z iłów batonu z południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Barski, 1999). Są tutaj na przykład obecne w znaczących ilościach *Rigaudella aemula*, *R. filamentosa* oraz *Surculosphaeridium cribrotubiferum* (Sarjeant).

Z tego fragmentarycznego jeszcze obrazu rozprzestrzeniania środkowojurajskich dinocyst na obszarze Polski zarysowuje się podział zbiornika na kilka stref odmiennie tolerowanych przez Dinoflagellata. Strefy te muszą mieć charakter lokalnych ekosystemów niewydzielonych na podstawie innych wskaźników, takich jak litologia czy fauna amonitowa.

Podsumowanie

Cysty Dinoflagellata pozwoliły na rozpoznanie w profilu Ciechocinek IG 2 sześciu lokalnych poziomów dinocystowych (LPD). Ich korelacja ze standardowym podziałem chronostratygraficznym pokazała, że badana część profilu zawiera się pomiędzy poziomem *parkinsoni* bajosu górnego i poziomem *discus* batonu górnego. Z uwagi na brak gatunków wskaźnikowych w próbkach z głęb. 1471,9 i 1467,1 m nie udało się wyznaczyć dolnej granicy pomiędzy poziomami LPD 2 i LPD 3, a tym samym dolnej granicy poziomu *zigzag* i granicy bajos/baton. Brak dostępności rdzenia w górnej części profilu, powyżej głęb. 1136,6 m, nie pozwolił na wyznaczenie górnej granicy poziomu LPD 10, odpowiadającej granicy baton/kelowej. Przebiega ona zapewne w przedziale 1116,5–1136,6 m, gdzie ta ostatnia głębokość wyznacza warstwę bulastą charakterystyczną dla keloweju górnego.

Datowanie opisywanego profilu jest częścią syntetycznego opracowania części basenu epikontynentalnego Kujaw na podstawie profili Ciechocinek IG 2 i IG 3, Brześć Kujawski IG 2 oraz Wojszyce IG 3 i IG 4. Nierozpoznane lokalne poziomy dinocystowe (LPD) częściowo są zidentyfikowane w pozostałych profilach wiertniczych.

Anna MALISZEWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

Charakterystyka petrograficzna skał

Próbki pobrane do badań petrograficznych to najczęściej fragmenty piaskowców, które w profilu jury środkowej otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2 występują najliczniej (Feldman-Olszewska, 2005). Niektóre próbki pochodzą z piaszczysto-ilastych heterolitów, zbadano także mułowce, iłowce i syderyty. Opis skał wykonano na podstawie wyników 33 ekspertyz petrograficznych płytek cienkich, opracowanych przez J. Dadlez (1991) do dokumentacji wynikowej otworu Ciechocinek IG 2, oraz na podstawie późniejszych badań przeprowadzonych przez A. Maliszewską. 33 nowe płytki poddano analizie barwnikowej w płynie Evamy'ego (1963), w celu identyfikacji minerałów węglanowych, oraz analizom planimetrycznym, a wybrane próbki badano także w luminoskopie (analiza CL) i w elektronowym mikroskopie skaningowym. **Aalen dolny**. Występują tu piaskowce drobnoziarniste o dobrym lub umiarkowanym wysortowaniu materiału detrytycznego. Są to arenity kwarcowe, złożone głównie z ostrokrawędzistych ziaren kwarcu, najczęstszej o średnicy ok. 0,12 mm, maksymalnej – 0,15 lub 0,25 mm. Kontakty między ziarnami są proste lub wklęsło-wypukłe. Podrzędnie obserwuje się drobne blaszki muskowitu oraz klasty ilaste i przerosty ilasto-węgliste. Materiał detrytyczny jest spojony ciemnobrunatną substancją ilasto-organiczną. Spoiwo ma charakter kontaktowy.

Aalen górny. Z tego odcinka profilu zbadano próbki heterolitów piaszczysto-ilastych. Są to skały złożone z jasnych lamin bardzo drobnoziarnistych piaskowców o składzie arenitów kwarcowych i z ciemnych lamin iłowców. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu w piaskowcach wynosi 0,08 mm, maksymalna – 0,12 mm, obecne są również drobne blaszki muskowitu. Spoiwo lamin piaskowcowych jest skąpe, ilasto-organiczne. Laminy ciemne są złożone z minerałów ilastych i materii organicznej, zawierają także drobne skupienia pirytu i niewielki udział wodorotlenków żelaza. Heterolity są skałami silnie zbioturbowanymi.

J. Dadlez (1991) podaje, że w próbce z głęb. 1844,2 m stwierdzono 7,2% wag. kalcytu i 0,8% dolomitu.

Bajos dolny. Zbadano próbkę heterolitu piaszczysto-ilastego z głęb. 1743,2 m. Laminy piaskowcowe mają skład drobnoziarnistego arenitu kwarcowego o dobrym wysortowaniu materiału detrytycznego (najczęstsza średnica ziaren kwarcu $M_f -$ 0,11 mm, maksymalna $M_{max} - 0,22$ mm). Spoiwo ma charakter kontaktowy, jest złożone z minerałów ilastych i krzemionki. Ciemne laminy iłowcowe składają się z pelitu ilastego impregnowanego materią organiczną. Występują tu liczne blaszki muskowitu, szczątki roślinne i drobny mułek kwarcowy. W opisywanej skale dostrzeżono liczne skupienia pirytu, często w postaci framboidów o średnicy 0,01–0,05 mm. Heterolit jest skałą zbioturbowaną.

Piaskowce bajosu dolnego to skały drobnoziarniste, odznaczające się dobrym lub umiarkowanym wysortowaniem materiału detrytycznego. Mają one skład arenitów kwarcowych o najczęstszej średnicy ziarna w granicach 0,08-0,24 mm, a maksymalnej 0,20-0,45 mm. Ziarna kwarcu najczęściej są ostrokrawędziste, rzadziej - półobtoczone, kontakty między nimi są proste lub punktowe, niekiedy także wklęsło-wypukłe. Piaskowce zawierają 76,3-91,7% obj. kwarcu (tab. 2), przy czym kwarc monokrystaliczny zdecydowanie dominuje nad polikrystalicznym. Piaskowce zawierają także 2,0-2,5% ziaren skaleni, 0,0-1,2% łyszczyków, 1,0-13,3% matriksu ilasto-organicznego, 3,2-6,1% weglanów reprezentowanych przez ankeryt, 0,8-1,4% kwarcu autigenicznego, 0,1-0,2% pirytu i 0,1% szczątków zwęglonej flory. Miejscami występują w nich ciemne smugi i laminki ilaste z materią organiczną. W piaskowcach z głęb. 1742,8 i 1730,7 m J. Dadlez (1991) dostrzegła obfity cement węglanowy; próbka z głęb. 1730,7 m zawierała 20,8% wag. kalcytu oraz 9,6% dolomitu.

Bajos górny. Piaskowce bajosu górnego to bardzo drobno- i drobnoziarniste arenity kwarcowe o najczęstszej średnicy ziaren kwarcu w granicach 0,06-0,13 mm. Średnica maksymalna wynosi 0,10-0,18 mm. Piaskowce zawierają 78,7-87,9% obj. kwarcu, 0,4-4,8% skaleni, 0,1-1,0% łyszczyków, 0,0-8,0% matriksu ilasto-żelazistego, 0,0-4,5% kwarcu autigenicznego, 0,1-2,3% pirytu i 0,1-2,3% szczątków roślinnych (tab. 2), ponadto pojedyncze ziarna sfalerytu, amfibolu i cyrkonu. Niektóre warstwy piaskowców (np. z głębokości 1661,7, 1545,0 i 1481,1 m) nie zawierają wcale cementu węglanowego, natomiast inne zawierają obfity, wielkoziarnisty spar kalcytowy (20,0-27,0% kalcytu). W próbkach z głębokości 1475,1 i 1469,5 m stwierdzono także 3,3-4,0% wag. dolomitu (J. Dadlez, 1991). Próbka z głęb. 1657,0 m zawiera 11,0% obj. średniokrystalicznego ankerytu, barwiącego się płynem Evamy'ego na kolor ciemnoniebieski.

W próbkach z głęb. 1487,9 i 1475,1 m J. Dadlez (1991) dostrzegła drobne bioklasty. Opisane piaskowce noszą liczne ślady bioturbacji. Na głęb. 1645,5 m występuje warstewka syderytu ilastego (Feldman-Olszewska, 2005).

Baton dolny. Piaskowce batonu dolnego to szare arenity kwarcowe o uziarnieniu bardzo drobnym lub drobnym (M_f kwarcu - 0,07-0,11 mm, M_{max} - ok. 0,15 mm). Materiał detrytyczny odznacza się dobrym wysortowaniem. Piaskowce zawierają 52,9-93,0% obj. kwarcu, 0,5-2,0% skaleni, 0,5-3,0% łyszczyków, 0,0-5,1% bioklastów, 1,7-30,5% matriksu ilasto-mułkowego, 0,0-15,0% węglanów, reprezentowanych przez Fe- lub Fe/Mn-kalcyt z niewielkim udziałem syderoplesytu. W próbce z głęb. 1404,2 m obok kalcytu występują igiełki uznane za aragonit. Ponadto w piaskowcach stwierdzono 0,0-1,8% obj. kwarcu autigenicznego, do 0,8% pirytu i do 1,2% zwęglonych szczątków roślinnych (tab. 2). Bioklasty są reprezentowane przez fragmenty muszli małży i małżoraczków, przez elementy szkieletowe szkarłupni i spirytyzowane otwornice bentoniczne. Występujący tu piryt często ma kształt framboidów. Opisywane piaskowce zawierają miejscami laminki brunatnych iłowców i soczewki syderytów ilastych.

Zbadano próbkę muszlowca syderytowego z głęb. 1353,8 m. Jest to skała złożona głównie z muszli małży, podrzędnie z muszli ślimaków, ?głowonogów i płytek szkarłupni. Elementy szkieletowe są złożone z kalcytu lub z syderytu. Występują drobne ziarna kwarcu, okruchy piaskowców i syderytów oraz konkrecje syderoplesytowe. Dostrzeżono obwódki żółtobrunatnych fosforanów wokół bioklastów oraz kilka drobnych ooidów fosforanowych o budowie współśrodkowej. Spoiwo stanowi drobnokrystaliczny syderoplesyt.

Opisany muszlowiec spoczywa na warstwie ciemnoszarego mułowca. Mułowiec ten jest złożony głównie z mułku kwarcowego impregnowanego minerałami ilastymi (łącznie 69,0% obj.). Zawiera on dość liczne blaszki łyszczyków (10,1% obj.), bioklasty, ziarna skaleni, szczątki roślinne, piryt. W tle skalnym stwierdzono obecność mikrosparu syderoplesytowego (11,2% obj.) (tab. 2).

Baton środkowy. Piaskowce tego odcinka profilu to arenity kwarcowe, drobno- lub średnio uziarnione. Występują tu warstwy o dobrym wysortowaniu materiału detrytycznego $(M_{\rm f}-0,12$ mm, $M_{\rm max}-0,17$ mm) lub wysortowane gorzej (np. $M_{\rm f}-$ 0,35 mm, $M_{max}-$ 0,70 mm). Piaskowce zawierają 65,4-90,9% obj. kwarcu, 0,2-2,3% skaleni, nieliczne łyszczyki, litoklasty i bioklasty, ilasto-mułkowy matriks, kwarc autigeniczny, piryt i szczątki roślinne (tab. 2). Występują warstwy niezawierające cementów węglanowych oraz warstwy bogate w Fe/Mn-kalcyt (20,0-22,4% wag., J. Dadlez, 1991). W próbkach z głęb. 1307,5 m i 1294,0 m obok grubokrystalicznego kalcytu stwierdzono drobnokrystaliczny syderoplesyt. W próbce z głęb. 1289,1 m węglany (4,0% obj.) są reprezentowane przez ankeryt i syderoplesyt, a w próbce z głęb. 1233,1 m dostrzeżono soczewki złożone z syderoplesytu. W próbce z głęb. 1294,0 m zaobserwowano kilka drobnych ooidów powierzchniowych i skupień barwy żółtawobrunatnej - zapew-

Skład mineralny skał jury środkowej [% obj.]

Mineral	composition	of the	Middle	Jurassic	rocks	٣%	vol
1vinici ui	composition	or the	madule	5 u1 u5510	TOURD	1/0	v 01.

Wiek	Głębokość [m]	Typ skały	Kwarc	Skalenie	Lito- klasty	Łysz- czyki	Bio- klasty	Matriks	Węglany	Fosfo- rany	Kwarc aut.	Piryt	Szcz. org.
Baton	1147,5	p-c dr	75,9	3,0	0,2	0,0	4,8	0,0	14,1	0,0	0,0	2,0	0,0
	1175,9	p-c dr	88,5	2,1	0,0	0,0	0,5	3,2	0,2	0,0	3,2	0,8	1,5
	1203,4	p-c dr	78,4	3,1	0,1	0,1	0,8	0,0	11,5	4,8	0,0	1,2	0,0
górny	1233,1	p-c śr	78,6	1,2	0,0	0,0	1,8	0,0	18,3	0,0	0,0	0,1	0,0
	1247,6	p-c dr	77,1	1,5	0,0	1,8	1,5	0,0	16,2	0,0	0,0	0,4	1,5
	1253,4	p-c dr	82,3	1,4	0,0	3,2	2,5	3,5	0,0	0,0	2,0	1,9	3,2
Baton środ- kowy	1267,3	p-c dr	65,4	0,2	0,0	0,8	0,6	7,0	22,0	0,5	0,0	1,5	2,0
	1289,1	p-c śr	88,3	1,8	0,0	0,0	1,5	0,0	4,0	2,5	1,5	0,2	0,2
	1294,0	p-c dr	79,3	2,3	0,2	0,0	0,8	1,1	16,1	0,0	0,0	0,2	0,0
	1307,5	p-c dr	90,9	1,6	0,0	0,8	0,0	3,5	0,0	0,0	2,8	0,2	0,2
	1341,1	p-c dr	80,4	2,1	0,0	3,5	2,2	7,0	4,2	0,0	0,0	0,3	0,3
	1357,8	m-c	5,0	0,4	0,0	10,1	2,0	69,0	11,2	0,0	0,0	0,3	2,0
	1397,1	p-c bdr	52,9	0,5	0,0	3,0	2,5	30,5	10,1	0,0	0,0	0,2	0,3
Baton dolny	1404,2	p-c dr	70,2	2,0	0,0	1,3	5,1	5,6	15,0	0,0	0,0	0,8	0,0
	1415,2	p-c dr	93,4	1,8	0,0	0,6	0,0	1,7	0,0	0,0	1,8	0,2	0,5
	1428,0	p-c bdr	64,2	1,0	0,0	0,5	3,0	18,3	11,0	0,0	0,0	0,8	1,2
	1464,6	p-c dr	87,7	4,8	0,0	0,7	0,0	1,7	0,0	0,2	4,5	0,2	0,2
	1488,0	p-c dr	78,7	0,8	0,0	0,2	0,0	0,0	20,0	0,0	0,0	0,2	0,1
Bajos górny	1545,0	p-c dr	84,8	0,4	0,0	1,0	0,0	8,0	1,2	0,0	0,5	2,3	1,8
going	1657,0	p-c dr	86,6	1,2	0,0	0,5	0,0	5,0	0,0	0,0	4,2	0,2	2,3
	1658,8	p-c dr	87,9	0,8	0,0	0,1	0,0	0,0	11,0	0,0	0,0	0,1	0,1
D'1	1693,9	p-c dr	91,7	2,5	0,0	0,0	0,0	1,0	3,2	0,0	1,4	0,1	0,1
Bjd	1706,9	p-c dr	76,3	2,0	0,0	1,2	0,0	13,3	6,1	0,0	0,8	0,2	0,1

aut. – autigeniczny; Bjd – bajos dolny; m-c – mułowiec; p-c bdr, dr, śr – piaskowiec bardzo drobno-, drobno-, średnioziarnisty; szcz. org. – szczątki organiczne aut. – authigenic; Bjd – Lower Bajocian; m-c – mudstone; p-c bdr, dr, śr – very fine, fine, medium grained sandstone; szcz. org. – organic fragments

ne są one złożone z fosforanów. Drobne skupienia fosforanowe występują także w innych próbkach.

Opisywane piaskowce zawierają miejscami warstewki ciemnych mułowców i iłowców bądź są częściami składowymi heterolitów. Często wykazują ślady zaburzeń bioturbacyjnych.

Baton górny. Badane piaskowce są reprezentowane przez drobno- i średnioziarniste arenity kwarcowe o dobrym bądź miernym wysortowaniu materiału detrytycznego. Główny składnik piaskowców, to ziarna kwarcu odznaczające się brakiem obróbki mechanicznej lub jej częściowym zaawansowaniem. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu mieści się w granicach 0,1–0,4 mm, maksymalna wynosi od 0,4 do 0,8 mm. Piaskowce zawierają 75,9–88,5% obj. kwarcu, 1,2–3,1% skaleni, 0,0–0,2% litoklastów, 0,5–4,8% bioklastów, ponadto niewielki udział łyszczyków, matriksu, kwarcu autigenicznego, fosforanów, pirytu i szczątków roślinnych (tab. 2). Pomierzona w analizach planimetrycznych zawartość węglanów waha się w granicach 0,2–18,3% obj. Jest to głównie Fe/Mn-kalcyt z niewielkim udziałem dolomitu, ankerytu lub syderoplesytu. W analizie katodoluminescencyjnej kalcyt świeci w barwach żółtopomarańczowych, dolomit świeci czerwonobrunatno, ankeryt i syderoplesyt nie świecą. W próbkach badanych przez J. Dadlez (1991) stwierdzono 28% wag. kalcytu (głęb. 1276,6 m) oraz 21,4% wag. kalcytu i 13,2% dolomitu (głęb. 1170,6 m).

W niektórych warstwach piaskowców występują widoczne makroskopowo otoczaki piaskowców żelazistych, klasty ilaste i szczątki fauny (np. głęb. 1260,0 m, J. Dadlez, *op. cit.*). W próbce z głęb. 1170,6 m stwierdzono smugi wyróżniające się obecnością grubych ziaren kwarcu, o średnicy ok. 1,5 mm. Miejscami są widoczne skupienia wodorotlenków żelaza. Częste są ślady zaburzeń bioturbacyjnych.

Na głęb. 1293,9 m występuje warstwa mułowca opisana przez J. Dadlez (1991). Jest to skała brunatna, złożona głównie z ziaren pyłu kwarcowego z niewielkim udziałem ziaren z frakcji piaszczystej. Zawiera dość liczne blaszki muskowitu. Materiał detrytyczny jest spojony minerałami ilastymi, wodorotlenkami żelaza i materią organiczną.

Na głęb. 1228,1 m występuje warstewka ciemnobrunatnego syderytu ilastego. W węglanowo-ilastym tle skalnym są widoczne nieliczne ziarna pyłu i piasku kwarcowego, blaszki muskowitu, bioklasty oraz skupienia fosforanów. Badania dwóch drobnych romboedrów węglanowych w mikrosondzie elektronowej wykazały, że zawierają one 81,16–83,58% mol. FeCO₃, 5,23–7,62% MgCO₃, 8,31–8,49% CaCO₃ i 2,70–2,91 MnCO₃. Oba kryształy reprezentują Ca/Mn-syderoplesyt. Badania w mikrosondzie wykonał L. Giro.

Kelowej. Z krótkiego odcinka rdzenia (1116,3–1119,0 m), uznanego przez Feldman-Olszewską (2005) za reprezentujący kelowej, zbadano trzy próbki Są to:

 dolomit sparytowy, nierównoziarnisty z głębokości 1119,0 m, złożony z romboedrów dolomitu, zawiera nieliczne ziarna kwarcu o średnicy około 0,1 mm i drobne skupienia glaukonitu;

– mułowiec ilasto-piaszczysty z głębokości 1116,5 m, złożony z pyłu i piasku kwarcowego, z oliwkowozielonkawych minerałów ilastych, przypominających rozmyty glaukonit i z dość licznych ziaren zielonego glaukonitu; jest impregnowany drobnymi romboedrami ankerytu (zabarwionego na ciemnoniebiesko płynem Evamy'ego), występują tu również bardzo drobne szczątki roślinne, piryt, biotyt, muskowit i pojedyncze okruchy krzemionkowych igieł gąbek;

– skała glaukonitowa, ilasto-piaszczysta, z głębokości 1116,3 m – jej głównym składnikiem są skały trawiastozielone, owalne ziarna glaukonitu, miejscami sfosfatyzowanego; najczęstsza średnica ziaren wynosi około 0,15 mm; występują tu również ziarna kwarcu z frakcji piasku i pyłu, blaszki łyszczyków oraz detrytyczne minerały ilaste; dostrzeżono także fragment belemnita i nieliczne, drobne płytki szkarłupni złożone z Mn-kalcytu lub zglaukonityzowane; skała zawiera skupienia fosforanów, drobnokrystaliczny piryt i Mn-kalcyt, świecący na żółtopomarańczowo w CL.

Wnioski

1. Materiał detrytyczny piaskowców jury środkowej z otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2 jest reprezentowany głównie przez ziarna kwarcu. Najczęściej są one drobne, ostrokrawędziste, rzadziej – półobtoczone. Kwarc monokrystaliczny znacznie przeważa nad polikrystalicznym. Ziarna kwarcu w piaskowcach wapnistych odznaczają się częściowym skorodowaniem powierzchni. Ziarna skaleni, reprezentowane tylko przez skaleń potasowy, są nieliczne, podobnie jak blaszki łyszczyków. Skład mineralny materiału detrytycznego wskazuje na jego pochodzenie z resedymentacji starszych od jury środkowej kwarcowych skał osadowych. Rzadko obserwowane, drobne okruchy piaskowców żelazistych lub syderytów mogą reprezentować intraklasty.

2. Materiał detrytyczny piaskowców wykazuje na ogół dobry lub mierny stopień wysortowania. Zdaniem J. Dadlez (1991) wysortowanie detrytu nieco wzrasta ku stropowi profilu.

3. Obserwowane w piaskowcach bioklasty reprezentują najczęściej fragmenty muszli małży cienkoskorupowych i elementy szkieletowe szkarłupni. Miejscami, zwłaszcza w warstewkach ilastych, dostrzega się otwornice bentoniczne. Największą różnorodność okruchów fauny zaobserwowano w muszlowcu syderytowym, w którym występują także skorupki ślimaków, płytki szkarłupni oraz niekształtne fragmenty pochodzące zapewne ze skorup głowonogów.

4. Charakterystyczną cechą zbadanych osadów jest dość częste występowanie heterolitów piaszczysto-ilastych, zwłaszcza w niższej części profilu. Ciemne iłowce, łupki ilaste i mułowce najliczniej występują w aalenie górnym i w bajosie górnym. Ponadto grube warstwy piaskowców często zawierają laminki lub smugi ilaste, w których obecna jest materia organiczna, drobne szczątki zwęglonej flory i piryt. Wymienione cechy litologiczne osadów wskazują na powtarzające się zmiany głębokości środowiska ich sedymentacji. Zostało to dobrze opisane i udowodnione przez Feldman-Olszewską (2005), która rozpoznała w badanym profilu jury środkowej poszczególne strefy głębszego lub płytszego przybrzeża na szelfie silikoklastycznym i określiła stopień ich niedotlenienia. Dostrzegła też osady szelfu węglanowo-klastycznego w keloweju.

5. Na pierwotne struktury osadów i ich skład mineralny znaczny wpływ miały procesy diagenetyczne. Najwcześniejszym było przerabianie osadów przez żyjące w nich organizmy. Miejscami pierwotne struktury sedymentacyjne (zwłaszcza w heterolitach) zostały niemal całkowicie zaburzone. Kolejnym znaczącym procesem była kompakcja mechaniczna, która spowodowała gęste upakowanie materiału detrytycznego i częste złupkowanie iłowców. Mniej istotne było działanie kompakcji chemicznej, wyrażone tylko obecnością międzyziarnowych kontaktów wklęsło-wypukłych.

W niektórych warstwach piaskowców (zwłaszcza batonu dolnego i górnego) aktywność kompakcji została ograniczona przez wczesną cementację piaskowców kalcytem. Miejscami obok kalcytu dostrzeżono dolomit, ankeryt lub drobne skupienia syderoplesytu i fosforanów, a także wodorotlenki żelaza. Występują również cienkie wkładki skał syderytowych, reprezentowanych przez mikrytowe i mikrosparytowe syderyty ilaste oraz przez muszlowiec syderytowy. Badanie syderytu ilastego z głęb. 1228,1 m w mikrosondzie elektronowej pozwoliło stwierdzić, że główny składnik tej skały ma skład chemiczny syderoplesytu z domieszkami wapnia i manganu (Bolewski, 1982; Maliszewska, 1998). Ostatnie badania skał syderytowych jury środkowej Kujaw w strefie Ciechocinek-Brześć Kujawski-Wojszyce oraz na obszarze łęczyckim wykazały, że bardzo drobnokrystaliczny Ca/Mn-syderoplesyt jest zawsze ich głównym i najwcześniejszym składnikiem węglanowym. Miejscami towarzyszą mu ankeryt i pistomesyt

lub Ca/Mn-syderoplesyt średniokrystaliczny (późniejszy), najrzadziej dolomit i kalcyt (Maliszewska i in., 2006).

6. Pojawienie się w osadach jury środkowej syderoplesytu, a zwłaszcza pirytu, świadczy o redukcyjnych warunkach wczesnej diagenezy. Liczne drobne framboidy pirytowe wskazują na jego pochodzenie bakteryjne (Sawłowicz, 2000). Piryt często towarzyszy bioklastom, niektóre z nich silnie impregnuje. Ma to związek z niszczeniem miękkich części organizmów, co zapewne przyczyniło się do utworzenia fosforanów.

7. Do procesów diagenetycznych, których ślady pozostały w badanych osadach, należało korodowanie ziaren kwarcu i skaleni przez roztwory o odczynie alkalicznym oraz zastępo-

wanie miejscami pierwotnych składników bioklastów – aragonitu i Mg-kalcytu przez Fe/Mn-kalcyt, ankeryt lub syderoplesyt późniejszej generacji. W osadach keloweju zaobserwowano efekty glaukonityzacji kalcytowych bioklastów oraz fosfatyzację glaukonitu.

8. Większość wymienionych procesów działała w okresie eodiagenezy (w ujęciu Choquette, Pray, 1970). Do procesów mezodiagenetycznych, rozwijających się wraz z pogrzebywaniem osadów należały: kompakcja mechaniczna i chemiczna oraz zastępowanie mniej stabilnych składników detrytu i cementów przez Fe/Mn-kalcyt, dolomit i ankeryt. Zastępowanie syderoplesytem obserwowano najrzadziej.

JURA GÓRNA

Teresa NIEMCZYCKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH

Utwory jury górnej nawiercono w otworze Ciechocinek IG 2 w interwale 315,0–1116,5 m. Ich miąższość wynosi 801,5 m. Zostały one przewiercone z fragmentarycznym rdzeniowaniem. Uzyskano 65,3 m rdzenia. Utwory te reprezentują pełny profil górnojurajski. Występują tu utwory oksfordu, kimerydu oraz całego tytonu.

Oksford. Miąższość utworów oksfordu wynosi 421,5 m i jest zbliżona do miąższości tych utworów w otworze Ciechocinek IG 3, a o 184,5 m większa niż w otworze Ciechocinek IG 1. Wykształcenie tych utworów odbiega od typowego wykształcenia odpowiadających im utworów z Niżu Polskiego. Trudno tu wyodrębnić znane z oksfordu formacje litostratygraficzne (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1976, 1983). Wyodrębniono je jako grupę wapienną A (Dembowska, 1979).

<u>Grupa wapienna A (695,0–1115,0 m).</u> Są to wapienie mikrytowe i wapienie margliste, jasno- lub ciemnoszare, o zawartości CaCO₃ 69,0–82,0%, o strukturze mikrytowej, pseudogruzłowej lub intraklastycznej, twarde i zwięzłe, ze zmienną ilością materiału ilastego. Skały są pozbawione szczątków fauny, poza pojedynczym egzemplarzem amonita.

Obok wapieni występują w profilu warstwy margli, margli ilastych i mułowcowych, słabo zwięzłych, o ciemnoszarej barwie.

Kimeryd. Utwory kimerydu o miąższości 247,5 m wykazują wykształcenie typowe dla kimerydu centralnej części Niżu Polskiego. Pozwoliło to wyodrębnić znane jednostki litostratygraficzne: formację wapienno-marglisto-muszlowcową (V), uznaną za kimeryd dolny, oraz formację pałucką (VI) w kimerydzie górnym (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1983). Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa (V) (654,0 -695,0 m). Są to wapienie margliste, mikrytowe, barwy jasnoszarej, smużyste i plamiste, partiami wzbogacone w materiał ilasty, z intraklastami jaśniejszego wapienia mikrytowego, z porwakami margla ilastego, wykazujące ślady obecności organizmów mułożernych i ślady rozmywania.

Pormacja pałucka (VI) (447,5–654,0 m) jest wykształcona w formie typowych dla tej formacji mułowców marglistych, barwy ciemnoszarej, miejscami dolomitycznych, z cienkimi warstewkami jaśniejszego margla dolomitycznego. Skały mają pokrój płytkowy, miejscami z laminami wzbogaconymi w płytki srebrzystej miki, zawierają detryt muszlowy, występujący w zmiennej ilości, nadający czasem skale charakter muszlowca. Dość licznie występują w nich spirytyzowane ślady małży i serpul oraz pojedyncze amonity.

Tyton. W obrębie utworów tytonu o miąższości 132,5 m wyodrębniono wyższą część formacji pałuckiej (VI) oraz niższą część formacji kcyńskiej (VII) z dolną częścią ogniwa wapieni korbulowych (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1983).

<u>Formacja pałucka (VI) (330,0–447,5 m).</u> Jest to ten sam typ utworów, co w niższej części tej formacji uznanej za kimeryd górny. Obok mułowców marglistych występują tu margle ilaste z licznym detrytem muszlowym. W osadach tych występują pojedyncze fragmenty amonitów.

<u>Formacja kcyńska (VII) (315,0–330,0 m)</u> jest reprezentowana przez jej niższą część, ogniwo wapieni korbulowych. Są to wapienie oolitowe, białe, drobnoziarniste, z pojedynczymi większymi ooidami, twarde i zwięzłe.

Krzysztof RADLICZ

ANALIZA PETROGRAFICZNA

Z osadów jury górnej z otworu Ciechocinek IG 2 ekspertyzom petrograficznym poddano trzy płytki cienkie.

W płytce z głębokości 1012,2 m stwierdzono mikryt gąbkowy (wakston), o składzie wapienia marglistego, odznaczający się teksturą równoległą. Występuje w nim około 10% bioklastów – igieł gąbek, otwornic i szkarłupni. Niektóre bioklasty uległy metasomatycznej sylifikacji. W mikrycie oraz w bioklastach występują bardzo drobne skupienia czarnej substancji bitumicznej.

W płytce z głębokości 955,0 m stwierdzono wapień peloidowo-intraklastyczny – floatston. Jest to wapień złożony z tła peloidowego, z domieszką skalcytyzowanych igieł gąbek i małżoraczków oraz nieregularnych, często ameboidalnych skupień wapiennych i *Tubiphytes* oraz z bioklastami małży i jeżowców. Obok nich występują gniazda kalcysparytu.

W płytce z głębokości 890,6 m stwierdzono biomikryt gąbkowy – pakston, o składzie wapienia marglistego, odznaczający się teksturą równoległą. Wśród allochemów występuje około 40–50% bioklastów, głównie igieł gąbek oraz pojedynczych szkarłupni i otwornic. Ponadto stwierdzono strzępiaste skupienia zwęglonej sieczki roślinnej oraz skupienia czarnych bituminów. Sporadycznie występują łuseczki muskowitu i skupienia krzemionkowe. Igły gąbek są wypełnione kalcysparytem.

Jolanta SMOLEŃ

MIKROFAUNA OSADÓW JURY GÓRNEJ I NAJNIŻSZEJ KREDY

Z osadów jury górnej z profilu Ciechocinek IG 2 analizie mikropaleontologicznej zostały poddane próbki, które obejmują interwał głębokości od 201,1 do 809,0 m. Do badań dostarczono 19 próbek, pobranych wybiórczo z osadów jury górnej, obejmującej utwory oksfordu, kimerydu i tytonu. Liczba przebadanych próbek jest niewystarczająca do przeprowadzenia szczegółowej analizy biostratygraficznej, jednak na podstawie zmienności zespołów otwornic wyróżnionych w badanych próbkach udokumentowano obecność osadów oksfordu, kimerydu górnego oraz tytonu.

W osadach oksfordu, obejmujących interwał profilu na głębokości 809,0-720,1 m, oznaczono zespoły otwornic, z których tylko jeden, znajdujący się w próbce z głębokości 720,1 m, dokumentuje ich wiek na oksford górny. Wiek ten został wyznaczony na podstawie obecności gatunku Discorbis subspecoiosus Bogdanowicz et Makarjewa, którego zasięg występowania jest ograniczony do osadów najwyższego oksfordu środkowego i starszego oksfordu górnego (Bielecka, 1980). W powyższej próbce znajdują się także inne gatunki otwornic o dłuższym zasięgu występowania, znane powszechnie z utworów całego oksfordu, takie jak: Textularia jurassica (Gümbel), Spirillina tenuissima Gümbel, Guttulina jurassica Gümbel, Lenticulina ovatoacuminata (Wiśniowski), Lenticulina calva (Wiśniowski), a także inne taksony z rodzajów: Astacolus sp., Lenticulina sp., Eoguttulina sp. oraz Citharina sp. Wśród mikrofauny odnotowano również obecność pokruszonych skorupek małżoraczków oraz fragmenty makrofauny.

Nieco niżej w profilu, na głębokości 724,9 m, nie odnotowano wystąpień mikrofauny. Niewielkie ilości otwornic znaleziono w pozostałych próbkach, pochodzących z utworów oksfordu, z głębokości: 809,0 m i 810,6 m. Stan zachowania skorupek otwornic w wielu przypadkach nie pozwala na ich dokładną identyfikację taksonomiczną. Opisano z nich takie gatunki, jak: *Spirillina tenuissima* Gümbel, *Guttulina jurassica* Gümbel, *Spirillina* sp. oraz gatunek z rodzaju *Discorbis* sp., mogący sugerować wiek osadów, z których pochodziły próbki, na nie starszy niż oksford środkowy. Wymienione próbki zawierają także liczne igły gąbek, charakteryzujące osady oksfordu środkowego i górnego facji węglanowej w Polsce.

Z utworów kimerydu w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 przebadano pod względem mikropaleontologicznym 9 próbek pochodzących z interwału głębokości 466,0-652,1 m. Występują tu głównie mułowce margliste, w których odnotowano obecność otwornic. W próbkach z głębokości: 557,3; 560,4 i 606,5 m opisano zespoły otwornicowe zawierające gatunki charakterystyczne dla utworów kimerydu górnego i tytonu dolnego (Bielecka, 1975, 1980). Niektóre z nich mogą występować jeszcze w tytonie środkowym. Opisane gatunki z powyższego interwału głębokości to: Citharina zaglobensis (Bielecka et Pożaryski), Epistomina stellicostata (Furssenko et Polenova), Epistomina nuda cf. vulgaris Bielecka et Pożarski, Haplophragmium sp., Planularia sp., Marginulina sp., Conorboides sp., Tristix sp., Eoguttulina sp., Ammobaculites sp., Spirillina infima (Strickland), Lenticulina munsteri (Roemer), Marginulinopsis embaensis (Furssenko et Polenova), Orbignynoides sp., Citharinella cf. uhligi (Furssenko et Polenova), Marginulinopsis striatocostata (Reuss) oraz Marginulinopsis buskensis (Bielecka et Pożaryski). Oznaczony zespół otwornic zawiera gatunki o dość długich zasięgach stratygraficznych, jednak nieobecność form typowych dla tytonu sugeruje wiek osadów na późny kimeryd. Prawdopodobnie utwory te reprezentują młodszy kimeryd górny, na co wskazuje występowanie gatunków pojawiających się w najwyższym kimerydzie górnym, takich jak: Citharina zaglobensis (Bielecka et Pożaryski) czy Citharinella cf. uhligi (Furssenko et Polenova). W próbkach z głębokości 466,1-513,5 m nie odnotowano wystąpień otwornic, stąd określenie wieku tych osadów na podstawie mikrofaunistycznej jest niemożliwe.

Próbki pochodzące z osadów z głębokości od 324,5 do 420,0 m reprezentują utwory tytonu. Z wyżej wymienionego interwału głębokości do badań mikropaleontologicznych dostarczono 5 próbek pochodzących z głębokości: 420,0; 416,6; 374,8; 371,8 i 324,5 m. W powyższych próbkach oznaczono niezbyt liczne zespoły otwornic, ubogie zarówno pod względem liczby gatunków, jak i osobników. Wyróżnione asocjacje otwornic różnią się pod względem składu taksonomicznego od zespołów kimerydu górnego. Oprócz gatunków znanych z kimedydu górnego, takich jak: Marginulinopsis striatocostata (Reuss), Lenticulina muensteri (Roemer) czy Spirillina infima (Strickland), pojawiają się nowe gatunki wskazujące na utwory tytonu. Należą do nich następujące taksony: Lenticulina infravolgaensis (Furssenko et Polenova), Vaginulinopsis cf. incisiformis Bielecka, Haplophragmoides cf. volgensis Mjatliuk, Marginulinopsis robusta (Reuss) (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, 1975, 1980). Powyższe gatunki pojawiają się w osadach na granicy kimerydu z tytonem i powszechnie występują w utworach zarówno tytonu dolnego, jak i na początku środkowego. W tym przypadku szczegółowe określenie podpiętra tytonu jest niemożliwe. Oprócz wyżej wymienionych gatunków w utworach tytonu w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 odnotowano występowanie innych taksonów, należących do rodzajów: *Planularia* sp., *Eoguttulina* sp. i *Marginulinopsis* sp. W tym przypadku dokładna identyfikacja taksonomiczna była niemożliwa ze względu na zły stan zachowania skorupek mikrofauny.

Z głębokości 201,1 m pochodzi próbka, w której oznaczono bardzo licznie występujące małżoraczki z rodzajów Rhinocypris jurassica (Martin), Kielana alata Martin oraz Cypridea prealta Bielecka. Powyższe gatunki reprezentują osady facji purbeckiej. Znaczenie stratygraficzne ma występujący tu gatunek Cypridea prealta Bielecka, który wyznacza "poziom małżoraczkowy C" (Bielecka, Sztejn, 1966; Bielecka, 1975). Według wyżej wymienionych autorów poziom małżoraczkowy "C" reprezentował utwory purbeku górnego (wołgu), zaliczanego do najwyższej jury. W najnowszych opracowaniach "poziom C" został włączony do poziomu Cypridea dunkeri (Dziadzio i in., 2004) beriasu dolnego. W świetle najnowszych ustaleń Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej (ISC) i ujednolicenia podziałów stratygraficznych na obszarach Tetydy i epikontynentalnej Europy, utwory wołgu górnego zostały włączone do kredy dolnej i reprezentują utwory beriasu dolnego.

KREDA DOLNA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH

Lokalizacja otworu wiertniczego Ciechocinek IG 2 w osiowej strefie bruzdy śródpolskiej, a zarazem wału śródpolskiego (w północno-zachodniej części bloku tektonicznego Kutna – tzw. depresja kujawska, na zachodnim skłonie poduszki Ciechocinka), powoduje, że nie występują tu utwory kredy górnej (usunięte wskutek późnokredowej/pokredowej inwersji tektonicznej), natomiast kreda dolna jest reprezentowana jedynie przez jej część dolną, obejmującą berias. Wyższe ogniwa kredy dolnej, podobnie jak kreda górna, również zostały usunięte wskutek wspomnianej inwersji.

Specyfiką tej strefy wału śródpolskiego (depresji kujawskiej) jest występowanie sekwencji dolnokredowej pod utworami kenozoiku nie tylko w strefie wzdłużnej skłonu wału śródpolskiego, ale także na znacznym obszarze samego wału (Marek, 1967, 1969; R. Dadlez i in., 2000; R. Dadlez, 2001).

Profil litologiczno-stratygraficzny kredy dolnej został opracowany przez S. Marka (riazań) i T. Niemczycką (wołg górny) na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej, analizy próbek okruchowych i nielicznych rdzeni wiertniczych, w korelacji z otworami sąsiednimi, m.in.: Kajetanowo (TK 19), Zakrzewo (TK 20) i Opoczki (TK 12).

W otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 utwory kredy dolnej (berias = riazań + wołg górny) mają miąższość 227,0 m. Granica pomiędzy tytonem a beriasem przebiega w obrębie ogniwa wapieni korbulowych i została wyznaczona na głęb. 315,0 m. Ponad wapieniami (22,0 m miąższości) wydzielono ogniwo z Wieńca (62,5 m), reprezentowane przez wapienie i anhydryty. Leżące wyżej ogniwo skotnickie (głęb. 169,5–230,5 m) obejmuje najwyższy wołg górny i najniższy riazań. Są to margle ilaste ze śladami fauny i nagromadzeniem detrytu muszlowego (najwyższy wołg) (głęb. 179,0–230,5 m) oraz łupki ilasto-margliste z muszlowcami cyrenowymi (najniższy riazań, poziom małżoraczkowy A) (głęb. 169,5–179,0 m). Opisane dotychczas osady należą do formacji kcyńskiej i reprezentują utwory płytkiego morza oraz częściowo fację purbecką, rozwijającą się w warunkach brakicznych (?laguna).

Ponad formacją kcyńską wydzielono formację rogoźniańską (głęb. 88,0-169,5 m), w której obrębie wyróżnia się ogniwa kajetanowskie (o miąższości 37,5 m) i zakrzewskie (44,0 m). Pierwsze z nich budują piaskowce, miejscami wapniste, z wkładką mułowców. Ogniwo zakrzewskie (warstwy z Riasanites, Himalayites i Picteticeras) jest reprezentowane przez serię wapieni piaszczystych i piaskowców wapnistych z fauną Exogyra sinuata (Sowerby). Profil kredy dolnej w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 kończy 15 m miąższości seria mułowców piaszczystych. Osady formacji rogoźniańskiej były deponowane w basenie płytkiego szelfu epikontynentalnego w warunkach rozwijającej się inicjalnej transgresji morza wczesnokredowego (Marek, 1988, 1997). W czasie beriasu obszar ten znajdował się w strefie maksymalnej subsydencji w bruździe śródpolskiej (R. Dadlez, 1989). Tutaj też obserwuje się najpełniej wykształcony profil warstw pogranicza jury górnej i kredy dolnej na Niżu Polskim (Marek, 1997).

CIECHOCINEK IG 2

Stratygrafia (głębokość wg karotażu)

ροινγ

BATON

-1442,0-

GÓRNY

BAJOS







Fig. 5A. Profil sedymentologiczny utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 (wg A. Feldman-Olszewskiej)

Sedimentological profile of the Middle Jurassic deposits in the Ciechocinek IG 2 borehole (acc. A. Feldman-Olszewska)

Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, z. 117, 2007 © Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2007 CIECHOCINEK IG 2

Stratygrafia (giębokość wg karotażu)	Fotografie	(w metrach) 1520 1200 1200	Marsz rdzenia	Itto profit itto profit	CHOCINEK I profil sedymentologic p. p. p. m. b.dr. dr.	G 2 czny p. p. śř. gř. zł	Charakter granic	Dotatkowe odmiany litologiczne	Flora	Stopień bioturbacji	Skamie- niatości śladowe	Skamie- niałości	Spoiwo	Barwa	Środowisko
	• fig. 7C • fig. 8J	1590	1587,0 · 1592,0 ·	1 1 1 1 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2			↓ ↓ ↓ ↓	€δ - ₩ ₹ €	- 14 14 14		20 + 0 0 + 0 0 +	b		C.SZ j.SZ SZ C.SZ	STREFA PRZEJ- ŚCIOWA PŁYTSZE
BAJOS GÓRNY		1610 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	1603,5 · 1611,5 ·]			•	- 32			- Q BB - Q BB - Q BB		C.SZ	PRZYBRZEŻE GŁĘBSZE - słabo dysoksyczne
	• fig. 7F • fig. 6A • fig. 7D		1640,0 - 1645,5 1648,5 - 1655,0 - 1666,8 - 1666,8 - 1672,5 -						<pre></pre>		- ≫ -∞b -/0		k - i	CZ CZ CZ J.SZ C.SZ C.SZ C.SZ	PRZYBRZEŻE B D STREFA DOLNE SRODK PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE GŁĘBSZE G M Z PRZEJ PRZYB. PRZYB. GŁĘBSZE GŁĘBSZE GŁĘBSZE GŁĘBSZE Silnie dysoksyczne
-1686,0-			1684,0 - 1690,0 - 1696,0 - 1702,0 - 1708,0 - 1714,0 - 1714,0 -				↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓	} • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	- *		-/G -/G -/G -/G -/G -/G -/G -/G -/G -/G		k-i k-i k-i	C.SZ SZ C.SZ SZ C.SZ C.SZ	トロンYB: 25-3 COLNE SRODKOWE GORNE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PŁYTSZE PŁYTSKE PŁYTSZE PŁYTSŻE PŁYTŚE
BAJOS DOLNY		1730-	1726,0 · 1732,0 · 1738,0 ·	$ \begin{array}{c} & & & & & & \\ & & & & & & \\ & & & & & $			*						dol k - i dol	\$Z 5Z \$Z \$Z C.SZ C.SZ	DOLNE STREFA DOLNE STREF PRZYBRZEŻE PRZEJ PRZYBRZEŻE ŚCIOWA PŁYTSZE ŚCIOWA
AALEN GÓRNY.).	1760-	1775,0- 1781,0- 1787,0- 1793,0- 1799,0-					}						cz	PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE GŁĘBSZE - GŁĘBSZE - słabo dysoksyczne słabo dysoksyczne
	itologia L zle co pia sar pia arg mu co cla itologia L pia arg mu co cla itologia L pia arg mu cla itologia L pia arg co cla itologia L pia arg co cla itologia L pia arg co cla itologia L pia arg co cla itologia L pia arg co cla itologia L pia arg co cla itologia	Lithology epieńce nglomerate askowce ndstone askowce pia ndy mudsto terolit terolit terolith ułowce pia ndy mudsto wterolit terolith ułowce iłow yey mudsto wce nystone oki ale apienie apienie estone anic Bound stra ndary mnia erozyj	nułowcc andston iszczyst one vcowe one dary cha.	racteristic		Do B B V ×× ··· · · · · · · · · · · ·	odatł mus mus klas clay piry pyrii żwii qua. kon side kulis side kulis side pog loac szc sym stru slur	cowe e Addit skowit covite skowit clasts t clasts t te rek kwa ric chad krecje rite chad krecje rite chad krecje rite chad szlowc uina czaki p bles prazy d cast zeliny s ktury s np struc	skupio n clay o e arcowy sydery cretion deryto rcalatic krecje rly rour e iaskow synere racks spływo ctures	ty lito thology ny w li drapes v towe s we ons syder nd cond vcowe	logiczne aminach ytowo-m	ilastych nargliste	'n		FI FI 8 8 1 1 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5

Stratvorafia	Glebokość (głębokość wg karotażu)	Fotografie	Głębokość (w metrach) 1220	Marsz rdzenia	CIECHOCINEK	KIG 2 ogiczny . p. p. r. śr. gr. zl.	Charakter granic	Dotatkowe odmiany litologiczne	Flora	Stopień bioturbacji	Skamie- niałości śladowe	Skamie- niałości	Spoiwo	Barwa	Środowisko	Stratygrafia (of bobws) (of bobws)	wg karotazu)	Fotografie	Głębokość (w metrach)	Marsz rdzenia	IIIIIII IItologiczny	CIECHOCINEK IG 2 profil sedymentologiczny p. p. p. p. p. m. b.dr. dr. sr. gr. zi.	Charakter granic	Dotatkowe odmiany litologiczne	Flora	Stopień bioturbacji	Skamie- niałości śladowe	Skamie- niałości	Spoiwo	Barwa	Środowisko
	GÓRNY	• fig. 7C • fig. 8J		1587,0 - 1592,0 - 1603,5 -			$\leftrightarrow \leftrightarrow \leftrightarrow \leftrightarrow$	₽ ۵ •				- Q BB - Q BB - Q BB		C.SZ j.SZ SZ C.SZ	RZYBRZEŻE STREFA DOLNE GŁĘBSZE - PRZEJ- PRZYBRZEŻE bo dysoksyczne ŚCIOWA PŁYTSZE				1810	1805,0 1811,0 1817,0 1822,6 1828,6 1834,0					- 🕫		k ukk			cz	PRZYBRZEŻE GŁĘBSZE - silnie dysoksyczne
	BAJOS		1620- 1620- 1630- 1640- 1650-	1611,5 - 1640,0 - 1 <u>645,5</u> - 1648,5 - 1648,5 -										CZ	RZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE P GŁĘBSZE - GŁĘBSZE - GŁĘBSZE - slnie dysoksyczne slat	AALEN GÓRNY	• fig	g. 8B	1850	1843,0 - 1849,0 - 1854,7 - 1860,5 - 1866,5 - 1872,2 - 1877,2 - 1877,2 - 1878,2 -			\$ •		- 98 - 98 - 98					cz	PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE GŁĘBSZE - GŁĘBSZE - GŁĘBSZE - Silnie dysoksyczne silnie dysoksyczne słabo dysoks. STREFA PRZEJŚCIOWA 전유이었 가지중수·꼬
-16	586,0-	• fig. 7F • fig. 6A • fig. 7D		1655,0 - 1666,8 - 1672,5 - 1684,0 - 1690,0 - 1690,0 -					- 98		- ≫b -/G } ≫b _{} x} k		k - i	j.sz C.SZ J.SZ C.SZ C.SZ C.SZ C.SZ SZ C.SZ	GÓRNEPRZYBRZEŹEPRZYBRZEŹEPRZYBRZEŹEPRZYBRZEŹEBOLNEŚRODKPRZYBRZEŻEGŁĘBSZEGŁĘBSZEGŁĘBSZEBRZYBPRZEJ.PRZYB.PLYTSZEsłabo dysoksycznesilnie dysoksyczneścIOWAPLYTSZEPLYTSZE					1890,2 1896,2 1902,2 1908,4 1914,3			1		34		- OT			C,SZ S	w PRZYB. PRZEJE
	BAJOS DOLNY		17700 	1702,0- 1708,0- 1714,0- 1720,0- 1726,0- 1732,0- 1738,0- 1738,0-			↓ ↓		74 74		-/G)))))))))))))		k-i k-i k-i dol dol	SZ C.SZ C.SZ SZ SZ SZ SZ C.SZ SZ C.SZ	DLNE STREFA DOLNE STREFA PRZYB. 05 2 0 DOLNE \$RODKOWE BRZZEŻE PRZYB. 26 0 DOLNE \$RODKOWE BRZZEŻE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PŁYTSZE PŁY	-1932,0	0- • fic • fic • fic	g. 8G g. 6E g. 7E g. 7E	1940 	1938,0 1942,0 1947,5 1953,4 1959,5 1959,5				- ♣ ♣ } % ₩ } w ₽	} %				k-i k-k i	SZ j. SZ SZ C.SZ C.SZ	ESTUARIUM a międzypływowa piaszczysta i mieszana o o
- ?1	AALEN GÓRNY ⁻⁰		1750 1770 1770 1770 1770 1770	1775,0- 1781,0- 1787,0- 1793,0-				> ⊕ •						62	PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PRZYBRZEŻE PRZY GŁĘBSZE - GŁĘBSZE - BRZN silnie dysoksyczne słabo dysoksyczne			mentolo bra laci sm clay wki mu wa flas flas flas flas flas lam lam lam par lam par lam par lam par lam par lam cro lan lan lan lan lan lan lan lan lan lan	pgiczny k strukte k of struc ugi ilaste y drapes ladki mu dstone in rstwowa eer beddii rstwowa wy beddir ninacja f yy lamina rstwowa iticular be ninacja s ticular be ninacja s ticular be ninacja s s beddin rstwowa S beddin rstwowa S beddin rstwowa S beddin rstwowa S beddin rstwowa s beddin rstwowa s beddin rstwowa s beddin rstwowa s beddin rstwowa s beddin	Sedimen Instantian Sedimen Ir tures e kowcowe tercalation nie smu. nie smu. bedding nie falista tion nie socz dding (len inie socz g – interze inie prze inie prze inie prze inie prze inie prze inie prze inie soca inie zma inie soca inie soca inie socz (variab inie zma inie (variab)	ntolog ens żyste żyste te zewkc nses v zewkc nses v owa ome kątne ant an kątne kątne is alatio kątne is alatio katne is alatio is alatio katne is alatio is alatio katne is alatio is alatio katne is alatio katne is alatio katne is alatio katne is alatio katne is alatio is al	ical profile -faliste -faliste -faliste we (soczewki nielam vithout lamination) we (soczewki lamino vith lamination) • dużej skali (stały kąt gle) • niskokątne • niskokątne • niskokątne – wkładk ns • dużej skali (zmienny gle) kowe kowe typu jodełkowe	inowa wane nach ii kąt r go	ane) ane) ane)) enia)	przyb góri środ dolr strefa przyb słat siln szelf -klast szelf	Środow rzeże pły ne przejści rzeże głę no dysok- ie dysok- węglanow yczny wygładzo rium	wisko <i>E</i> /tsze owa łębsze syczne wo- ony	nvironm shore upp midd lowe transic offsho wea stroi carboi -silicic starve estual	ent face er dile er fon zone re kly dyso ggly	xic >xic >xic elf
	Litto	ologia Litu cong pias pias argill argill	hology bieńce glomerate skowce dstone kowce pias dy mudsto erolit rolith owce pias dy mudsto cerolit stone owce iłow ey mudsto ce stone i e ienie stone nic Bound ra ary ia erozyji rface opniowe ndary ra skośna e boundar	andston szczyst ne rcowe ne lary chai na	we e e	₽ ₽ ₹ • • • • • • • • • • • • • • • • •	odatł mus mus mus klas clay pyrit żwir quar koni side wkła side kulis side kulis side kulis side side side side side side side si	cowe e Additi kowit covite kowit s covite ir ty ilaste clasts e ek kwa c chad krecje s ite cond dki syc rite inte ite inte adki syc rite cond szlowce ite kond ite-man szlowce ina cast zeliny s resic c ktury s resic c ktury s resic c ikonit conte conte ina szlowce ina cast icast icast so cast i	lemen onal litt skupior clay d e arcowy syderyt cretions derytow cralatio krecje ly roun e askow synerez racks pływow tures ęgla s ny pył vo oal dus	ty litol hology hy w la rapes towe we ns syden d cond cowe zyjne we	' aminach vretions	' ilastych	1		FI FI 8 7 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5	ora Flora uwęglone fragmenty carbonaceous flora spirytyzowane fragm pyrityzed flora uwęglona sieczka ro carbonaceous flora de spirytyzowana siecz pyritized flora detritus ień bioturbacji Bioturba brak lack słaby weak średni middle silny strong całkowicie zbioturbacd iwo Cement krzemionkowe-konta siliceous, contact krzemionkowo-ilaste siliceously-calareous kwarcytyczno-dolomi quarzite-dolomitic ilaste calcareous dolomityczne dolomityczne	y roślin nenty oślinn. <i>etritus</i> cka ros cka ros owany d aktowe iste	n roślin a ślinna <i>egree</i> y e			S ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا ا	kamieniałości śladow Asterosoma isp Bergaueria isp Chondrites isp Diplocraterion i G Gyrochorte isp Ophiomorpha i Palaeophycus Planolites beve Planolites isp. Rosseliaisp. Skolithos isp. Teichichnus isp Terebellina isp. Dionowe nieozi vertical indeterm ślady ucieczki bivalvia escape i	we Tr p. isp. sp. isp. isp. p. sisp. p. sisp. sisp. macza inate małży	ace foss ensis alne jar burrows	nki			Fauna © BB C BB C BB C BB Barwa C.SZ j.SZ b	a Fauna amon ammo małże bivalvi małże bivalvi belem otwor foram ślima gastro a osadu czarn black ciemr dark g szara light g jasno light g	ity nites a Bositra a Bositra a Tripon nites nice nifera ki pods Colour a coszara rey szara rey	a buchi ia sp ia sp

Fig. 5B. Profil sedymentologiczny utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 2 (według A. Feldman-Olszewskiej) Sedimentological profile of the Middle Jurassic deposits in the Ciechocinek IG 2 borehole (acc. A. Feldman-Olszewska)