

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA SYLURU

Otwór wiertniczy Grudziądz IG 1 został zlokalizowany w południowej części obniżenia bałtyckiego, na pograniczu niecki płockiej i niecki pomorskiej. Najstarszymi odwierconymi skałami są utwory sylurskie, występujące poniżej sukcesji cechsztyńskiej.

Profil syluru w tym otworze jest typowy dla zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Występują tu poziomo leżące osady ilaste z niewielkimi wkładkami mułowców.

Osady sylurskie nie zostały całkowicie przewiercone. Pod utworami cechsztynu nawiercono jedynie górną część osadów syluru, według pomiarów geofizycznych na głębokości 3029,0–3070,5 m. Według rdzenia górna granica syluru przebiega na głębokości 3030,5 m. Z osadów sylurskich o miąższości 41,5 m pobrano 35,0 m rdzenia. Litologia oraz oznaczenia taksonomiczne fauny zostały opracowane przez Tomczyka (1970) na podstawie analizy rdzenia i próbek okruszowych. Stratygrafia została zaktualizowana przez autorkę rozdziału.

W otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 udokumentowano osady wyższej części ludlowu – ludfordu, według Tomczyka (1970) określone jako warstwy siedleckie dolne. Osady ludfordu o miąższości 35,0 m są wykształcone jako szare iłowce z nielicznymi przewarstwieniami mułowców. Struktury sedymentacyjne to przede wszystkim drobna laminacja po-

zioma lub, rzadziej, laminacja przekątna wskazująca na depozycję w warunkach prądowych. Osady ludfordu występujące w profilu wiertniczym Grudziądz IG 1 można interpretować jako osady hemipelagiczne. Powolna sedymentacja iłowców była przerywana wielokrotnie przez podmorskie spływy gravitacyjne, dostarczające do zbiornika materiał o nieco grubszej frakcji. Osady te, ze względu na podobieństwo litologiczne, ich barwę, charakter struktur sedymentacyjnych i miąższość można zaliczyć do formacji iłowców i mułowców z Kociewia, wyróżnionej przez Modlińskiego i in. (2006) w sukcesji osadowej syluru obniżenia bałtyckiego. Podstawową grupę skamieniałości w osadach ludlowu z profilu wiertniczego Grudziądz IG 1 stanowią graptolity, podrzędnie występują głowonogi i fragmenty skorup małży. W zespole graptolitów dominują formy o szerszym zasięgu stratygraficznym, należące do rodzaju *Pristiograptus* (*P. dubius* (Suess), *P. dubius frequens* Jaekel, *P. sp.*). Większe znaczenie stratygraficzne ma obecność przedstawicieli rodzaju *Bohemograptus* Přibyl, należącego do rodziny Neocucullograptinae, której występowanie jest ograniczone do gorstu-wczesnego ludfordu. Występowanie rodzaju *Bohemograptus* oraz formy *Linograptus cf. posthumus* (Richter) datuje niższą część ludfordu.

PERM

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Profil cechsztynu z otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 jest usytuowany w interesującej paleogeograficznie strefie, na kratonie wschodnioeuropejskim, ale w pobliżu kontaktu z platformą paleozoiczną, u wylotu osiowej części rozległej zatoki perybałtyckiej. Paleotektonicznie jest to obszar zwiększonego gradientu przyrostu miąższości (Wagner i in., 1980) cechszty-

nu, tzw. skarpa trzebiatowsko-spalska (Wagner, 1994). Osady cechsztynu osiągają tu znaczne miąższości: od 600 do 800 m, wynikające głównie ze zwiększonych w stosunku do stwierdzonych w tym regionie miąższości soli kamiennych, zwłaszcza starszej soli kamiennej (Na₂).

Stratygrafia

Profil stratygraficzny cechsztynu w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 charakteryzuje się pełnym wykształceniem litologicznym cyklotemów węglanowo-siarczanowych PZ1, PZ2, i PZ3 oraz zredukowanym, fragmentarycznym cyklotemem PZ4.

Osady najstarszego cyklotemu węglanowo-siarczanowego PZ1 o miąższości 241,1 m leżą z wielką luką stratygraficzną na utworach syluru. Rozpoczynają się cienkim, zaledwie 0,5 m miąższości zlepieńcem podstawowym (Zp1), zbudowanym głównie z okruchów skał sylurskich. Wyżej występuje charakterystyczny łupek miedzionośny (T1) (0,5 m), przechodzący ku górze profilu w skały węglanowe wapienia cechsztyńskiego (Ca1) (9,0 m). Profil ewaporatów cyklotemu PZ1 składa się z anhydrytu dolnego (A1d) (59,0 m), najstarszej soli kamiennej (Na1) (81,0 m) i anhydrytu górnego (A1g) (91,1 m). Zwraca uwagę duża miąższość najstarszej soli kamiennej.

Cyklotem PZ2 ma miąższości 211,9 m. U jego podstawy występuje dolomit główny (Ca2) o dużej, jak na fację basenową, miąższości (18,0 m), przykryty przez anhydryt podstawowy (A2) (9,1 m). Starsza sól kamienna (Na2) ma znaczną miąższość (182,3 m), ale nie występują tu starsze sole potasowe. Sól kamienna jest przykryta cienkim (2,5 m) anhydrytem kryjącym (A2r).

Cyklotem PZ3 o miąższości 118,5 m charakteryzuje się przeciętną dla rejonu pogranicza syneklizy bałtyckiej, niecki pomorskiej i niecki płockiej miąższością. U jego podstawy występują cienkie poziome: terygeniczo-węglanowe szarego iłu solnego (T3) (1,0 m) i dolomitu płytowego (Ca3) (2,0 m), w typowym basenowym wykształceniu. Ewaporaty są zbudowane z anhydrytu głównego (A3) (27,0 m) i młodszej soli kamiennej (Na3) (81,0 m). Podobnie jak w cyklotemie PZ2, nie utworzyły się młodsze sole potasowe.

Cyklotem PZ4 jest bardzo zredukowany miąższościowo i stratygraficznie. Jest on reprezentowany przez najstarszy człon stratygraficzny PZ4 – subcyklotem PZ4a, o miąższości 5,0 m. Jest on wykształcony postaci cieniokiego (1,5 m) poziomu czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), najmłodszej soli kamiennej (Na4a) (2,0 m) i anhydrytu granicznego (A4r) (2,0 m).

Profil osadów cechsztynu kończą czerwone utwory terygeniczne stropowej serii terygeniczej (PZt) o miąższości 11,5 m.

Paleogeografia

Sedymentacja osadów cechsztynu była poprzedzona długotrwałym okresem, przypuszczalnie wieloetapowej erozji, trwającej od schyłku namuru po najmłodszy perm, maksymalnie około 50 mln. lat.

Transgresja morza cechsztyńskiego wkroczyła na ten obszar w trzeciej, głównej fazie tworzenia się basenu permsko-mezozoicznego (Wagner, 1994). Silny impuls subsyduencji w najpóźniejszym permie, zapewne w początku lopingu

(Słowakiewicz i in., 2008), spowodował silne ugięcie zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, umożliwiając wtargnięcie morza cechsztyńskiego. Transgresja była prawdopodobnie szybka, albowiem teren był prawie całkowicie speneplenizowany.

Morze cechsztyńskie przerobiło w niewielkim stopniu najwyższą część łupków sylurskich, tworząc osady zlepieńcowe. W składzie okruchów dominują wydłużone, słabo obtoczone fragmenty ciemnoszarych łupków sylurskich. Podrzednie występują jasnoszare ziarna dobrze obtoczonego kwarcu. Prawdopodobnie są to pozostałości znacznie starszych skał tkwiących w łupkach.

Dojrzałe stadium transgresji reprezentuje leżący wyżej łupek miedzionośny (T1), wykształcony w postaci szaroczarnych łupków wapnistych, laminowanych, z pirytem, utworzonych w warunkach redukcyjnych, poniżej podstawy falowania. W osadach tych widoczne są również miejscami łuski ryb, świadczące o rozległym, głębokim basenie, mającym połączenie z oceanem późnopermskim.

Wapień cechsztyński (Ca1) rozpoczyna się ciemnoszarymi, marglistymi, laminowanymi wapieniami, z przewarstwieniami ciemniejszych łupków ze skupieniami ziaren pirytu, co świadczy o stopniowym przejściu od środowiska basenu beztlenowego do otwartego basenu z natlenionymi wodami dennymi. Przewarstwienia łupków stopniowo zanikają ku górze, podobnie jak nieco wyżej zanika regularna, pozioma laminacja, przechodząc w laminację nieregularną. Kompleks wapieni marglistych, laminowanych jest w tym profilu gruby (6,1 m), co świadczy o długim utrzymywaniu się reżimu głębokowodnego. Powszechne spłylenie w morzu wapienia cechsztyńskiego zaznaczyło się w górnej części profilu osadzeniem się stosunkowo małej miąższości (2,2 m) wapieni onkolitowych. W najwyższej części profilu brak jest powszechnych w tym miejscu stromatolitów. Zamiast nich występują tu margliste, nieregularnie laminowane wapienie.

Osady wapienia cechsztyńskiego utworzyły się w głębszej części basenu z epizodycznym spłyleniem w górnej, ale nie najwyższej części profilu. Pod tym względem profil ten należy do dużo rzadszej, nietypowej grupy profili Ca1, które powstawały w obniżeniach równi basenowej i nie dotknęły ich skutki powszechnego spłylenia basenu wapienia cechsztyńskiego w końcowym etapie procesu sedymentacji (Wagner, 1994).

Profil ewaporatów cyklotemu PZ1 jest charakterystyczny dla strefy przejściowej – od względnie płytkowodnej do względnie głębokowodnej. Wskaźniki płytkowodności środowisk sedymentacyjnych wyrażają się występowaniem nieregularnej, nielicznej i cieniokiej laminacji oraz zwiększonych miąższości najstarszej soli kamiennej (Na1) i anhydrytu górnego (A1g). Zwłaszcza duża miąższość Na1 – 81,0 m może wskazywać na bliskość peryferycznego basenu solnego. W typowej strefie basenowej miąższość Na1 nie przekracza wartości 70–80 m, a często jest mniejsza.

Wskaźniki głębokowodności środowiska ewaporatów to głównie przewarstwienia anhydrytów regularnie laminowanych (tzw. laminitów anhydrytowych), szczególnie częste w anhydrycie dolnym (A1d), jak też i jego relatywnie mała miąższość (59 m).

Kolejna ingresja świeżych wód z oceanu późnopermskiego przerwała sedimentację ewaporatów PZ1 i zapoczątkowała sedimentację osadów węglanowych dolomitu głównego (Ca2), występujących u podstawy cyklotemu PZ2.

Dolomit główny ma miąższość 18,0 m i jest wykształcony w postaci marglistych skał węglanowych, warstwowanych i laminowanych, madstonów, sporadycznie wakstonów. Skały węglanowe to głównie wapienie, wapienie dolomityczne, tylko przyspągowa część profilu o miąższości 2,5 m jest dolomityczna. Wapienie i wapienie dolomityczne są wtórne (dedolomity), o czym świadczą relikty romboedrów dolomitu w kryształach wapieni (Wichrowska, ten tom). Dedolomitacja jest wynikiem przekształceń materii organicznej w bituminy. Materia organiczna występuje w profilu w znacznych ilościach w postaci nieregularnych skupień i lamin materiału sapropelowego, pochodzącego z obumarłych organizmów cyjanobakteryjnych i glonów oraz rozdrobnionego materiału humusowego.

Badania sedimentologiczne (K. Jaworowski – inf. ustna) wykazały, że profil dolomitu głównego powstał w wyniku powolnej sedimentacji z zawiesiny ciemnego materiału terygenicznego, permanentnie przerywanej epizodami sedimentacji piasków węglanowych z rozcieńczonych prądów zawiesinowych. Prądy te były uruchamiane przez okresowe sztormy redeponujące materiał z platformy węglanowej i jej stoku. Skały węglanowe zawierają niezbyt liczne, pokruszone bioklasty fauny małżowej i mikrofauny otwornicowej, bardzo drobne intraklasty, a na głębokości 2775,7 m jest widoczna kilkucentymetrowej miąższości warstwa debrytowa z poziomo zorientowanymi wydłużonymi intraklastami. Bardzo częste są drobnoskalowe rozmoczenia i wypełnienia rynienek erozyjnych.

Osady dolomitu głównego powstały w strefie basenowej o łagodnie nachylonym dnie. Charakter sedimentacji (rytmity – drobnoziarniste turbidyty węglanowe) i znaczna, jak na tę strefę sedimentacji, miąższość mogą świadczyć o bliskości izolowanej mikroplatformy węglanowej. Przy takiej interpre-

tacji osady dolomitu głównego powstałyby w dystalnej części podłoża łagodnego stoku mikroplatformy.

Ostry, ale nieerozyjny charakter kontaktu z anhydrytem podstawowym (A2) świadczy o szybkiej zmianie sedimentacji z węglanowej na ewaporatową. Struktury sedimentacyjne w A2 (dominacja nieregularnego, nielicznego warstwowania) i niezbyt duża miąższość wskazują na spokojne, niezbyt głębokie środowisko sedimentacji.

Starsza sól kamienna (Na2) osiągnęła w tym profilu znaczną miąższość (182,3 m), co świadczy o sedimentacji w basenie solnym o dość silnej subsyduencji. Nie doszło tutaj do sedimentacji starszych soli potasowo-magnezowych.

Cyklotem PZ3 ma niezbyt dużą miąższość (118,5 m), ale występują w nim wszystkie podstawowe człony litostratygraficzne. Mała miąższość dolomitu płytowego (Ca3) – 2,0 m, i jego margliste wykształcenie, a także mała miąższość szarego iłu solnego (T3) – 1,0 m, są dowodem na spokojną sedimentację w odległej od brzegu części basenu. Także anhydryt główny (A3) i młodsza sól kamienna (Na3) wskazują na podobne środowiska sedimentacji. Mała miąższość Na3 – 88,5 m, może wynikać z częściowej erozji górnego odcinka profilu tego poziomu lub słabej subsyduencji.

Cyklotem PZ4 tworzył się w peryferycznej części basenu ewaporatowego, na granicy zasięgu ewaporatów. W szczątkowym profilu najstarszego subcyklotemu PZ4a występuje zaledwie 1,5 m czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), 2,0 m najmłodszej soli kamiennej (Na4a) i 1,5 m anhydrytu granicznego (A4r). Szczególnie zauważalna w profilu jest minimalna miąższość poziomu T4, wynikająca prawdopodobnie z oddalenia od obszarów alimentacyjnych.

Wyższa część cyklotemu PZ4 jest wykształcona w litofacji terygenicznej, tworząc stropową serię terygeniczną (PZt). Osady tej serii to mułowce, czerwono-brunatne, z licznymi konkrecjami anhydrytu, w dolnej części z przewarstwieniem anhydrytu oraz licznymi kontaktami erozyjnymi. Miejscami występują brekcje śródwarstwowe i szczeliny z wysychania. Było to środowisko przybrzeżnej sebhzy z licznymi epizodami rozmyć erozyjnych. Mała miąższość PZt (11,5 m) może być wynikiem przewagi procesów erozyjnych nad depozycją.

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Dla osadów cechsztynu z profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 wykonano badania sedimentologiczne utworów solnych. Pewne rozbieżności w stosunku do litologicznego opisu rdzenia (Wagner, ten tom) mogą wynikać z różnych okresów, w jakich dokonano profilowania oraz autorskich

koncepcji interpretacyjnych. Opis G. Czapowskiego, który prowadził obserwacje pod kątem badań sedimentologicznych, jest późniejszy w stosunku do opisu R. Wagnera, zatem obserwacje prowadzone były najprawdopodobniej na bardziej zniszczonym i niepełnym materiale rdzeniowym.

Opis rdzenia**Cyklotem PZ4**

Utwory najmłodszej soli kamiennej (Na4a) oraz leżącego niżej czerwonego iltu solnego dolnego (T4a), należące według Wagnera (1994) do subcyklotem PZ4a, występują odpowiednio w interwałach głębokości: 2454,0–2456,0 i 2456,0–2457,5 m (wg danych geofizycznych).

Głębokość [m] Opis litologiczny

2454,0–2456,0 2,0 m słabo zachowanego rdzenia (fig. 5)
2,0 m – sól kamienna brunatna i szara, półprzezroczysta do nieprzezroczystej, różnokrystaliczna (typ strukturalny B, kryształy halitu o średnicy 3–45 mm) z partiami soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D). W formie rozproszonej występuje czerwona substancja ilasta.

Fragmentaryczny stan zachowania rdzenia powoduje, że prawdopodobnie nie zachowały się utwory czerwonego iltu solnego dolnego i cały opisany profil solny należy powiązać z wydzieleniem: najmłodsza sól kamienna

Cyklotem PZ3

Utwory młodszej soli kamiennej (Na3), należące według Wagnera (1994) do cyklotemu PZ3 występują w interwale głębokości: 2457,5–2546,0 m (wg danych geofizycznych).

Głębokość [m] Opis litologiczny

2457,5–2463,0 5,5 m słabo zachowanego rdzenia (fig. 5):
5,5 m – sól kamienna brunatna i szara, jw., w wyższej części występują pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej.

Cyklotem PZ2

Utwory starszej soli kamiennej (Na2), należące według Wagnera (1994) do cyklotemu PZ2, występują w interwale głębokości 2578,5–2760,8 m (wg danych geofizycznych). Podścielone są utworami poziomu anhydrytu podstawowego (A2; głębokość 2760,8–2769,9 m).

Głębokość [m] Opis litologiczny

2581,0–2619,0 Brak rdzenia

2619,0–2639,0 0,40 m – sól kamienna szara, półprzezroczysta do przezroczystej, rytm dwóch typów strukturalnych soli: sól różnokrystaliczna (typ struktural-

cd. Głębokość [m] cd. Opis litologiczny

ny B, kryształy halitu o średnicy 3–15 mm, przeciętna średnica – 5 mm) i warstwy pierwotnej soli wielkokrystalicznej warstwowej (typ C) o grubości do 1,5 cm, ich kontakt z solą B typu jest podkreślony skupieniami anhydrytu (fig. 5). W soli typu B wierzono liczne kryształy halitu o budowie zonalnej, pojedyncze smugi i gruzły anhydrytu, natomiast w soli typu C – ślady „laminacji wewnętrznej” (Czapowski, 1986)

2695,0–2700,0 1,0 m rdzenia:

1,0 m – sól kamienna jw., grubość warstw soli typu C osiąga 2 cm; często widoczne przebudowane tektonicznie kryształy halitu, pojedyncze laminy anhydrytu grubości 2 mm,

2700,0–2753,0 Brak rdzenia

2753,0–2762,0 9,0 m rdzenia, w tym zachowane od-

cinki:

4,15 m – sól kamienna szara, półprzezroczysta do przezroczystej, rytm dwóch typów strukturalnych soli jw.: warstwy soli różnokrystalicznej (typ strukturalny B, kryształy halitu o średnicy 3–10 mm, przeciętna średnica – 5 mm, częste przebudowane tektonicznie kryształy halitu) o grubości 2–8 cm oraz warstwy pierwotnej soli wielkokrystalicznej warstwowej (typ D) o grubości 6–8 cm. W soli typu B występują liczne kryształy halitu o budowie zonalnej, smugi i gruzły anhydrytu, natomiast w soli typu C – ślady „laminacji wewnętrznej” oraz systemy spękań

3,65 m – sól kamienna jw., rytm dwóch typów strukturalnych soli: warstwy soli różno- i równokrystalicznej (typ strukturalny BA, kryształy halitu o średnicy 2–8 mm, przeciętna średnica – 4 i 2 mm w partiach równokrystalicznych, częste przebudowane tektonicznie kryształy halitu) o grubości 3–20 cm oraz warstwy pierwotnej soli wielkokrystalicznej, warstwowej (typ C) o grubości 2–4 cm. W soli typu B stwierdzono liczne kryształy halitu o budowie zonalnej, laminy (o grubości 2–3 mm w odstępach 10–20 cm, często porożrywane i ugięte plastycznie), smugi i gruzły anhydrytu. W soli typu C – ślady „laminacji wewnętrznej” oraz systemy spękań. Nachylenie laminacji – do 10°

0,35 m – brak rdzenia

0,50 m – szaro-niebieskawy anhydryt drobnosparytowy, przemienne partie (o grubości 8–12 cm) gruzłowe i faliście laminowane substancją ilasto-dolomityczną (poziom anhydrytu podstawowego (A2))

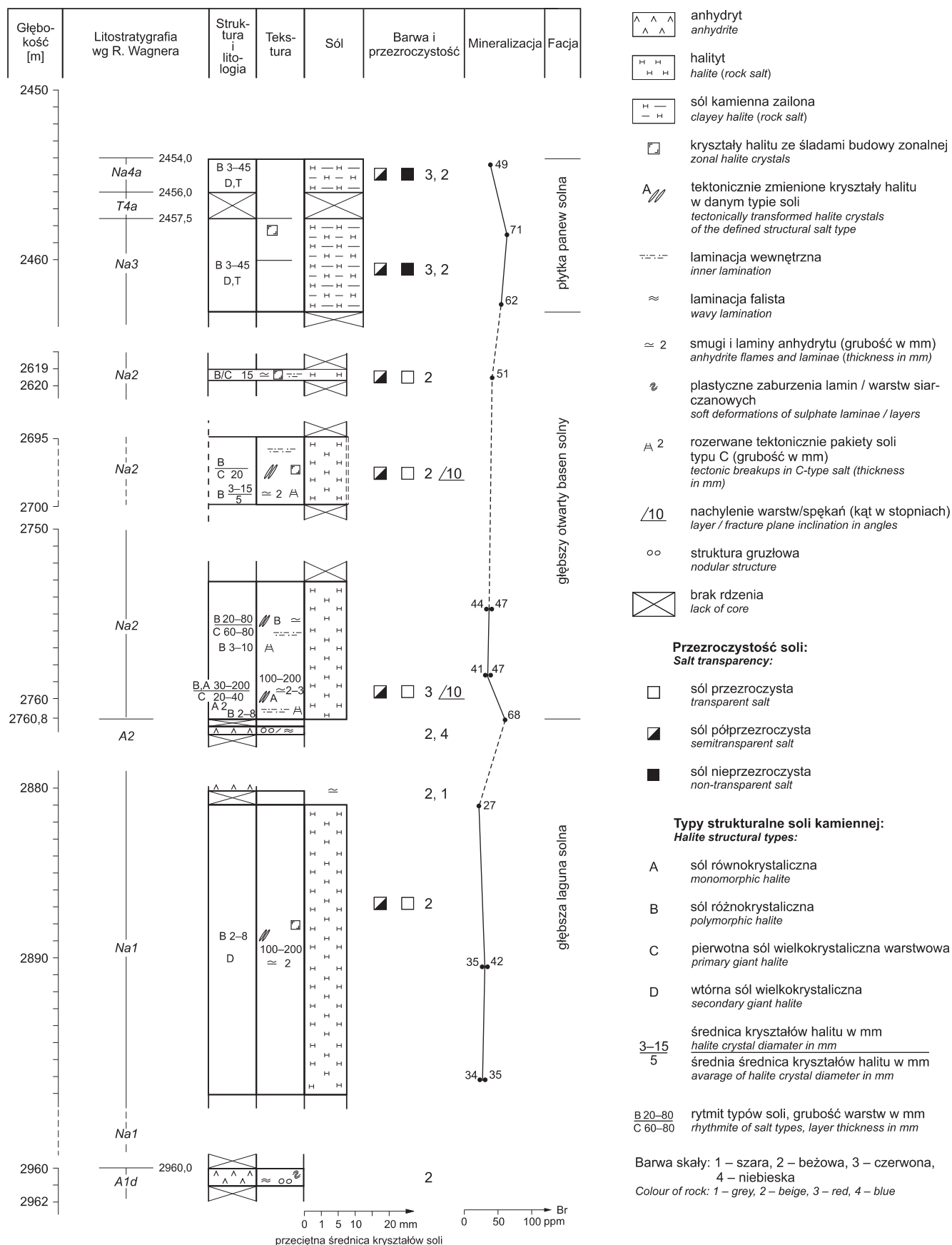


Fig. 5. Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny soli cechsztynu w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1

Synthetic lithologic-structural log of Zechstein salts in the Grudziądz IG 1 borehole

Cyklotem PZ1

Utwory najstarszej soli kamiennej (Na1), należące według Wagnera (1994) do cyklotemu PZ1, występują w interwale głębokości 2879,0–2960,0 m (wg danych geofizycznych).

Głębokość [m]	Opis litologiczny
2880,0–2900,0	18,0 m fragmentów rdzenia (fig. 5), w tym : 0,15 m – anhydryt szaro-beżowy, drobnosparytowy, faliście i poziomo laminowany substancją ilasto-dolomityczną 0,85 m – brak rdzenia 17,00 m – sól kamienna szara, półprzezroczysta do przezroczystej, sól różnokrystaliczna (typ strukturalny B, kryształy halitu o średnicy 2–8 mm, częste przebudowane tektonicznie kryształy halitu oraz pojedyncze kryształy halitu o budowie zonalnej) oraz partie soli wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D) o grubości 3–10 cm (będące prawdopodobnie przebudowanymi tektonicznie warstwami pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej typu C – zawierają linijne układy inkluzji analogiczne do „laminacji wewnętrznej”). W soli typu B występują laminy (o grubości 2 mm w odstępach 10–20 cm, często porożrywane i ugięte plastycznie) oraz smugi i gruzły anhydrytu

Interpretacja

Rdzeniowane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 obejmują fragmenty profili 4 cyklotemów: PZ1, PZ2, PZ3 i PZ4. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic ogni według danych geofizycznych, zostały ustalone przez R. Wagnera.

Makroskopowe badania rdzeni solnych objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe, struktury sedimentacyjne i wtórne o różnej genezie). Wykonano także badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu i składu mineralnego) próbek punktowych (tab. 1). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania soli przedstawia figura 5.

Cyklotem PZ1 – najstarsza sól kamienna (Na1)

Najstarszą sól kamienną przewiercono w przedziale głębokości 2879,0–2960,0 m. Jej miąższość według wskazań geofizycznych wynosi 81,0 m. Seria solna jest ograniczona seriami anhydrytowymi poziomów anhydrytu dolnego (Ald) i górnego (Alg). Rdzeniowano fragmentarycznie odcinek około 18,0 m, w przedziale głębokości 2880,0–2898,0 m, odpowiadający wyższej części serii solnej (fig. 5).

Sól jest wykształcona jako szary i biały, przezroczysty i półprzezroczysty halit, głównie o strukturze różnokrystalicznej (typ strukturalny B), z partiami soli wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D), będącej prawdopodobnie przebudowanymi tektonicznie warstwami pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej (typ C). Średnica kryształów halitu zmienia się od 2 do 8 mm, widoczne są pojedyncze kryształy o budowie zonalnej. W zbadanym profilu występują laminy, smugi i gruzły anhydrytu. Efektem tektonicznego zaangażowania soli są rozerwane i ugięte plastycznie laminy siarczanowe oraz przebudowane tektonicznie kryształy halitu. W górnej części soli występuje 15 cm warstwa anhydrytu, faliście i poziomo laminowanego substancją ilasto-dolomityczną.

Zawartość bromu w badanych solach (tab. 1) jest stosunkowo niska, rzędu 30–40 ppm, maksymalnie 42 ppm, natomiast niższy udział bromu charakteryzuje typ soli wielokrystalicznej wtórnej. Tak niski udział bromu cechuje często halit wytrącony z pierwszych solanek w obrębie basenu ewaporatowego lub chlorki, które powstały z rozcieńczanych wodami meteorycznymi solanek w lagunach przybrzeżnych (Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Obecność w profilu soli przebudowanej tektonicznie, warstw pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej ze śladami „laminacji wewnętrznej” (Czapowski, 1986), kryształów halitu o budowie zonalnej, stosunkowo niska zawartość bromu oraz wkładka siarczanowa sugerują, że utwory te powstały w obrębie głębszej partii laguny solnej, w której okres strącania chlorku sodu z rozcieńczonych solanek został przerwany przez wlanie świeżych wód z otwartego zbiornika, co w konsekwencji doprowadziło do osadzenia się siarczanów z nowych solanek.

Cyklotem PZ2 – starsza sól kamienna (Na2)

Poziom starszej soli kamiennej (Na2) na podstawie danych geofizycznych występuje w przedziale głębokości 2578,5–2760,8 m, osiągając miąższość 182,3 m. Fragmentarycznie rdzeniowany profil (trzy odcinki o łącznej długości ok. 10,3 m) obejmuje partie: spagową, środkową i górną serii solnej. Sól kamienną podścielają utwory poziomu anhydrytu podstawowego (A2), występujące w przedziale głębokości 2760,8–2769,9 m, z których jest zachowany 0,5 m długości rdzeń z partii przystopowej.

Sól kamienna w całym badanym profilu jest zbliżona wykształceniem do utworów najstarszej soli kamiennej, a mniejszy stopień przebudowy tektonicznej lepiej pozwala odczytać pierwotne cechy skały. W wyższej części serii występują kryształy halitu o budowie zonalnej, sól buduje wyraźny rytm dwóch typów strukturalnych: warstw soli różnokrystalicznej (typ B) i pierwotnej soli wielokrystalicznej, warstwowej (typ C) ze śladami „laminacji wewnętrznej”.

Ilość bromu w badanym profilu (tab. 1) jest zawarta w przedziale 40–70 ppm, najwyższe wartości zarejestrowano w spagu (68 ppm) i w stropie serii solnej (51 ppm). W obrębie rytmów sól typu C cechuje o kilka ppm niższy udział bromu niż sól typu B, co jest typowe dla podobnego typu sukcesji chlorkowych z głębszych partii basenu solnego (Czapowski, 1987).

Omawiane utwory powstały prawdopodobnie w obrębie głębszych partii otwartego basenu solnego o wyraźnej stratyfikacji solanek, zapewne stopniowo ulegającego spłyceciu. Świadczy o tym obecność w wyższej części profilu soli licznych kryształów halitu o budowie tonalnej, które zwykle powstają w górnej partii słupa solanki (Kendall, 1992; Melvin, 1991).

Cyklotem PZ3 – młodsza sól kamienna (Na3)

Poziom młodszej soli kamiennej (Na3) występuje w przedziale głębokości 2457,5–2546,0 m, osiągając miąższość 88,5 m. Zachował się pojedynczy odcinek rdzenia długości około 5,5 m, odpowiadający górnej części serii (fig. 5). Zły stan rdzenia utrudnia określenie pierwotnych cech skały, jak również wyraźne oddzielenie omawianego poziomu soli od podobnych wykształceń utworów najmłodszej soli kamiennej (Na4a).

Zachowana sól to sól kamienna brunatna i szara, półprzezroczysta do nieprzezroczystej, różnokrystaliczna (typ B), z kryształami halitu o średnicy 3–45 mm, w obrębie której występują partie soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D) i rozproszona czerwona substancja ilasta. W wyższej części odcinka występują pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej. Zawartość bromu w badanym profilu (tab. 1; fig. 5) rośnie stopniowo od 62 ppm w dolnej do 71 ppm w górnej części profilu. Jest ona wyższa niż w starszych seriach solnych. W składzie mineralnym dominuje halit i anhydryt. Osad ten powstał zapewne w obrębie płytkiej laguny solnej, do której stosunkowo obficie dostarczany był pelityczny materiał ilasty.

Cyklotem PZ4 – najmłodsza sól kamienna (Na4a)

Poziom najmłodszej soli kamiennej (Na4a) występuje w przedziale głębokości 2454,0–2456,0 m, osiągając miąższość 2,0 m i jest podścielony 1,5 m warstwą utworów ilastych poziomu czerwonego łu solnego dolnego (T4a). Zachował się pojedynczy odcinek rdzenia o długości około 2,0 m, odpowiadający obu poziomom, lecz obecnie – ze względu na zły stan zachowania rdzenia – w profilu można jedynie opisać serię solną; brak wyraźnego pakietu utworów ilastych (fig. 5).

Wykształcenie serii solnej jest podobne, jak w wyżej opisywanych utworach młodszej soli kamiennej (Na3). Nie stwierdzono jedynie występowania kryształów halitu ze śladami budowy zonalnej. W składzie mineralnym dominuje halit o stosunkowo niskiej zawartości bromu (49 ppm – tab. 1). Podobieństwo wykształcenia i reprezentatywny, choć niski jak dla

Tabela 1

Zawartość bromu i skład mineralny w próbkach punktowych z utworów solnych cechsztynu

Bromium content and mineral composition of point samples from Zechstein salt deposits

Głębokość pobrania próbki punktowej* [m]	Zawartość bromu [ppm]	Skład mineralny
Najmłodsza sól kamienna (Na4a)		
2454,50	49	halit
Młodsza sól kamienna (Na3)		
2458,50	71	halit, anhydryt
2462,60	62	halit
Starsza sól kamienna (Na2)		
2581,50	51	–
2754,50 (sól typu C)	44	–
2754,50 (sól typu B)	47	–
2758,50 (sól typu C)	41	–
2758,50 (sól typu B)	44	–
2761,50 (sól typu BA)	68	–
Najstarsza sól kamienna (Na1)		
2881,05 (sól typu D)	27	–
2890,50 (sól typu D)	35	–
2890,50 (sól typu B)	42	–
2897,20 (sól typu D)	34	–
2897,20 (sól typu B)	35	–

* głębokość według miary wiertniczej (rdzenia)

* driller's depth

utworów morskich (Holser, Wilgus, 1981), udział bromu w halicie sugeruje powstanie opisywanej serii chlorków w warunkach płytkiej laguny solnej, podobne jak w przypadku wcześniej opisywanych chlorków cyklu PZ3.

Tadeusz PERYT

POZIOMY ANHYDRYTOWE W PROFILU CECHSZTYNU

Poziomy anhydrytu dolnego (A1d) oraz anhydrytu podstawowego (A2) były w całości rdzeniowane, natomiast w przypadku anhydrytu górnego (A1g) przerdzeniowano nieco ponad 70% tego poziomu (brak jest rdzenia ze spągu górnej części poziomu) (fig. 6).

Anhydryt dolny

W najniższej części anhydrytu dolnego (5,6 m) występuje przekryształizowany anhydryt gruzłowy (fig. 6) – charakterystyczna facja powszechnie spotykana w polskim basenie cech-

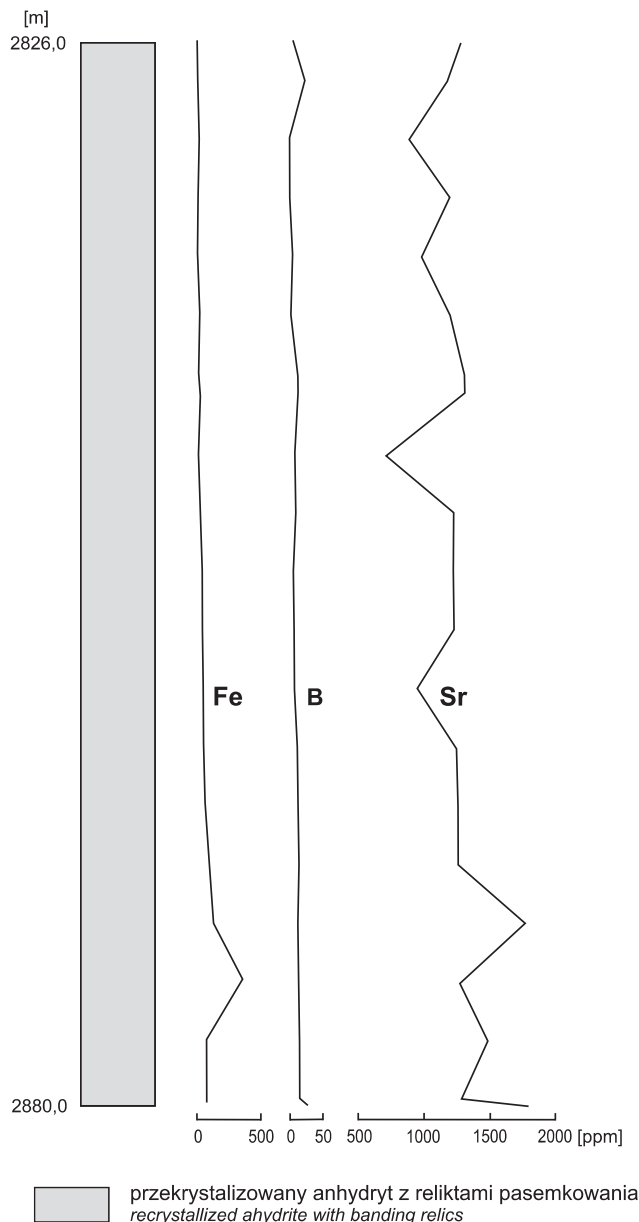


Fig. 6. Wykształcenie utworów siarczanowych cechsztynu w profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1

Zechstein sulphate deposits – Grudziądz IG 1 borehole

sztyńskim w takiej pozycji stratygraficznej. Gruzły anhydrytu, o wielkości na ogół kilku centymetrów, mają białą barwę i są oddzielone od siebie cienkimi (na ogół o kilkumilimetrowej grubości) ciemnoszarymi laminami mułowcowymi lub rzadziej – szarymi laminami dolomitu peloidowego. Upakowanie gruzłów jest zmienne. Osady tego typu są wynikiem diagenetycznego wzrostu gruzłów w obrębie anhydrytu, powstałego w warunkach subakwalnych: warstwowanego bądź

laminowanego (Dean i in., 1975; Loucks, Longman, 1982; Schreiber i in., 1982; Hovorka, 1987, 1992), prawdopodobnie warstwowanego selenitu (por. Peryt i in., 1993; Peryt, 1994).

Powyżej anhydrytu gruzłowego występuje – budujący większą część profilu anhydrytu dolnego – masywny anhydryt przekryształizowany, miejscami pasemkowany (fig. 6). Masywne, bezteksturalne anhydryty to grupa poligenetyczna. Z badań prowadzonych w rejonie Zatoki Puckiej (Peryt, 1994) wynika, że anhydryty przekryształizowane były pierwotnie gipsami utworzonymi przez pionowo rosnące kryształy. Co najmniej część anhydrytów z profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 mogła mieć taką proveniencję. Wskazuje na to także pasemkowanie w postaci lamin, wzbogaconych w dolomit i materiał ilasty. Odstęp pomiędzy takimi laminami jest zmienny, na ogół wynosi kilka centymetrów. W rejonie Zatoki Puckiej tego typu pasemkowanie jest interpretowane, przez analogię z innymi kopalnymi ewaporatami (Schreiber, 1988; Kendall, Harwood, 1989; Harwood, Kendall, 1990; Hovorka, 1989), jako świadectwo sedimentacji płytkowodnej (por. Warren, 1982). W sekwencjach powstałych między basenami siarczanowymi oraz platformami siarczanowymi powyżej anhydrytów regularnie pasemkowanych występują anhydryty pasemkowane, z częstymi pseudomorfozami po kryształach selenitu (Peryt, 1994). Mimo stosunkowo intensywnej rekryształizacji można zatem uznać, że profil anhydrytu dolnego w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 wskazuje na pozycję paleogeograficzną pośrednią między basenem a platformą siarczanową.

Anhydryt górny

W całym profilu anhydrytu górnego występują anhydryty pasemkowane, w dolnej części górnego rdzeniowanego interwału silnie przesycone solą (fig. 6). Są to anhydryty zrekrystalizowane, zawierające ciemne pasemka (o grubości od jednego do kilku milimetrów) materiału ilasto-dolomitowego. Odstęp między pasemkami waha się między 1,5 a 10,0 cm. Miejscami stwierdzono uziarnienie frakcyjne. Wykonane badania chemiczne dolnej części anhydrytu górnego wykazały, że zawartość strontu oscyluje wokół wartości 1300 g/t, bor wykazuje bardzo małe wahania przy niskiej zawartości, tylko wyjątkowo przekraczającej 20 g/t. Zawartość żelaza tylko sporadycznie przewyższa 30 g/t, a manganu jest niska – poniżej granicy oznaczalności. Brak wahań zawartości strontu i boru świadczy o stałych warunkach koncentracji i precypitacji w profilu Grudziądz IG 1.

Analizy geochemiczne wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym. Posłużono się metodą spektralnej analizy emisyjnej, korzystając ze spektrografu siatkowego typu PGS-2. Źródłem wzbudzenia był prąd stały o natężeniu 10 A. Czas ekspozycji wynosił 50 sekund. Użyto elektrod grafitowych. Wykrywalność uzyskiwana zastosowaną metodą wynosi 5 g/t. Analizy przeprowadziła analityk T. Latoszyńska.

Utwory siarczanowe dobrze uwarstwione wskazują na powstanie w środowisku subakwalnym płytkich zbiorników so-

lankowych przez bezpośrednią precypitację. Ścisły związek występowania anhydrytów pasemkowanych i laminowanych z anhydrytami gruzłowymi oraz z iłowcami z gruzłami anhydrytu w utworach anhydrytu górnego rejonu Zatoki Puckiej wskazuje, że było to w wielu przypadkach środowisko bardzo płytkie (Peryt, 1990). Współczesnym odpowiednikiem środowiskowym anhydrytów pasemkowanych są warstwowane selenity salin (Orti Cabo i in., 1984). Anhydryty pasemkowane uziarnione frakcjonalnie powstały natomiast w środowiskach głębszych (Meier, 1975; Schlager, Bolz, 1977; Peryt i in., 1993).

Utwory anhydrytu górnego na obszarze większej części syneklizy perybałtyckiej powstały w bardzo płytkowodnych i subaeralnych środowiskach depozycyjnych (Peryt, 1990). Pod koniec depozycji anhydrytu górnego znaczna część obszaru syneklizy perybałtyckiej, z wyjątkiem strefy stabilnych warunków subakwalnych (strefa IV – Peryt, 1990), w obrębie której znajduje się otwór wiertniczy Grudziądz IG 1 (fig. 7), została wynurzona w następstwie spadku poziomu morza (Peryt, 1990). W strefie IV nie stwierdzono dowodów subaeralnego wynurzenia pod koniec depozycji anhydrytu górnego, co może świadczyć o ciągłości sedimentacji cyklów PZ1 i PZ2 w tej strefie.

Anhydryt podstawowy

Utwory anhydrytu podstawowego są przekrystalizowane (fig. 6). Fakt, że są one masywne, a miejscami – zwłaszcza w górnej części poziomu – pasemkowane, przemawia za tym, że były one (podobnie jak anhydryt dolny) pierwotnie przekrystalizowane gipsami, utworzonymi przez pionowo rosnące kryształki, a anhydryty pasemkowane (w górnej części anhy-

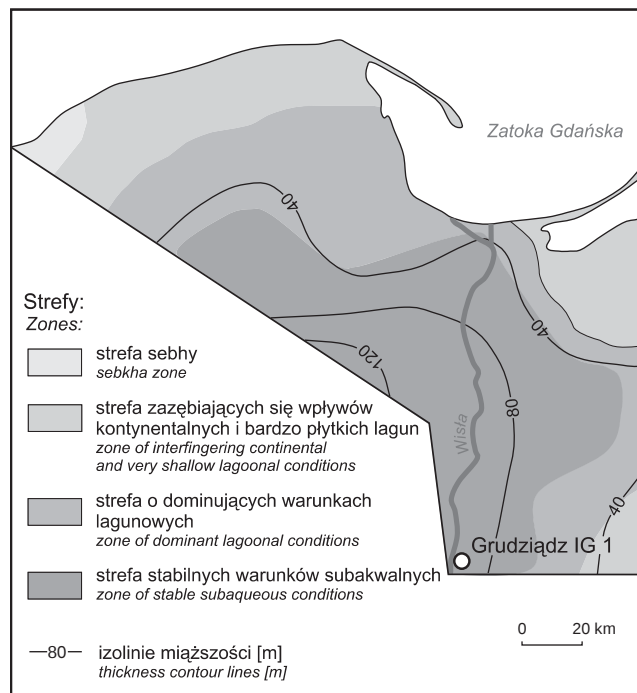


Fig. 7. Mapa paleogeograficzna anhydrytu górnego w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej

Palaeogeography of the Upper Anhydrite unit in the western part of the Peribaltic Syneclise

drytu podstawowego) warstwowanymi selenitami. Tak wykształcone utwory świadczą o sedimentacji płytkowodnej (por. Warren, 1982).

Maria WICHROWSKA

MIKROFACJE OSADÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU

Osady węglanowe cechsztynu w profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 były badane pod kątem mikrofacji. W najniższej części profilu cechsztynu kontakt osadów wapienia cechsztyńskiego z łupkiem miedzionośnym jest przejściowy. Osady łupka miedzionośnego leżą na głębokości 3028,0–3028,5 m i występują w dwóch litofacjach: (1) szaro-czarnych łupków iłowcowych i (2) szaro-beżowych, laminowanych wapienno-dolomitycznych margli ze znaczną zawartością materiału terygenicznego, drobnymi bioklastami mikrofauny otwornicowej i skupiskami drobnoziarnistego piritu.

Najstarszym produktem sedimentacji cechsztyńskiej w profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 jest 0,5 m warstwa zlepienia podstawowego (Zp1), zawierającego w swym składzie silnie piaszczyste mułowce, otoczaki kwarcowe frakcji piaszczysto-żwirowej (2–10 mm średnicy) oraz zwietrzelinę podłoża (łupki sylurskie).

Wapień cechsztyński

Utwory wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 9 m, występują na głębokości 3019,0–3028,0 m i są wykształcone w facji wapiennej, wapienno-marglistej, lokalnie wapienno-ilastej.

Mikrofacje

Osady węglanowe reprezentujące poziom Ca1 wykazują dwudzielność i regresywne następstwo litofacji. Pierwszy – dolny kompleks jest mikrytowy, wzbogacony w materiał terygeniczny. Drugi – górny kompleks bioklastyczno-ziarnisty ze stromatolitami (drobne formy kopułkowe i sferyczne) przechodzi ku górze w biolaminity o charakterze maty mikrobialnej.

Najniższy kompleks osadów Ca1 na głębokości 3023,4–3028,0 m stanowią przewarstwienia (a) madstonów – dość regularnie warstwowanych materiałem terygenicznym

kwarcowo-ilastym, (b) wakstonów, o mikrostrukturze grudkowo-gruzelkowej z relikami ziaren obleczonych, (c) osadów mikrobialnych, z wyraźną cyjanobakteryjną laminacją (głęb. 3026,7–3027,7 m).

Wakstony, występujące na głębokości 3023,4–3025,2 m, zawierają liczne pseudomorfozy po grudkach różnej proveniencji (chemogeniczne, ?biogeniczne). Grudki są roztrawione i wypełnione cementem kalcytowym lub ?celestynem. W obrębie osadu występują zrekrystalizowane skorupki małży cienkoskorupowych i ramienionogów oraz skalcytyzowane, częściowo zbituminizowane lub spirytyzowane segmenty otwornic (jednoseryjnych i spiralnych) oraz małżoraczków. W tej części profilu jest niewiele materiału terygenicznego, ale za to widoczne są szwy mikrostylolitowe o stosunkowo dużych amplitudach, wzbogacone w materiał terygeniczny i bituminy.

W górnej części profilu (głęb. 3019,7–3023,4 m) występuje w znacznym stopniu zrekrystalizowany pakston ziarnisty: ooidowo-organodetrytyczny, wkładka stromatolitów sferycznych (onkoidowych) z drobnymi kolumnkami i kopułkami stromatolitowymi (fig. 8).

Kopułkowe lub tabularne formy stromatolitowe wzrastają często na pojedynczych onkoidach lub elementach szkieletowych. Nie występują one w zwartej masie, lecz są rozmieszczone w sposób przypadkowy. Osad otaczający stromatolit jest mikrosparytowy, kalcytowy, z niewielką domieszką dolo-

mitu (5–8% wag.) i zawiera znaczną ilość pelitu kwarcowego oraz pokruszone elementy szkieletowe (głównie otwornice, małże i ramienionogi).

W kopułkach wzrostowych stromatolitów (zarówno tych ciemniejszych, jak i jaśniejszych) materiału terygenicznego jest niewiele, natomiast częste są obrosty rurkowatych otwornic sesylnych i płożących, nitkowatych elementów mikrobialnych (?glonów).

W sferycznych mikrostrukturach stromatolitowych (onkoidach), kierunki wzrostu są kilkufazowe, a dzięki swobodnemu ruchowi spowodowanemu przez fale i prądy ich wzrost odbywał się odśrodkowo, w różnych kierunkach (fig. 8). Przestrzenie interstycyjne są zabudowane mikrosparytem węglanowym (wapiennym i wapienno-piaszczystym) z drobnymi elementami ziarnistymi (grudki, ooidy), bioklastami i późnym cementem kalcytowym. W górnych kompleksach tego poziomu obserwuje się wyłącznie zarysy ziaren onkoidowych, zaznaczone tylko przez otwornice płożące, obrastające ziarno.

W partiach przystopowych profilu (głęb. 3019,0–3019,7 m) zaobserwowano nikłe, niewyraźnie zarysowane, zrekrystalizowane laminy mikrobialne, w znacznym stopniu zanhydrytyzowane (zawartość minerałów siarczanowych sięga 33% wag.). Są one powleczone przez materiał ilasto-kwarcowy i pigmentowany czarną substancją węglistą, powstałą z odpornych na fosylizację komponentów materii organicznej.

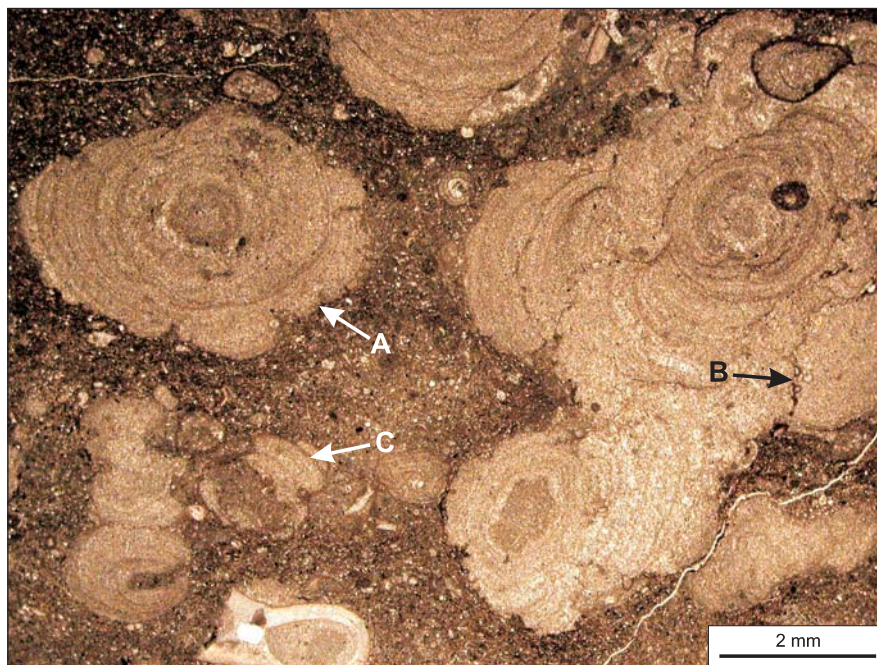


Fig. 8. Wielofazowy wzrost lamin mikrobialnych w pakstonie onkoidowo-stromatolitowym

Skorodowane obrzeża onkoidów (A), obrosty otwornic sesylnych na powierzchni lamin (B), drobne kopułkowe formy stromatolitowe (C); wapień cechsztyński; głębokość 3022,6 m; $\times 10$; bez analizatora

Multiphase growth of microbial laminae in oncoid-stromatolitic packston

Oncoids are corroded (A); foraminifers on laminae surfaces (B); small domal stromatolitic forms (C); Zechstein Limestone; depth 3022.6 m; $\times 10$; without analyser

Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne w omawianych osadach wapienia cechsztyńskiego rozpoczęły się już na etapie synsedymacyjnym oraz wczesnodiagenetycznym i kontynuowały się na etapie pośredniego i późnego pogrzebania. Rodzaj i charakter tych procesów oraz stopień ich zaawansowania były różne, w zależności od typu osadu deponowanego w zbiorniku.

W osadach mułowych (madstonach) w dolnej części profilu mikrofacjalnego oraz w osadach mikrobialnych (biolaminach), w górnej – przystropowej partii profilu obserwuje się następujące procesy diagenetyczne:

1) lityfikację osadu stabilizującą luźne muły wapienne poprzez proces neomorfizmu agradacyjnego (wzrostu kryształów), przemiany polimorficzne aragonitu w kalcyt i absorpcję produktów dekompozycji flory i fauny planktonicznej;

2) rozpuszczanie pierwotnych kryształów kalcytu mikrosparytowego i sparytowego pod wpływem roztworów migrujących w osadzie, często związanych z komponentami organicznymi, które tworzą się podczas rozkładu materii organicznej;

3) cementację mikroporów (nowo utworzonych pustek) zabudowanych przez cementy:

a) węglanowe (kalcyt, rzadziej dolomit);

b) siarczanowe, takie jak celestyn (gips/anhydryt) wczesnodiagenetyczny (w większych ilościach występują tylko w utworach mikrobialnych, na pograniczu osadów wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego (A1d));

c) ilaste, obecne jako domieszka w spoiwie; w większych ilościach występują w szwach mikrostylolitowych razem z kwarcem pelitowym i sapropelem;

d) siarczkowe, takie jak wczesnodiagenetyczny piryt, który łącznie z drobnodetrytycznym sapropelem jest rozproszony w spoiwie lub gromadzi się w szwach mikrostylolitowych;

4) kompaktację chemiczną (stylolizację) powiązaną z rozpuszczaniem skały pod ciśnieniem, wyraźnie zauważalną w skałach laminowanych, gdzie laminy ilasto-organiczne i ilasto-kwarcowe występują w postaci krótkich sprasowanych smug i pasemek, lokalnie ciągłych, ząbkowanych szwów mikrostylolitowych (głęb. 3024,0–3027,0 m).

Kompakcja chemiczna w badanych osadach zachodziła na niewielką skalę.

W osadach ziarnistych: pakstonych ziarnisto-organodetrytycznych i w kompleksie onkoidowo-stromatolitowym obserwuje się następujące procesy diagenetyczne:

1) rekrytalizację, powodującą zatarcie pierwotnej mikrostruktury laminarnej, po której pozostało tylko ułożenie otworów sesylnych, podczas gdy forma, którą obrastały, nie zachowała się; szczególne nasilenie tego typu rekrytalizacji występuje w górnym (głęb. 3019,7–3020,7 m), środkowym (3023,5–3025,0 m) i przyspągowym (3027,7–3028,0 m) odcinku profilu mikrofacjalnego (fig. 9);

(2) mikrytyzację biologiczną pod wpływem endolitycznej działalności cyjanobakterii, co prowadzi do częściowego lub całkowitego zatarcia wewnętrznej mikrostruktury ziarnistej (fig. 10);

(3) rozpuszczanie selektywne ziaren i elementów szkieletowych (ośrodek małżoraczków, segmentów otworów), co

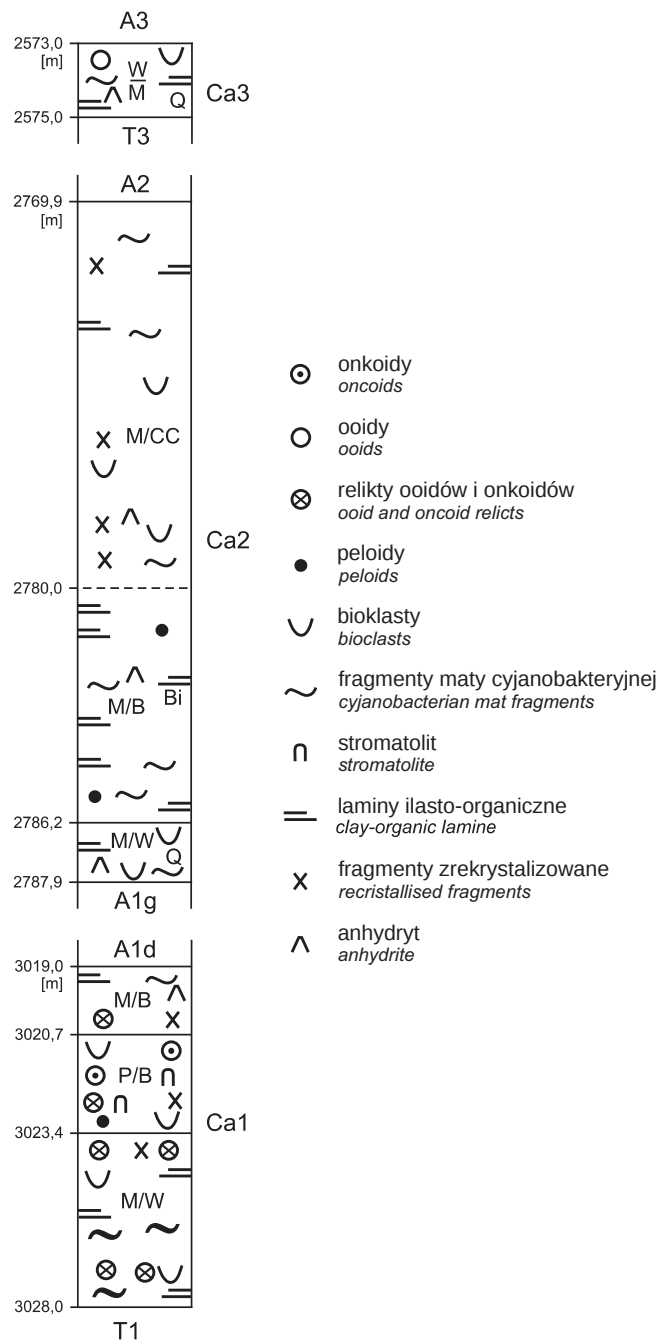


Fig. 9. Profil mikrofacjalny wapienia cechsztyńskiego (Ca1), dolomitu głównego (Ca2) i dolomitu płytowego (Ca3)

M – madston, W – wakston, P – pakston, B – bandston, M/W – przewarstwienia madstonu z wakstonem, M/B – przewarstwienia madstonu z bandstonem, CC – skała przekrytalizowana; T1 – łupki miedzionośny, A1d – anhydryt dolny, A1g – anhydryt górny, A2 – anhydryt podstawowy, T3 – szary il solny, A3 – anhydryt górny

Zechstein Limestone (Ca1), Main dolomite (Ca2) and Platy dolomite (Ca3) microfacial section

M – mudstone, W – wackestone, P – packstone, B – boundstone, M/W – mudstone intercalated with wackestone, M/B – mudstone intercalated with boundstone, CC – cementstone; T1 – Copper Shale, A1d – Lower Anhydrite, A1g – Upper Anhydrite, A2 – Basal Anhydrite, T3 – Grey Pelite, A3 – anhydrite górny

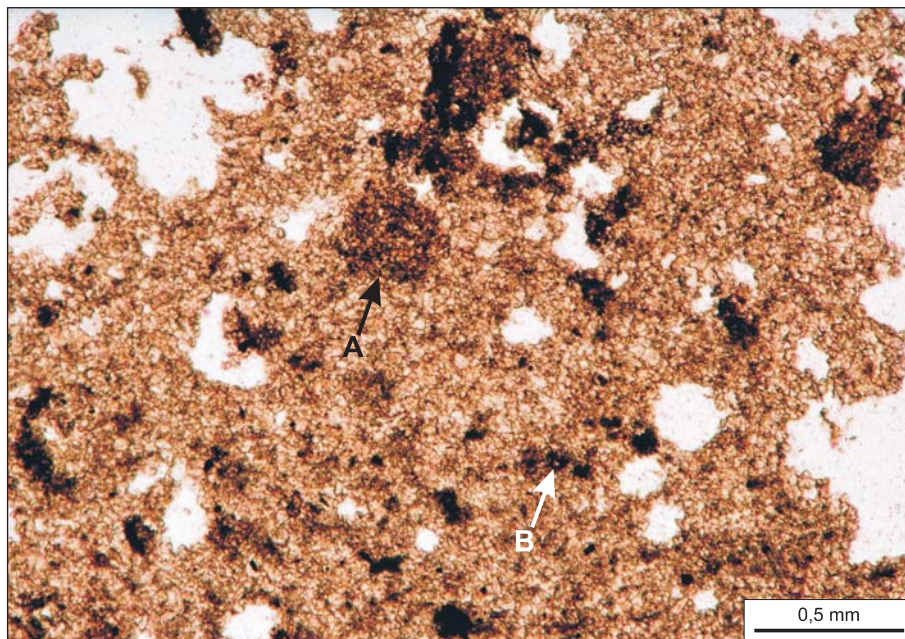


Fig. 10. Ziarna peloidalne (A) i grudki mułowo-węgliste impregnowane bituminami (B) w kawernisty madstonie dolomitowym

Próżnie (białe) różnych kształtów i rozmiarów, puste lub zabudowane cementem halitowym; tło skalne mikrosparytowe; dolomit główny; głęb. 2787,6 m; powiększenie $\times 40$, bez analizatora

Peloidal grains and bitumen-impregnated mud-carbonaceous pellets in cavernous dolomite mudstone

Voids (white) of different size and shape, locally filled with halite cement; microsparite groundmass; Main Dolomit; depth 2787.6 m, magnification $\times 40$, without analyser

jest związane z niejednorodnością mineralogiczną komponentów ziarnowych i elementów szkieletowych; korozja (rozpuszczanie) połączona z mechanicznym kruszeniem obrzeży onkoidów została zahamowana częściowo przez obrastające te ziarna sesylne otwornice i glony płożące (fig. 8); w kompleksie stromatolitowym miejscami zaznaczają się erozyjne powierzchnie nieciągłości, które zostały wykorzystane przez otwornice sesylne i zabudowane materiałem ilastym (fig. 10);

(4) kompaktację mechaniczną, która nie odegrała w badanych skałach znaczącej roli; pierwotna struktura już we wczesnych stadiach diagenetyzacji została usztywniona, co potwierdza obecność zwartych powłok stromatolitowych (fig. 8);

(5) zastępowanie kalcytu przez dolomit (dolomityzacja), zachodzące na niewielką skalę i dotyczące głównie mikrobialnych osadów w partiach przystropowych profilu.

Selektywnie działające procesy diagenetyczne, w dużej mierze są uzależnione od zróżnicowanego charakteru składu mineralnego między stromatolitami i otaczającym go osadem (fig. 8, 10). W obrębie stromatolitów (kopułkowych i sferycznych), jedynie na powierzchniach lamin obserwuje się obecność cienkich cementów ilastych (często impregnowanych pirytem) albo drobnokrystalicznych cementów kalcytowych (i to tylko w niewielkim zakresie). Większe nagromadzenie cementów uniemożliwia stosunkowo zwarta budowa form stromatolitowych, utworzona

zapewne dość wcześnie, bo brak jest śladów destrukcji biologicznej (bioturbacji), a mechaniczne kruszenie lub rozpuszczanie dotyczy jedynie obrzeży tych obiektów (fig. 8).

Osad otaczający onkoidy i luźne obiekty stromatolitowe (kopułkowe, niezakorzenione) ma charakter spoiwa zbudowanego z wapiennej masy podstawowej (chemogenicznej i biogenicznej), przemieszanej z materiałem terygenicznym (kwarcowo-ilastym, rzadziej glaukonitowym). W obrębie tła skalnego występują drobnokrystaliczne cementy kalcytowe, ziarna glaukonitu i produkty przeobrażeń materii organicznej (trwałe w procesie fosylizacji osadu), takie jak: piryty, sapropel, minerały fosforanowe oraz lipidy.

W tego typu spoiwie tkwią rozproszone drobne komponenty pokruszonych bioklastów, grudki, peloidy i inkrustacje mikrobialne (cyjanobakteryjne, ?glonowe).

Środowisko sedimentacji osadów wapienia cechsztyńskiego

Profil mikrofacjalny osadów wapiennych i wapienno-marglistych wapienia cechsztyńskiego wskazuje na ich powstawanie w strefie basenowej przybrzeżnej, w obrębie płytkiego zbiornika. Następstwo mikrofacjalne badanych osadów ma charakter regresywny (płycejący ku górze). Dolna część

osadów mułowych (madstonów laminowanych lub smugowanych materiałem ilasto-organicznym) przewarstwianych osadami ziarnistymi (zrekrytalizowane wakstony/?pakstony) wskazuje na zmienną hydrodynamikę wód i stosunkowo niskie reżimy przepływu dennych prądów w tej części basenu. Zawartość materiału terygenicznego (kwarcowo-ilastego) jest zmienna, a zestaw fauny i mikrofauny szkieletowej charakterystyczny dla środowiska niskoenergetycznego, raczej głębszego niż płytszego.

Wzrastający ku górze reżim hydrodynamiczny wód i spływanie zbiornika zapoczątkowało sukcesję osadów ziarnistych: onkoidowo-bioklastycznych z wkładkami drobnych kopułkowych stromatolitów, powstałych przy aktywnym współdziałaniu cyjanobakterii. Wydaje się, że wczesna cementacja i lityfikacja lamin stromatolitowych pod stałym przykryciem wody (sublitorał) spowodowała trwałość i odporność tych struktur na procesy niszczenia. W warunkach współczesnych maty glonowe sublitorału są intensywnie niszczone, ponieważ nie są stwardniałe, a szczególną rolę w ich niszczeniu mają prądy dennie i wyżej zorganizowane żarłoczne organizmy wielokomórkowe.

Laminacja badanych struktur stromatolitowych jest zwar-ta i tym samym odporna na procesy rozluźniania budującego ją materiału. Nie podlega ona plastycznym deformacjom lub rozwarstwieniu. Brak jest oznak lokalnego wynurzenia; powierzchnie nieciągłości i pojedyncze jamki erozyjne (osad wewnętrzny) występują sporadycznie. Ślady niszczącej działalności środowiska, w tym czynników biologicznych (np. struktury bioturbacyjne) i mechanicznych należą do rzadkości. Wydaje się też, że laminacja w krótkich odcinkach czasu miała charakter ciągły. Inwentarz faunistyczny jest mało zróżnicowany. Częste są otwornice płożące, które współwystępują z cienkimi pasemkami substancji ilastej w obrębie laminacji, co oznacza sezonowy zastój w budowie stromatolitu.

Wydaje się też, że pokruszone otwornice, małże i ramienionogi (być może również mszywioly) zostały w większości przywleczone w trakcie depozycji prądowej i wkomponowane w spoiwo. Obecność ziaren z cementami mikrytowymi na obrzeżach, które uformowały się podczas biologicznej mikrytyzacji, i lokalne wzbogacenie w elementy mikrobialne (peloidy) może świadczyć o niewielkich zmianach zasolenia wód w obrębie zbiornika morskiego.

Zmiana facjalna, wskazująca na wyraźne spłylenie morza i wzrost zasolenia, jest widoczna w poziomie przystropowym wapienia cechsztyńskiego na granicy z anhydrytem dolnym (A1d), gdzie znajduje się biolaminity, zawierający znaczne ilości anhydrytu.

Dolomit główny

Osady węglanowe dolomitu głównego w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 mają 18 m miąższości. Występują one na głębokości 2769,9–2787,9 m (fig. 9). Profil mikrofacjalny dolomitu głównego zestawiono na podstawie obserwacji mikroskopowych autorki w płytkach cienkich oraz opisów mikroskopowych szlifów (E. Czajor – mat. niepublikowane, w zbiorach

autorki rozdziału) i makroskopowych obserwacji rdzenia (R. Wagner, ten tom). Kontakt dolomitu głównego z anhydrytem górnym (A1g) nie jest zachowany. Kontakt dolomitu głównego z anhydrytem podstawowym (A2) jest ostry.

Mikrofacje

Skały dolomitu głównego są reprezentowane przez wapienie (dedolomity), wapienie dolomityczne i dolomity.

W najniższej (przyspagowej) części profilu mikrofacjalnego (2786,2–2787,9 m) występują madstony dolomitowe, w znacznym stopniu porowate, z relikami grudek i peloidów zbudowanych z ciemnej węglistej substancji bitumicznej (fig. 10). Próźnie są izolowane lub połączone i mają rozmiary 0,1–0,5 mm średnicy. Kawerniste dolomity podścielają osad wapienno-dolomityczny, marglisty z delikatnym warstwowaniem podkreślonym przez smugi substancji ilastej i inkrustację pirytową. Nieliczne obiekty muszlowe, głównie skorupki małży i fragmenty otwornic, są skalcytyzowane lub częściowo spirytyzowane.

Kompleks środkowy profilu mikrofacjalnego (2780,0–2786,2 m) stanowią madstony smugowane i laminowane materiałem ilasto-kwarcowym i węglisto-bitumicznym. Miejscami występują smugi i laminy mikrobialne (cyjanobakteryjne). Materiał terygeniczny (kwarc frakcji pyłowej, minerały ilaste, rozdrobniony materiał humusowy oraz sapropel), pochodzący z obumierania i dekompozycji mikroorganizmów szkieletowych i bakteryjno-glonowych form planktonicznych, gromadził się okresowo, tworząc w osadzie cienie przewarstwienia o charakterze mieszanym (mikrobialnym, iłowcowo-mułowcowym i węglanowym). Frakcja ilasta i ilasto-organiczna jest rozproszona w tle skalnym lub tworzy lokalnie zwięzłe grudki o charakterze peloidalnym. Środkowy fragment omawianego kompleksu na głębokości 2781,5–2784,0 m jest prawie całkowicie zdedolomityzowany (kalcytowy), podczas gdy górny i dolny fragment tego kompleksu mają charakter mieszanym (kalcytowo-dolomitowy).

Górną część profilu mikrofacjalnego (2769,9–2779,0 m) stanowią przewarstwienia madstonów nielaminowanych z osadami w znacznym stopniu przekrytalizowanymi, o składzie dedolomitów i wapieni dolomitycznych. Skały węglanowe krystaliczne zbudowane z kalcytu (dedolomitu) stanowią drobnokrystaliczną mozaikę złożoną z obłych, zatokowo skorodowanych kryształów, w obrębie których występują drobne wrostki dolomitu o pokroju romboedrycznym i skupienia „pyłu” węglistego. W tych skałach zachowała się miejscami reliktowa tekstura kierunkowa, wyznaczona przez wiązki smug ilasto-bitumicznych. Impregnacje bitumiczne najczęściej są zlokalizowane w obrębie zwięzłego tła skalnego (na ogół drobnokrystalicznego) w bezpośrednim sąsiedztwie śladowych ilości substancji mikrobialnej (cienie smugi zbudowane z filamentów cyjanobakteryjnych) lub wypełniają przestrzenie międzykrystaliczne. Badania mikroskopowe wykonane we fluorescencji (I. Grotek, ten tom) wskazują, że jest to słabo przeobrażona materia organiczna – alginity (macerały grupy egzynity, utworzone z planktonicznych glonów morskich), niedojrzała do generowania węglowodorów (współczynnik refleksyjności $R_o = 0,43\%$).

W badanym kompleksie osadów występują liczne fragmenty skalcytyzowanych otwornic, rzadziej pojawiają się skorupki drobnych małży.

Skała jest w znacznym stopniu porowata i miejscami spękana, a większość przestrzeni międzykrystalicznych i spękań zabudowuje anhydryt.

Procesy diagenetyczne

W utworach węglanowych dolomitu głównego zachodziły szczególnie intensywne procesy diagenetyczne, które doprowadziły do zasadniczych zmian strukturalnych i teksturalnych osadów górnej części profilu mikrofacjalnego (2769,9–2780,0 m). W mniejszym stopniu zmiany te dotknęły osady leżące na głębokości 2780,0–2786,2 m, a w stosunkowo najmniejszym stopniu zaznaczyły się w najniższym (przyspągowym) odcinku profilu (2786,2–2787,9 m). W związku z powyższym, granica zarysowana na głębokości 2780,0 m, która powinna dokumentować zmianę facji na profilu mikrofacjalnym (fig. 9), jest w zasadzie granicą umowną (linia przerywana), która odzwierciedla raczej stopień zaawansowania procesów diagenetycznych, a nie faktyczne zmiany facjalne.

Stopień zaawansowania procesów diagenetycznych jest zróżnicowany w zależności od głębokości występowania osadów. Największe znaczenie miały trzy procesy: zastępowanie (dolomityzacja i dedolomityzacja), cementacja i rozpuszczanie.

Zastępowanie

Dolomityzacja całkowita obejmująca powyżej 80% skały nastąpiła w osadach najniższej, przyspągowej części profilu (2786,2–2786,9 m). Skała jest zbudowana z mozaiki drobnych, anhedralnych kryształów dolomitu i wydaje się być związana z wczesnym (mikrytowym i sparytowym) kalcytowym osadem, zachowując w znacznej mierze pierwotne struktury sedymentacyjne. W leżących wyżej partiach profilu dolomityzacja i dedolomityzacja (kalcytyzacja) zaszły ze sobą, co pozwoliło częściowo utrzymać porowatość międzykrystaliczną, która tworzy się w trakcie procesu dolomityzacji. W pozostałych odcinkach profilu dedolomityzacja i cementacja połączona z kompaktacją doprowadziły do częściowej lub całkowitej homogenizacji skały (węglany krystaliczne, cementstony) i zatarcia struktur depozycyjnych. Wydaje się, że dolomityzacja rozwijała się głównie w warunkach płytkiego pogrzebania, tuż po depozycji i wczesnej cementacji osadu, ale nie jest wykluczone, że kontynuowała się w różnej skali i nasileniu na etapach pośredniego i głębszego pogrzebania.

Dedolomityzacja obejmowała różne partie dolomitowe, powodując powstanie drobnokrystalicznej lub grubokrystalicznej mozaiki anhedralnych, subhedralnych i euhedralnych kryształów, w obrębie których często zachowały się relikty kryształów dolomitu lub pierwotnych struktur depozycyjnych (węgliste impregnacje punktowe i smugi lub pasemka materiału ilasto-mikrobiałnego). Proces ten spowodował znaczną redukcję międzykrystalicznej porowatości.

Cementacja

Cement kalcytowy i dolomitowy jest nie do odróżnienia od powszechnego w skałe dolomitu i dedolomitu (kalcytu) bez obserwacji w katodoluminescencji i bez analizy mikroobszarów w mikrosondzie elektronowej. Nieliczne obiekty tego typu cementów zauważono również w obrębie żyłek i spękań, co wskazuje na ich późne powstanie (głębokie pogrzebanie lub etap poformacyjny).

Cement anhydrytowy w większości ma charakter pasywnego wypełniania dostępnych w osadzie próżni różnego rodzaju i kształtu oraz różnej generacji i proveniencji.

Cement pirytowy (i skupienia pirytu) obserwuje się na powierzchni lamin ilasto-organicznych. Jest on prawdopodobnie wczesnodiagenetyczny, a wytworzył się w procesie sapropeliacji materii organicznej.

Rozpuszczanie

Rozpuszczanie składników mineralnych, z których jest zbudowana skała, następowało na różnych etapach rozwoju badanych osadów. Na etapie wczesnych przemian diagenetycznych, związanych z dekompozycją materii organicznej i dolomityzacją, w początkowym stadium lityfikacji osadu mogły tworzyć się pory międzykrystaliczne. Powiększanie nabytej przestrzeni porowej lub tworzenie nowych próżni mogło następować w późniejszych etapach pogrzebania osadów pod wpływem infiltrujących skałę płynów mineralizujących i złożowych transportowanych poprzez system spękań i szczelin.

Rekrystalizacja

Rekrystalizacja (zmiany neomorficzne spoiwa mikrytowego pierwotnych osadów wapiennych na etapie wczesnej diagenetyki) jest obecnie niezauważalna, podobnie jak zmiany rekrystalizacyjne w stadiach głębszego pogrzebania osadu pod wpływem roztworów infiltrujących i zmieniających chemizm skał. Zmiany kompakcyjne (chemiczne) obserwuje się na głębokości 2779,0–2786,0 m, gdzie lokalnie występują stylolity, rozwinięte wzdłuż lamin ilasto-organicznych.

Środowisko sedymentacji dolomitu głównego

Osady dolomitu głównego w profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 reprezentują dość jednolite wykształcenie osadów mułowych (obserwowana obecnie zmienność została spowodowana procesami diagenetycznymi, o różnym nasileniu) i są prawie w całości reprezentowane przez madstony nielaminowane i laminowane lub smugowane substancją marglistą, ilastą lub ilasto-organiczną. Osady dolnej, przyspągowej części profilu mikrofacjalnego mają miejscami charakter wakstonów z bioklastami i są wzbogacone w składniki frakcji detrytycznej i materiał mikrobiałny. Facje klastyczne (ilaste, margliste) występują w profilu dolomitu głównego jako laminy, smugi oraz pasemka, zawierające różne wzajemne proporcje frakcji ilastej i kwarcu detrytycznego.

Według opinii Jaworowskiego (Jaworowski w: Wagner, red., 2010) są to osady o charakterze rytmików, utworzone podczas powolnej sedimentacji z zawiesiny ciemnego materiału terygenicznego, permanentnie przerywanej epizodami sedimentacji piasków węglanowych z rozcieńczonych prądów zawieszinowych, które deponowały osad u podnóża łagodnego stoku platformy węglanowej. Prądy te były uruchamiane przez okresowe sztormy redeponujące materiał z platformy węglanowej i jej stoku.

Dolomit płytowy

Utwory dolomitu płytowego (Ca3) w profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 występują na głębokości 2573,0–2575,0 m. Leżą one bezpośrednio na utworach szarego iłu solnego (T3), wykształconego jako ciemne iłowce i mułowce smugowane terygenicznym kwarcem i laminowane substancją ilastą (1 m miąższości T3, głębokość 2575,0–2576,0 m).

Sekwencja osadowa Ca3 i T3 w profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1, podobnie jak w profilu otworu wiertniczego Kościerzyna IG 1, występuje w ciągłości sedimentacyjnej. Klastyczno-węglanowe utwory stropowe szarego iłu solnego są oddzielone od spagowych partii dolomitu płytowego

go cienką serią osadów anhydrytowych (drobne gruzły anhydrytowe).

Osady dolomitu płytowego (Ca3) są wykształcone w facji dolomitowej z cienkimi wkładkami utworów klastycznych (ilastych i marglistych). Zawartość dolomitu w badanych osadach wynosi 55–70% wag. Resztę stanowią części nierozpuszczalne w kwasie solnym (kwarc, minerały ilaste, substancja organiczna oraz tlenki i siarczki żelaza), a także zmienne ilości minerałów siarczanowych.

Mikrofacje

W węglanowych utworach dolomitu płytowego występują następujące mikrofacje:

W górnej (przystropowej) części profilu mikrofacjalnego (2573,0–2573,2 m) – mikrofacja ziarnistych wakstonów/?pakstonów z ooidami/onkoidami, z częściowo zachowaną glonową mikrostrukturą laminarną (fig. 11). Oprócz elementów fauny i mikrofauny szkieletowej (otwornice, małże) liczne są mikrobialne grudki zawierające produkty dekompozycji glonów planktonicznych i ślady endolitycznej działalności cyjanobakteryjnej i glonowej.

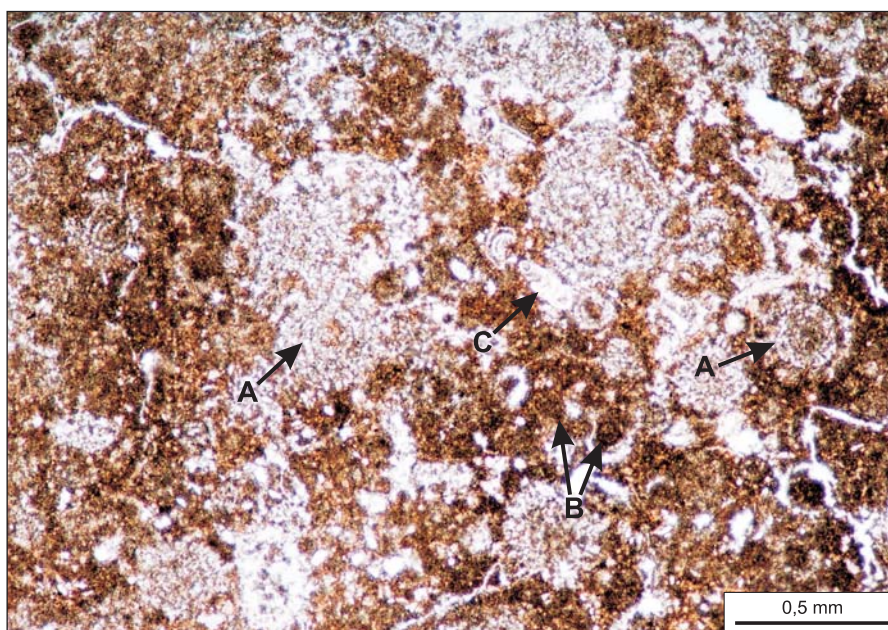


Fig. 11. Sferyczne mikrostruktury mikrobialne (ooid/onkoid), zbudowane ze spiralnych splotów nitkowych i rurkowych mikroorganizmów nieskieletowych (glony, ?cyjanobakterie) (A) oraz grudki glonowe (B) i mikrofauna otwornicowa (C)

Dolomit płytowy, 2573,1 m; $\times 40$, bez analizatora; żółtobrązowa barwa, substancja fosforanowa (kolofon)

Spreical microbial microstructures (ooid/onkoid) composed of spiral strands of filamentous and tubular non-skeletal microorganisms (algae, cyanobacteria?) (A) and algal pellets (B) and foraminifers (C)

Platy Dolomite, 2573.1; $\times 40$, without analyser; yellow-brown colour, phosphatic matter (collophan)

Madstony laminowane substancją ilasto-organiczną, przechodzące miejscami w biolaminoidy, z nieciągłą laminacją poziomą, zaznaczoną obecnością ciemniejszej substancji organicznej z relikdami sfosylizowanych cyjanobakterii (2573,2–2573,5 m). Osady te zawierają znaczne ilości cienko-skorupowych małży, ułożonych zgodnie w uwarstwieniom;

Wakstony organodetrytyczne z licznymi skorupami małży i relikdami inkrustujących ?mszywiół (2573,5–2574,0 m).

Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne w osadach dolomitu płytowego obejmowały zarówno osady ziarniste (ooidowe), jak również obecne w osadzie elementy szkieletowe (muszle małży i otwornic). W osadzie powszechna jest dolomityzacja.

Do najbardziej zaawansowanych procesów diagenetycznych (oprócz dolomityzacji) w badanych osadach należy rekrystalizacja, rozpuszczanie i cementacja.

Rekrystalizacja

Rekrystalizacja powoduje zacieranie pierwotnej struktury powłokowej w ziarnach obleczonych typu onkoidów (fig. 11). Geneza tego typu ziaren nie jest jednoznaczna. Koncentryczne, wyraźnie zarysowane laminy zostały zhomogenizowane w takim stopniu, że pozostało wyłącznie mikrytosparytowe dolomitowe wypełnienie (widoczne na zdjęciach w świetle spolaryzowanym), które ma zwięzłą mikrostrukturę i jest pozbawione dodatkowych składników ilasto-węglistych i bitumicznych, obecnych w tle skalnym (fig. 11).

Rozpuszczanie i cementacja

Rozpuszczanie i cementacja dotyczy głównie elementów szkieletowych: segmentów otwornic jednoseryjnych, ośródek

małży i małżoraczków. Próżnie są najczęściej zabudowane przez cementy anhydrytowe, czasami występuje celestyn, cementy pirytowe i kwarcowe.

Szczególnym rodzajem cementów są wypełnienia węgliste i impregnacje bitumiczne i minerały fosforanowe (brązowo prześwitujące), które obserwuje się w centrach ooidów/onkoidów, na obrzeżach ziaren, a także w obrębie tła skalnego (fig. 11).

Środowisko sedymentacji dolomitu płytowego

Utwory dolomitu płytowego reprezentują mocno zredukowany miąższościowo profil regresywny (fig. 9), który rozpoczyna się depozycją osadów węglanowych, wykształconych w postaci laminowanych i nielaminowanych madstonów (dolomity margliste z laminacją lub smugowaniem ilasto-organicznym i pojedynczymi małżami) oraz wakstonów bioklastycznych, a kończy depozycją węglanowej facji ziarnistej (oolity, onkolity).

Madstony/wakstony dolomitu płytowego zawierają powszechnie ziarna kwarcu detrytycznego i lokalne nagromadzenie materiału ilasto-organicznego, co nadaje skale smużyistość lub teksturę warstwową. Facje margliste (laminowane lub smugowane materiałem terygenicznym) są rezultatem nisko-energetycznej, powolnej sedymentacji wspomaganej zapewne transportem prądowym ze strefy przybrzeżnej.

Obecność reliktdów mikrostruktur mikrobialnych (fig. 11) w górnym poziomie (przystropowym), uformowanych przy aktywnym udziale mikroorganizmów nieszkieletowych (głony, ?cyjanobakterie), tworzących spiralne sploty i rurkowate obrosty na podobieństwo sferycznych struktur stromatolitowych i ziaren obleczonych (ooidów), wskazuje na środowisko wód płytkich, umiarkowanie turbulentnych w strefie przybrzeżnej otwartego morza.

TRIAS

Anna BECKER

SEDYMENTACJA I STRATYGRAFIA TRIASU

Stratygrafię triasu z profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 opracowano głównie na podstawie litostratygraficznej interpretacji pomiarów geofizycznych. Interpretacja ta jest jednak utrudniona przez obecność na krzywej naturalnego promieniowania gamma wielu maksimów związanych z podwyższoną zawartością uranu, zwłaszcza w osadach triasu dolnego.

W rdzeniu wiertniczym został uchwycony jedynie strop triasu. Granica z systemem jurajskim wyznaczona jest na podstawie przesłanek litostratygraficznych, potwierdzonych przez analizę palinostratygraficzną – arch. orzeczenie T. Orłowska-Zwolińska oraz Orłowska-Zwolińska, 1983.

W profilu triasu podano również przybliżoną pozycję jednostek chronostratygraficznych na podstawie korelacji profilu z danymi pochodzącymi z innych części basenu (Deczkowski i in.,

1997; Gajewska i in., 1997; Szyperko-Teller i in., 1997; Wagner, 2008) oraz na podstawie danych palinologicznych (arch. orzeczenie T. Orłowska-Zwolińska oraz Orłowska-Zwolińska, 1983). Rdzeniowanie utworów triasu nie przekracza 30%.

Trias dolny

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 został wyróżniony przez A. Szyperko-Śliwczynską na głębokości 1920,0–2441,0 m. Strop i spąg wydzielenia zostały określone na podstawie badań geofizycznych. Pobrane z tego odcinka profilu rdzenie są przesunięte ku górze w stosunku do

tych pomiarów. Granica cechsztynu i pstrego piaskowca wymaga dyskusji. Postawiono ją w miejscu występowania pierwszych wkładek węglanowych w pstrym piaskowcu, które zostały zinterpretowane na podstawie pomiarów geofizycznych na głębokości 2441,0 m. Na głębokości tej nie zaznacza się jednak żadna wyraźna zmiana charakteru pomiarów. Zmiana taka, według autorki niniejszego rozdziału, występuje natomiast na głębokości 2432,5 m, czy nawet nieco wyżej – na 2428,0 m, gdzie następuje przejście od wyższych wartości naturalnego promieniowania gamma do niższych, wskazując na przejście iłowców w mułowce lub/i w drobnoklastyczne osady margliste, czy z cienkimi wkładkami węglanów. Głębokość 2432,5 m odpowiada prawdopodobnie również granicy iłowców oraz iłowców z wkładkami wapieni stwierdzonej w rdzeniu wiertniczym. Wyższe położenie granicy cechsztn/pstry piaskowiec sugeruje również korelacja z otworem wiertniczym Prabuty IG 1 (Szyperko-Śliwczyńska, w: Modliński, 1975). Dolny pstry piaskowiec o miąższości 299,5 m jest reprezentowany przez formację bałtycką, wykształconą w postaci iłowców i mułowców barwy brunatnej lub czerwonej, miejscami marglistych, z cienkimi wkładkami wapieni lub piaskowców wapnistych. W górnej części formacji występują gruzły anhydrytowe. Wykształcenie takie jest typowe dla formacji bałtyckiej. Wskazuje ono na sedymentację w środowisku o znikomej dostawie materiału grubszego niż aleurytowy oraz o poziomie mineralizacji umożliwiającym wytrącanie węglanu wapnia. Środowisko to jest określane jako laguna o obniżonym zasoleniu (Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Granica z pstrym piaskowcem środkowym została wyznaczona w spągu wkładki piaszczysto-węglanowej o miąższości około 5 m.

Dolna część pstrego piaskowca środkowego na głębokości 2050,0–2141,5 m wyróżniono jako formację lidzbarską. Jest ona wykształcona w postaci iłowców oraz mułowców brunatnych i czerwonych, miejscami marglistych z cienkimi wkładkami wapieni i piaskowców wapnistych. Liczne maksima na krzywej naturalnego promieniowania gamma wskazują na możliwość podwyższonej zawartości uranu w osadach. Osady te były deponowane w obrębie laguny lub płytkiego szelfu silikoklastyczno-węglanowego (Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2005). Górną granicę formacji wyznaczono w spągu piaszczysto-węglanowego kompleksu, należącego do formacji malborskiej, leżącego nad drobnoklastycznym kompleksem formacji lidzbarskiej. Granica ta jest najczytelniejsza na wykresie pomiarów potencjałów samoistnych. Tak wyznaczona granica między formacją lidzbarską a malborską jest analogiczna do granicy między tymi formacjami w otworach wiertniczych Prabuty IG 1 (Szyperko-Śliwczyńska, w: Modliński, 1975) oraz Pasłek IG 1 (Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Formacja malborska (głęb. 1972,5–2050,0 m) jest wykształcona w postaci mułowców, piaskowców oraz iłowców czerwonych i brunatnych. W stropie formacji przeważają iłowce. Piaskowce są warstwowane przekątnie. Iłowce są masywne, często z konkrejami węglanowymi. Wykształcenie takie świad-

czy o depozycji w środowisku przybrzeżnej równi piaszczystej, mającej prawdopodobnie charakter równi aluwialnej. W obrębie formacji malborskiej występuje najwięcej maksimów, wskazujących na możliwość podwyższonej zawartości uranu w osadach. Maksima te osiągają tu również najwyższe wartości.

Formację elbląską, zaliczaną do pstrego piaskowca górnego wyznaczono na głębokości 1920,0–1972,5 m. Jest ona wykształcona w postaci piaskowców o jasnych barwach, z przewarstwieniami iłowców i mułowców. W górnej części formacji występują wkładki wapieni i zmniejsza się udział piaskowców. Osady formacji elbląskiej reprezentują środowiska brzegowe deltowo-lagunowe. Osady pstrego piaskowca górnego dokumentują w basenie Polski Niżowej rozwój transgresji, która doprowadziła do utworzenia się płytkiego morza szelfowego wapienia muszlowego (Szyperko-Teller i in., 1997; Szulc, 2000; Becker, 2005).

Trias środkowy i górny

Trias środkowy i górny obejmuje osady wapienia muszlowego i kajpru (*sensu* Wagner, 2008). Wapień muszlowy został wydzielony przez A. Szyperko-Śliwczyńską na głębokości 1849,0–1920,0 m. Obejmuje on osady wapienia muszlowego dolnego oraz nierozdzielone osady wapienia muszlowego środkowego i górnego. Wapień muszlowy dolny jest wykształcony w postaci szarych wapieni falistych z przewarstwieniami iłowców. W najwyższej części możliwe jest występowanie wkładek dolomitów. Wyższa, nierozdzielona część wapienia muszlowego to szare iłowce z przewarstwieniami wapieni i dolomitów, wyżej również anhydrytów. W stropie profilu wapienia muszlowego są widoczne wkładki piaskowców. Interpretację środowisk sedymentacji wapienia muszlowego można przeprowadzić na podstawie prac Gajewskiej i in. (1997), Iwanowa (1998) oraz Szulca (2000). Wapień muszlowy początkowo był deponowany w przybrzeżnej strefie otwartego szelfu węglanowego. W trakcie sedymentacji tego ognia następowała stopniowa redukcja wymiany wód z otwartym basenem – stąd występujące w profilu wkładki dolomitowe. Następnie sedymentacja zachodziła w odseparowanej lagunie o podwyższonym zasoleniu. Wkładki piaskowca w stropie wydzielenia świadczą prawdopodobnie już o depozycji w środowisku deltowym.

Na podstawie przesłanek litologicznych w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 A. Szyperko-Śliwczyńska i R. Dadlez wyróżnili nierozdzielone osady kajpru oraz warstwy z *Trileites*. Według Gajewskiej (1978, 1988), w rejonie tym brak jest osadów niższego kajpru środkowego (warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy, warstwy gipsowe górne). W profilu są zachowane osady wyższego kajpru środkowego i prawdopodobnie kajpru dolnego. Ze względu na to, że nie jest możliwe postawienie granicy między osadami kajpru środkowego i dolnego, nie jest również możliwe wskazanie przybliżonego położenia granicy między triasem środkowym i górnym, korelowanej ze stropem kajpru dolnego (Gajewska, 1988; Gajewska i in., 1997; Wagner, 2008).

W próbkach z głębokości 1835,0 i 1835,5 m Orłowska-Zwolińska (arch. orzeczenie T. Orłowska-Zwolińska oraz Orłowska-Zwolińska, 1983) stwierdziła występowanie I poziomu miosporowego *Heliosaccus dimorphus*, charakterystycznego dla osadów lądowych, natomiast w próbkach z głębokości 1748,5 i 1750,5 m – IV poziomu miosporowego *Corollina meyeriana*, datowanego na noryk.

Kajper jest wykształcony w dolnej części w postaci drobnoziarnistych szarych piaskowców, przechodzących ku górze w iłowce i mułowce o zmiennych barwach. W piaskowcach liczne są szczątki roślinne oraz cienkie przewarstwienia szarych iłowców. Środowisko sedimentacji jest interpretowane jako dystalna równia aluwialna, a w części wyższej kompleksu nawet jako laguna (Deczkowski i in., 1997; Iwanow, 1998). Na krzywej naturalnego promieniowania gamma zaznaczają się liczne maksima o charakterze wska-

zującym na możliwość podwyższonej zawartości uranu w osadach.

Warstwy z *Trileites* zostały wydzielone przez R. Dadleza na głębokości 1715,0–1738,5 m. Pochodzą z nich dwa metry rdzenia z marszu rdzeniowego z głębokości 1709,0–1718,0 m. Orłowska-Zwolińska (arch. orzeczenie T. Orłowska-Zwolińska, 1973 oraz Orłowska-Zwolińska, 1983) stwierdziła występowanie V poziomu miosporowego *Ricciisporites tuberculatus* w najwyższym odcinku tych warstw, co wskazuje na jego retycki wiek. Warstwy te są wykształcone w postaci drobnoklastycznych utworów ilastych o barwie szarej, z nieznacznie cienkimi wkładkami piaskowców. W iłowcach występują ślady żerowania organizmów. Według Iwanowa (1998) utwory najwyższego triasu tej części basenu były deponowane w środowisku rzeczonym. Przewaga osadów drobnoklastycznych wskazuje na depozycję w strefie równi zalewowej.

JURA

Anna FELDMAN-OLSEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY

Otwór wiertniczy Grudziądz IG 1 został zlokalizowany na pograniczu trzech jednostek tektonicznych: niecki płockiej, niecki pomorskiej i obniżenia bałtyckiego. Wraz z otworem wiertniczym Grudziądz 2 są to jedyne głębokie otwory usytuowane w rejonie: Chełmża–Kościerzyna–Prabuty–Działdowo–Golub Dobrzyń. Profil osadów jury dla otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 ma łączną miąższość 575,0 m. Obejmuje on klastyczne utwory jury dolnej i środkowej oraz klastyczno-węglanowe utwory jury górnej. Skały jurajskie leżą na utworach ilasto-mułowcowych najwyższego triasu (retyku). Pomiedzy tymi osadami występuje luka stratygraficzna, obejmująca najniższy odcinek jury dolnej. W stropie utwory jurajskie są przykryte przez iłowce i mułowce walańzynu górnego. Luka sedimentacyjna obejmuje berias i walańzyn dolny.

Jura dolna

Stwierdzony w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 profil jury dolnej wykazuje cechy charakterystyczne dla obszaru północnej i wschodniej części niecki płockiej (Franczyk, 1983) oraz obszaru mazursko-warمیńskiego (Dadlez, 1968). Zastosowano formalny podział stratygraficzny jury dolnej (Pieńkowski, 2004), wydzielając trzy formacje: olsztyńską, ciechocińską i borucicką, obejmujące przedział wiekowy od późnego ?synemuru/pliensbachu do toarku. Brak tu najniższego odcinka profilu, obejmującego formację zagajską, reprezentującą hetang i synemur. Łączna miąższość osadów jury dolnej w omawianym otworze wiertniczym wynosi 145,0 m. Jest to wartość porównywalna z pobliskim otworem wiertniczym Grudziądz 2 (142,0 m). Profil jury dolnej w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 jest najbardziej zbliżony (poza pobl-

skim otworem wiertniczym Grudziądz 2) do obserwowanego w otworze wiertniczym Prabuty IG 1. W tym ostatnim miąższość jury dolnej wynosi 140,0 m, a profil podobnie jak w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 obejmuje utwory formacji olsztyńskiej, ciechocińskiej i borucickiej. Nieco dalej na północ usytuowane są dwa otwory wiertnicze: Malbork IG 1 i Malbork 2, w których zachowały się jedynie osady formacji olsztyńskiej, o miąższości odpowiednio 79,5 i 91,0 m. W kierunku północno-zachodnim (otwór wiertniczy Kościerzyna IG 1) profil jest jeszcze bardziej zredukowany. Formacja olsztyńska ma tu jedynie 36,5 m (Dadlez, 1982). W kierunku wału śródpolskiego następuje natomiast szybki wzrost miąższości – do ponad 300 m (Polskie Łąki PIG 1 – 320,0 m; Chełmża 1 – 332,0 m; Unisław IG 1 – 381,0 m; Unisław IG 2 – 323,0 m; Unisław 2 – 376,0 m; Unisław 4 – 385,0 m; Golub Dobrzyń 1 – 433,0 m). Jednocześnie profil jury dolnej staje się pełny i zazwyczaj możliwe jest wydzielenie w nim wszystkich formacji ustanowionych dla obszaru wału pomorskiego i kujawskiego (Franczyk 1983; Feldman-Olszewska 2007a). Jedynie w otworach wiertniczych Chełmża 1 i Unisław IG 2 brak jest utworów toarku, usuniętych w wyniku erozji środkowojurajskiej.

Profil jury dolnej w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 rozpoczynają piaskowce średnioziarniste, jasnoszare, z domieszką grubych ziaren, a w odcinku przyspagowym również bardzo grubych oraz żwiru. Osady te budują najniższy odcinek formacji olsztyńskiej, występującej na głębokości 1715,0–1607 m. Zostały one stwierdzone w rdzeniu pobranym z odcinka granicznego pomiędzy triasem i jurą. Wyższy odcinek formacji został przewiercony prawie bezrdzeniowo. Krzywe geofizyczne wskazują, że na głębokości 1621,0–1710,0 m występują skały piaskowcowe. Materiał rdzeniowy pobrany ze środkowe-

go odcinka profilu wskazuje, że są to piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, kruche, z rozproszonymi klastami ilastymi. Najwyższy, 13,5 m odcinek formacji olsztyńskiej tworzą skały mułowcowe. Łączna miąższość tej formacji w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 wynosi 107,5 m. W warstwach olsztyńskich, w kilku otworach wiertniczych na obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego, stwierdzono megaspory *Horstisporites harrisi* (Murray) Potonie (Olszyny IG 1 – Dadlez, 1968; Barciany 2 – arch. orzeczenie T. Marcinkiewicz; Bartoszyce IG 1 – Dadlez, 1974), współwystępujące *Bacutritiles spicatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz i *Paxillitrites phyllicus* (Murray) Hall et Nicolson (Kętrzyn IG 2 – arch. orzeczenie T. Marcinkiewicz) oraz w górnym odcinku profilu – *Paxillitrites phyllicus* (Murray) Hall et Nicolson (Nidzica IG 1 – Dadlez, 1968) i *Minerisporites institus* Marcinkiewicz (Zaścianki IG 1 – arch. orzeczenie T. Marcinkiewicz). Datują one zawierające je osady na górny synemur i plienschbach (Dadlez, 1968; Marcinkiewicz, 1971; Kopik, Marcinkiewicz, 1997).

Powyżej występuje kompleks ilasto-mułowcowy, barwy szarozielonej, o laminacji poziomej lub niewarstwowany. Występują w nim cienkie wkładki piaskowca mułowcowego z detrytem roślinnym oraz konkrecjami sydereytowymi. Utwory te reprezentują formację ciechocińską, która w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 została w znacznym stopniu przerzedniowana. Jej miąższość wynosi 20,5 m. W kilku otworach wiertniczych wschodniej części syneklizy perybałtyckiej, w utworach formacji ciechocińskiej stwierdzono obecność megaspory *Paxillitrites phyllicus* (Murray) Hall et Nicolson (Bartoszyce IG 1 – Dadlez, 1974; Nidzica IG 1 – Dadlez, 1968) oraz *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonie (Prabuty IG 1 – Dadlez, 1975), a także współwystępowanie *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonie, *Echitritiles hispidus* Marcinkiewicz i *Minerisporites institus* Marcinkiewicz (Kętrzyn IG 2 – arch. orzeczenie T. Marcinkiewicz) oraz *Bacutritiles clavatus* Marcinkiewicz i *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonie (Zaścianki IG 1 – arch. orzeczenie T. Marcinkiewicz). Wymienione megaspory potwierdzają wczesnotoarski wiek przyjmowany dla omawianej formacji na całym obszarze Niżu Polskiego (Dadlez, 1968; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Pieńkowski, 2004).

Najwyższy odcinek jury dolnej tworzą przewiercone bezrdzeniowo utwory piaskowcowe o miąższości 17,0 m. Zostały one wydzielone jako formacja borucicka, zaliczana do toarku górnego (Dadlez, 1968; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Pieńkowski, 2004).

Jura środkowa

Miąższość jury środkowej w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 jest niewielka i wynosi zaledwie 50,0 m. Profil obejmuje utwory młodszej jury środkowej, od bajosu górnego do keloweju włącznie. Został on w pełni przerzedniowany, jednak uzysk rdzenia był niewielki i wynosił od kilku do 25%.

Profil jury środkowej rozpoczynają na głębokości 1570,0 m piaskowce średnioziarniste, przechodzące ku górze w piaskowce drobnoziarniste, miejscami muszłowcowe, z przerostami sydereytowymi, nagromadzeniami ooidów żelazistych i obfitym detry-

tusem małży. Miąższość kompleksu piaskowcowo-muszłowcowego jest niewielka i wynosi 1,5 m. Wyżej występują mułowce piaszczyste muszłowcowe, przechodzące ku górze w mułowce dolomityczne z licznym detrytem muszli małży, a następnie w zbioturbowane łupki ilasto-mułowcowe z konkrecjami sydereytowymi. Z utworów tych oznaczono mikrofaunę otwornicową, wskazującą na bajos górny lub baton dolny (Smoleń, ten tom). Miąższość całego kompleksu piaskowcowo-mułowcowego wynosi 14,5 m.

Powyżej stwierdzono 5,0 m kompleks łupków ilasto-mułowcowych, o laminacji soczewkowej, z konkrecjami marglisto-sydereytowymi i drobnymi konkrecjami piritowymi. Na podstawie korelacji z pobliskim otworem wiertniczym Polskie Łąki PIG 1 (Feldman-Olszewska, 2007b), utwory te uznano za baton dolny.

Ponad nimi, na głębokości 1536,0–1550,5 m, występuje kompleks piaskowcowy. Początkowo są to piaskowce średnioziarniste, ku górze profilu przechodzące w drobnoziarniste, wapniste, miejscami zailone, z uwęgloną sieczką roślinną i śladami małży. W górnym odcinku widoczne jest warstwowanie przekątne, podkreślone laminami ilastymi. Kompleks ten najprawdopodobniej jest wieku środkowobatońskiego.

Górny baton (głęb. 1521,5–1536,0 m) w dolnym i środkowym odcinku profilu jest wykształcony w postaci piaskowców drobnoziarnistych, dolomitycznych, ze żwirkiem kwarcowym, ooidami żelazistymi, skupieniami i naskorupieniami limonitu oraz zlimonityzowanymi skorupkami małży. Miąższość tego kompleksu wynosi 10 m. Wyżej występuje 5,5 m pakiet mułowcowy. W większości nie uzyskano rdzenia z tego odcinka profilu, jednak z przystropowej części wydobyto 78 cm odcinek zawierający 15 cm zlepieńca. W jego skład wchodzi: otoczaki piaskowca oolitowego z ooidami żelazistymi, otoczki piaskowcowe z otoczkami limonitowymi, klasty ilaste barwy zielonej, konkrecje marglisto-sydereytowe, ziarna kwarcu detrytycznego, detryt muszli małży, ślimaków oraz serpul. Spoiwo zlepieńca jest mułowcowo-sydereytowe, ciemnoszare.

Opisane utwory pochodzące z otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 nie są datowane. Sugestia o ich późnobatońskim wieku wynika z korelacji z rejonem Kujaw oraz południowym odcinkiem wału pomorskiego (por. Feldman-Olszewska, 2007b).

Profil keloweju w omawianym otworze wiertniczym jest bardzo skondensowany. Jego miąższość wynosi jedynie 2,0 m (głęb. 1519,5–1521,5 m). Odcinek dolny o miąższości 1,5 m jest zbudowany z ciemnoszarego dolomitu mułowcowego. Korelacja z rejonem południowego odcinka wału pomorskiego i niecki pomorskiej (por. Feldman-Olszewska, 2007b) uzasadnia wydzielenie tych utworów jako kelowej dolny. Wyżej występują wapienie gruzłowe, a następnie mułowcowe, z ooidami żelazistymi, limonitem i licznymi szczątkami fauny małżowej i ramienionogowej oraz nielicznymi fragmentami amonitów, belemnitów i szkarłupni. W osadach keloweju stwierdzono obecność amonita *Hecticoceras* (*Putealicerias*) cf. *krakoviense* (Neumayr), datującego opisane wapienie na kelowej środkowy–górny. Również mikrofauna oznaczona z najwyższej części tych wapieni jednoznacznie wskazuje na kelowej górny (Smoleń, ten tom).

Jura górna

Jura górna w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 występuje na głębokości 1140,0–1519,5 m. Dzięki znacznemu rdzeniowaniu ten odcinek profilu litologicznego o miąższości 379,5 m został dobrze poznany. Jest on wykształcony w postaci utworów mułowcowo-wapiennych, mułowcowo-marglistych i mułowcowych. W profilu wydzielono trzy formacje: Łyny, pałucką i kcyńską, reprezentujące przedział wiekowy od oksfordu po tyton.

Najniższy odcinek profilu (głęb. 1430,0–1519,5 m) został wydzielony jako formacja Łyny. W dolnym 1,5 m odcinku tworzą ją ilowce ciemnoszare, z liczną fauną amonitową i małżową. W mniejszej ilości występują belemnity i szczątki szkarłupni. Oznaczone z tego kompleksu amonity *Cardioceras* (*Vertebriceras*) *quadrarium colloti* Maire, *C. (V.) rachis* Buckman, *Cardioceras* (*Cardioceras*) cf. *cordatum* (Sowerby) i *Cardioceras* sp. (ex gr. *cordatum* Sowerby) datują go na poziom *Cardioceras cordatum* oksfordu dolnego. Z tego samego odcinka profilu uzyskano również mikrofaunę otwornicową, jednoznacznie wskazującą na oksford dolny (Smoleń, ten tom). Powyżej występują mułowce margliste z igłami gąbek oraz detrytem fauny małżowej i niekiedy amonitowej. Na głębokości 1514,0–1518,0 m stwierdzono przewodnie amonity *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) *excavatum* (Sowerby), *Cardioceras* sp. (ex gr. *cordatum* Sowerby), *C. (Plasmatoceras)* *tenuistriatum* (Borisjak), *C. (Vertebriceras)* *rachis* Buckman, wskazujące na pogranicze oksfordu dolnego i środkowego (dawny poziom

– *Cardioceras excavatum*). Z wyższych odcinków formacji Łyny oznaczono mikrofaunę otwornicową, wskazującą na oksford środkowy (Smoleń, ten tom).

Na głębokości 1170,0–1430,0 m występuje miąższy kompleks naprzemian ułożonych margli i wapieni marglistych oraz mułowców marglistych. Został on wydzielony jako formacja pałucka o miąższości 260,0 m. Dobre rdzeniowanie tego odcinka profilu pozwoliło na precyzyjne jego datowanie na podstawie mikrofauny (Smoleń, ten tom). Najniższy odcinek formacji pałuckiej (głęb. 1400,5–1430,0 m) reprezentuje oksford górny i być może najwyższy oksford środkowy. Kimeryd dolny, o miąższości 98,0 m stwierdzono na głęb. 1302,5–1400,5 m. Utwory kimerydu górnego, występujące na głębokości 1192,0–1302,5 m, poza mikrofauną, w dolnym odcinku zawierają również przewodnią dla tego wieku faunę amonitową: *Aulacostephanus eudoxus* (d'Orbigny), *A. cf. eudoxus* (d'Orbigny), *A. (cf. subeudoxus)* Pavlov, *?Enosphinctes eumelus* (d'Orbigny). Najwyższy, 22,0 m odcinek formacji pałuckiej reprezentuje już tyton. Granica kimeryd/tyton jest dobrze datowana na podstawie mikrofauny, natomiast kilka metrów wyżej, w rdzeniu z głębokości 1182,0–1188,0 m, stwierdzono przewodniego amonita *Ilovaiskyia* cf. *klimovi* (Ilovayski et Florenski).

Profil jury górnej kończy kompleks wapieni piaszczystych z wkładkami mułowców piaszczystych. Są to utwory formacji kcyńskiej, stwierdzone na głębokości 1170,0–1140,0 m. Dla otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 osady te nie są datowane, ale na podstawie korelacji regionalnych (Dembowska, 1979) można z dużym prawdopodobieństwem uznać je za tyton.

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH W OSADACH JURY ŚRODKOWEJ

Opracowanie mikropaleontologiczne osadów jury środkowej w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 tylko w nieznacznym stopniu pozwoliło na uściślenie wieku i wyznaczenie granic między poszczególnymi piętrami badanej serii osadowej. Spowodowane to było niedostateczną liczbą próbek przeznaczonych do badań mikropaleontologicznych oraz znikomą ilością mikrofauny w badanych próbkach. Badane utwory obejmowały interwał profilu na głębokości od 1519,5 do 1570,0 m.

W próbkach pochodzących z przedziału głębokości 1566,0–1570,0 m zanotowano występowanie pojedynczych okazów otwornic i małżoraczków, na podstawie których nie można dokładnie określić granic poszczególnych pięter jury środkowej tej części profilu. Występują tu otwornice: *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), *P. cf. rawiensis* (Pazdro), *Planularia* cf. *eugenii* (Terquem), *Epistomina nuda* Terquem, *Epistomina* sp., *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk, *Vinelloidea infraoolithica* (Terquem) oraz inne gorzej zachowane okazy z rodzajów: *Planu-*

laria, *Lagena* i *Citharina*. Wyżej opisany zespół otwornic wskazuje na utwory wyższego bajosu górnego lub niższego batonu (być może batonu dolnego). Dodatkowo w próbce z głębokości 1567,0 m odnotowano występowanie kilku okazów małżoraczków z gatunku *Glyptocythere perpolita magna* Błaszyk, charakterystycznego dla utworów bajosu środkowego i górnego, a którego górny zasięg występowania ogranicza się do batonu dolnego (Błaszyk, 1967). Badane próbki z wyżej wymienionego interwału głębokości cechuje także bardzo liczne występowanie zwęglonych szczątków roślin oraz fragmentów pokruszonych skorupek makrofauny. Podobne pod względem taksonomicznym zespoły mikrofauny, ubogie zarówno w ilość osobników, jak i gatunków, którym towarzyszą liczne fragmenty zwęglonej flory, są charakterystyczne dla osadów jury środkowej na obszarze środkowej części syneklizy perybałtyckiej, gdzie mikrofauna występuje w osadach, które stanowią wkładki ilaste pochodzenia morskiego wśród utworów lądowych (Dayczak-Calikowska, 1973, 1975).

Wyżej znajdujące się osady (głęb. 1527,0–1562,0 m), z których pochodzą próbki do badań mikropaleontologicznych, nie zawierają mikrofauny. W kilku próbkach pobranych z wyżej wymienionego odcinka profilu (głęb. pobrania próbek: 1562,0; 1558,0; 1545,0; 1527,0 i 1521,0 m) odnotowano jedynie obecność licznych fragmentów zwęglonej flory oraz pokruszonych szczątków makrofauny. Dane te nie pozwalają na określenie wieku tego fragmentu serii osadowej jury środkowej.

Znaczącą zmianę w charakterze zespołu mikrofauny odnotowano w próbkach pochodzących z głębokości 1520,0 i 1519,5 m. W próbce z głębokości 1520,0 m oznaczono jedynie nieliczne okazy otwornic, takich jak: *Textularia jurassica* (Gümbel) (fig. 12B), *Lenticulina* cf. *quenstedti* d'Orbigny. *Paleomiliolina* cf. *difficilis* (Wiśniowski), *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., czy *Saracenaria* sp. Znacznie bogatszy pod względem liczby gatunków oraz osobników zespół otwornic oznaczono w próbce pochodzącej z głębokości 1519,5 m, w której oprócz gatunków, opisanych z próbki z głębokości 1520,0 m, znajdują się także inne okazy, takie jak: *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka et Styk (fig. 12A), *L. dorbignyi* (Roemer) (fig. 12C), *L. pseudocrassa* Mjatluk (fig. 12D), *L. cf. tumida* Mjatluk (fig. 12E), *Palaemiliolina michalski*

(Wiśniowski) (fig. 12F), *Lenticulina quenstedti* (Gümbel) (fig. 12H), *Paleomiliolina difficilis* (Wiśniowski) (fig. 12J), *Lenticulina lithuanica* (Brückmann), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *E. elschankaensis* Mjatluk, *E. mosquensis* Uhlig, *Ophthamidium carinatum agglutinans* Pazdro oraz inne gorzej zachowane okazy z rodzajów: *Planularia* (fig. 12G), *Ammobaculites* (fig. 12I), *Eoguttulina*, *Lenticulina*, *Spirillina* i *Nubecularia*. Wyżej wymieniony zespół otwornicowy wskazuje jednoznacznie na utwory keloweju górnego. Najprawdopodobniej osady te można zaliczyć do najwyższego keloweju górnego na podstawie obecności w nich gatunków otwornic *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka et Styk, *L. pseudocrassa* Mjatluk, *Palaemiliolina michalski* (Wiśniowski) i *P. difficilis* (Wiśniowski). Powyższe gatunki w osadach Niżu Polskiego pojawiają się dopiero pod koniec keloweju górnego (Bielecka, Styk, 1981). Są one charakterystyczne dla wyższej części poziomu otwornicowego *Lenticulina tumida*, który został wyróżniony na obszarze syneklizy perybałtyckiej w osadach keloweju górnego, w granicach poziomów amonitowych *Kosmoceras duncani* i *Quenstedtoceras lamberti* (Smoleń, 2000).

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH W OSADACH JURY GÓRNEJ

Z serii osadowej utworów jury górnej otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 analizie mikropaleontologicznej poddano 35 próbek, które pochodzą z głębokości 1518,0–1152,0 m. Próbkę pobrano tylko z rdzeniowanych odcinków profilu. Ograniczyło to w znacznym stopniu przeprowadzenie szczegółowej analizy mikropaleontologicznej profilu jury górnej i utrudniło ustalenie szczegółowych podziałów biostratygraficznych. Na podstawie zmienności zespołów otwornicowych, w badanym odcinku profilu otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 można jednak wyróżnić z całą pewnością osady oksfordu dolnego, a także osady oksfordu górnego oraz kimerydu i tytonu dolnego.

Mikrofauna dokumentująca osady oksfordu dolnego występuje w profilu na głębokości 1518,0 m. W próbce z tej głębokości oraz w próbce z głębokości 1516,0 m odnotowano występowanie zespołu otwornic charakterystycznych dla oksfordu dolnego. Są to: *Ophthamidium sagittum* (Bykowa) (fig. 13A), *Epistomina volgensis* Mjatluk (fig. 13D), *Ophthamidium strumosum* (Gümbel) (fig. 13B, C) i *Spirillina* cf. *polygyrata* Gümbel i *S. cf. tenuissima* Gümbel. Oprócz wyżej wymienionych taksonów, w próbkach z głębokości 1518,0 i 1516,0 m występują również otwornice o szerszych zasięgach stratygraficznych, znane także z najwyższego keloweju takie jak: *Trocholina conica* (Schlumberger), *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Epistomina parastelligera* (Hooker), *Lenticulina tumida* Mjatluk i inne. Cały wymieniony wyżej zespół wskazuje na niższą część poziomu otwornicowego *Ophthamidium sagittum–Epistomina volgensis*, wydzielonego dla osadów oksfordu dolnego na obszarze syneklizy perybałtyckiej, w granicach poziomów amonitowych *Quenstedtoceras mariae* i *Cardioceras cordatum* (Smoleń, 2000). Kolejne próbki poddane

analizie mikropaleontologicznej pochodziły z interwału głębokości 1492,0–1510,0 m. Zanotowano w nich występowanie zespołu otwornic, który jest podobny pod względem składu gatunkowego do poprzedniego. Charakteryzuje go jednak brak gatunku *Ophthamidium sagittum* (Bykowa). Nadal występuje gatunek *Epistomina volgensis* Mjatluk, zmniejsza się udział gatunków, które przechodzą z keloweju, a zwiększa się liczba przedstawicieli gatunku *Ophthamidium strumosum* (Gümbel). Na głębokości 1510,0 m po raz pierwszy występują nowe gatunki, takie jak: *Pseudolamarckina suvalkensis* Grigelis, *Lenticulina* cf. *hebetata* (Shwager) i inne gorzej zachowane okazy, należące do rodzajów *Lenticulina* i *Epistomina*. Otwornicom towarzyszą liczne igły gąbek. Zespoły otwornicowe, występujące w próbkach z głębokości 1492,0–1510,0 m, wskazują na wyższą część poziomu otwornicowego *Ophthamidium sagittum–Epistomina volgensis*, który został wydzielony na obszarze syneklizy perybałtyckiej dla osadów niższej części oksfordu środkowego (poziom amonitowy *Perisphinctes plicatilis*) (Smoleń, 2000). Podobne zespoły otwornicowe są charakterystyczne dla utworów węglanowych oksfordu środkowego na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, a także poza granicami Polski, na Litwie i w Rosji (Grigelis, 1985).

Próbki pobrane z przedziału głębokości 1470,0–1484,0 m pochodzą prawdopodobnie z osadów wyższej części oksfordu środkowego. Występują w nich zespoły otwornic zbliżone pod względem składu gatunkowego do poprzednich, lecz brak jest w nich gatunków charakterystycznych dla poziomu *Ophthamidium sagittum–Epistomina volgensis*. W próbkach tych odnotowano obecność taksonów znanych z osadów oksfordu górnego takich jak: *Trocholina conica*

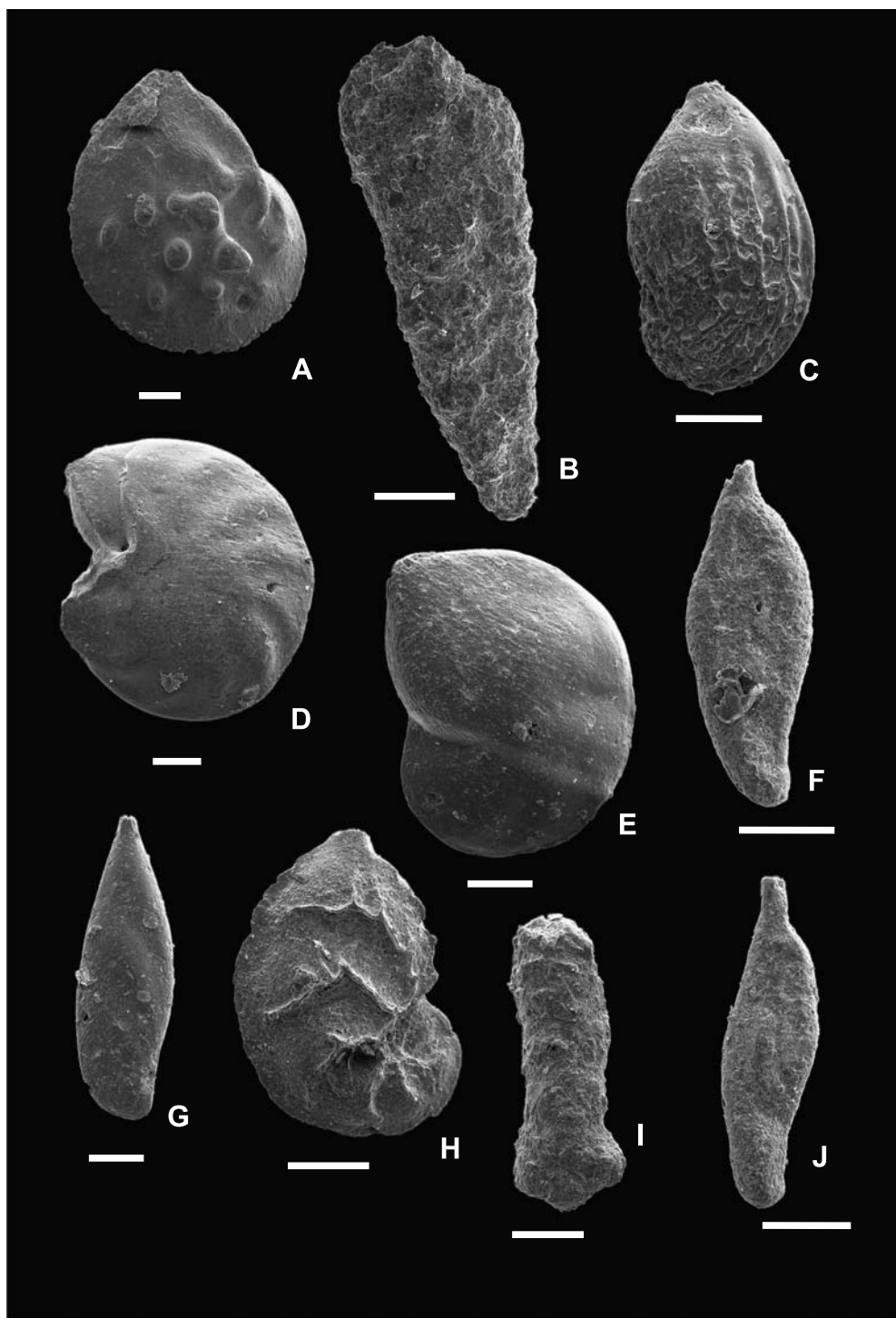


Fig. 12. Mikrofauna z osadów jury środkowej z otworu wiertniczego Grudziądz IG 1

Skala liniowa – 100 µm; **A** – *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka et Styk, głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **B** – *Textularia jurassica* (Gümbel), głęb. 1520,0 m, kelowej górny; **C** – *Lenticulina dorbignyi* (Roemer), głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **D** – *Lenticulina pseudocrassa* Mjatluk, głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **E** – *Lenticulina* cf. *tumida* Mjatluk, głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **F** – *Palaeomiliolina michalski* (Wiśniowski), głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **G** – *Plamularia* sp., głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **H** – *Lenticulina quenstedti* d'Obrigny, głęb. 1519,5 m, kelowej górny; **I** – *Ammobaculites* sp. 1519,5 m, kelowej górny; **J** – *Palaeomiliolina difficilis* (Wiśniowski), 1519,5 m, kelowej górny

Microfauna from Middle Jurassic deposits of the Grudziądz IG 1 borehole

Scale bar – 100 µm; **A** – *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka et Styk, depth 1519.5 m, Upper Callovian; **B** – *Textularia jurassica* (Gümbel), depth 1520.0 m, Upper Callovian; **C** – *Lenticulina dorbignyi* (Roemer), depth 1519.5 m, Upper Callovian; **D** – *Lenticulina pseudocrassa* Mjatluk, depth 1519.5 m, Upper Callovian; **E** – *Lenticulina* cf. *tumida* Mjatluk, depth 1519.5 m, Upper Callovian; **F** – *Palaeomiliolina michalski* (Wiśniowski), depth 1519.5 m, Upper Callovian; **G** – *Plamularia* sp., depth 1519.5 m, Upper Callovian; **H** – *Lenticulina quenstedti* d'Obrigny, depth 1519.5 m, Upper Callovian; **I** – *Ammobaculites* sp., depth 1519.5 m, Upper Callovian; **J** – *Palaeomiliolina difficilis* (Wiśniowski), depth 1519.5 m, Upper Callovian

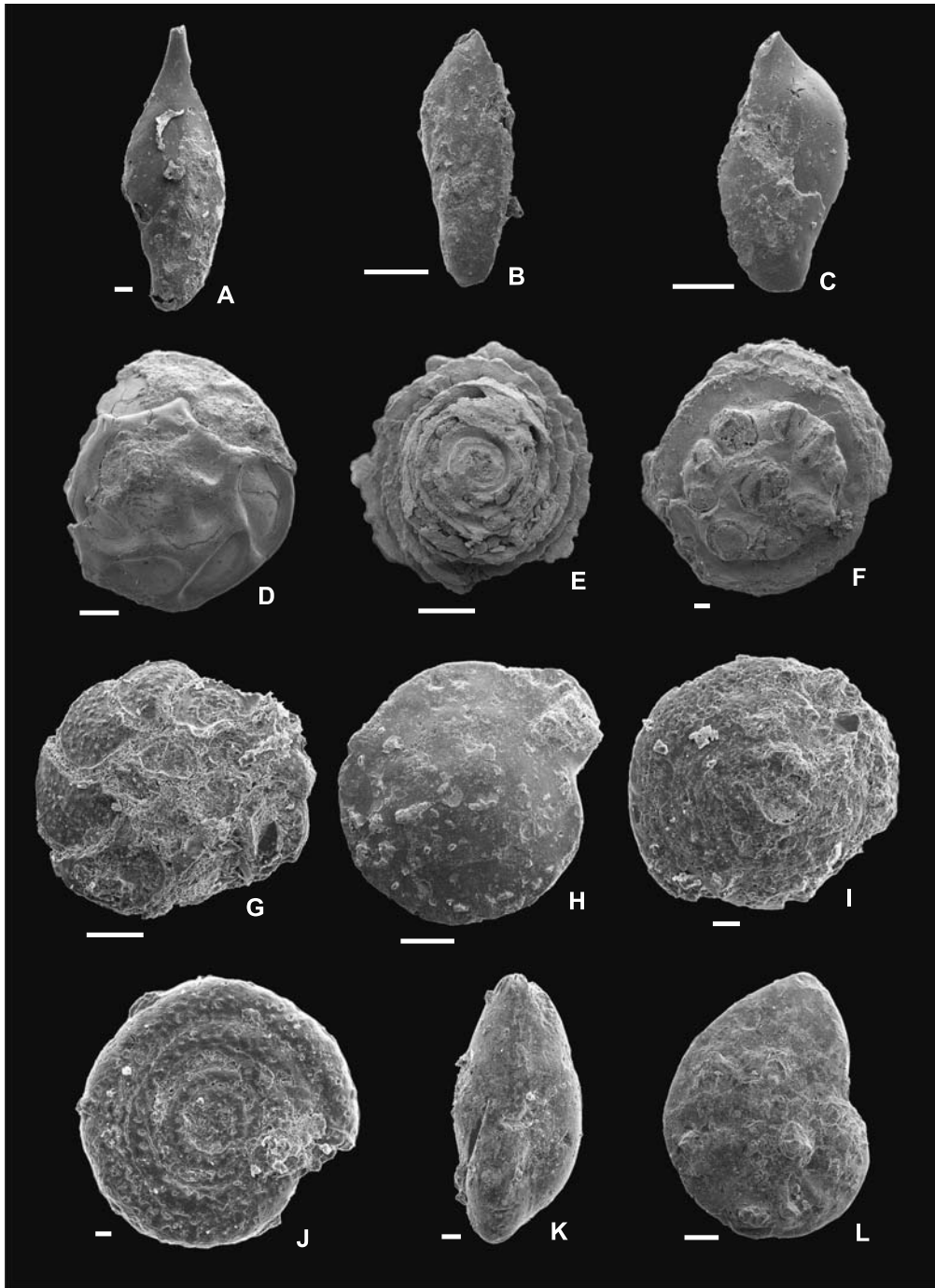


Fig. 13. Mikrofauna z osadów jury górnej z otworu wiertniczego Grudziądz IG 1

Skala liniowa – 100 μ m; **A** – *Ophthalmidium sagittium* (Bykowa), głęb. 1518,0 m, oksford dolny; **B, C** – *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel), głęb. 1518,0 m, oksford dolny; **D** – *Epistomina volgensis* Mjatluk, głęb. 1506,0 m, oksford dolny; **E** – *Trocholina conica* (Schumberger) (strona grzbietowa), głęb. 1476,0 m, oksford środkowy; **F** – *Trocholina conica* (Schlumberger) (strona brzuszna), głęb. 1476,0 m, oksford środkowy; **G** – *Mironovella foveata* Kuznetzova et Umanskaja, głęb. 1319,0 m, kimeryd dolny; **H** – *Epistomina praetatarensis* Umanskaja, 1319,0 m, kimeryd dolny; **I** – *Trocholin solecensis* Bielecka et Pożarski, głęb. 1267,0 m, kimeryd górny; **J** – *Spirillina infima* (Strickland), głęb. 1267,0 m, kimeryd górny; **K** – *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożarski), głęb. 1267,0 m, kimeryd górny; **L** – *Lenticulina infravolgensis* Furssenko et Polenova, głęb. 1267,0 m, kimeryd górny

Microfauna from Upper Jurassic deposits of the Grudziądz IG 1 borehole

Scale bar – 100 μ m; **A** – *Ophthalmidium sagittium* (Bykowa), depth 1518.0 m, Lower Oxfordian; **B, C** – *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel), depth 1518.0 m, Lower Oxfordian; **D** – *Epistomina volgensis* Mjatluk, depth 1506.0 m, Lower Oxfordian; **E** – *Trocholina conica* (Schumberger) (dorsal side), depth 1476.0 m, Middle Oxfordian; **F** – *Trocholina conica* (Schlumberger) (ventral side), depth 1476.0 m, Middle Oxfordian; **G** – *Mironovella foveata* Kuznetzova et Umanskaja, depth 1319.0 m, Lower Kimmeridgian; **H** – *Epistomina praetatarensis* Umanskaja, 1319.0 m, Lower Kimmeridgian; **I** – *Trocholin solecensis* Bielecka et Pożarski, depth 1267.0 m, Upper Kimmeridgian; **J** – *Spirillina infima* (Strickland), depth 1267.0 m, Upper Kimmeridgian; **K** – *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożarski), depth 1267.0 m, Upper Kimmeridgian; **L** – *Lenticulina infravolgensis* Furssenko et Polenova, depth 1267.0 m, Upper Kimmeridgian

(Schlumberger) (fig. 13E, F), *Epistomina* ex. gr. *parastelligera* (Hofker), *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel), *Astaculus compressaeformis* (Paalzow), *Lenticulina hebetata* (Schwager), *Nubeculinella infraolithica* (Terquem) i inne gorzej zachowane okazy z rodzajów: *Lenticulina*, *Pseudolamarckina* i *Spirillina*.

W wyższej części profilu, na głębokości 1408,0–1450,0 m jest widoczna zmiana w charakterze mikrofauny otwornicowej. Zanika większość gatunków występujących w niższej części profilu, a pojawiają się nowe, które są znane także z osadów kimerydu dolnego. Na głębokości 1450,0 m występuje bardzo nieliczny pod względem liczby okazów, ubogi gatunkowo i źle zachowany zespół otwornic, na podstawie którego trudno sprecyzować wiek. Wyżej, w próbkach z głębokości 1408,01 i 413,0 m oznaczono gatunki otwornic, które wskazują na najwyższy oksford górny. Zanotowano w nich obecność takich taksonów, jak: *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttulina* cf. *liassica* (Strickland), *Saracenaria* cf. *cornucopiae* (Schwager), *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel), *Ophthalmidium milioliniforme* (Paalzow), *Astaculus* sp., *Lenticulina* sp. i *Fronicularia* sp. Zespoły otwornic z osadów oksfordu górnego w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 są zubożałe pod względem ilości gatunków i liczebności osobników w stosunku do asocjacji opisanych ze środkowej i północno-wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (Bielecka, Styk, 1966) oraz z innych obszarów Niżu Polskiego (Bielecka, Pożaryski, 1954). Powyższe zespoły wykazują także cechy wysortowania i pokruszenia, świadczące o płytkiej strefie basenu morskiego.

Próbki z przedziału głębokości 1344,0–1382,5 m zawierają nieliczne pod względem liczby gatunków zespoły otwornic. W próbkach z wyżej wymienionego interwału głębokości występują gatunki otwornic, które wskazują na osady kimerydu dolnego. Należą do nich: *Quinqueloquina jurassica* Bielecka et Styk, *Fronicularia lingulaeformis* (Schwager), *Spirillina elongata* Bielecka et Pożaryski i *Citharina* cf. *parallella* (Bielecka et Pożaryski). Powyższe taksony są charakterystyczne dla utworów kimerydu dolnego Polski Niżowej (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, Styk, 1966). Oprócz nich odnotowano obecność także innych taksonów, takich jak: *Ophthalmidium milioliniforme* (Paalzow), *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttulina pera* Lalicker, *Citharina* cf. *parallella* (Bielecka et Pożaryski), *Nubeculinella infraolithica* (Terquem) oraz gorzej zachowane okazy z rodzajów: *Lenticulina* i *Astaculus*. Z całą pewnością na kimeryd dolny można datować próbkę pobraną z głębokości 1319,0 m. Osady na tej głębokości zawierają liczny zespół mikrofauny i typowe dla kimerydu dolnego gatunki otwornic, takie jak: *Mironovella foveata* Kuznetzova et Umanskaja (fig. 13G), *Epistomina*

praetatarensis Umanskaja (fig. 13H), *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss) czy *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager). Oprócz wyżej wymienionych taksonów, w dolnokimerydzkich zespołach faunistycznych występują także inne gatunki otwornic z rodzajów: *Lenticulina* i *Astaculus*. Na osady kimerydu dolnego wskazują także występujące na głębokości 1319,0 m małżoraczki: *Galliaecythereidea dissimilis* Oertli i *Amphicythere* cf. *confundens* Oertli, opisane między innymi z osadów dolnego kimerydu Niżu Polskiego (Bielecka, Styk, 1966; Bielecka i in., 1976).

Następne próbki do badań mikropaleontologicznych pochodzą dopiero z interwału głębokości 1224,0–1267,0 m. Występują w nich liczne pod względem liczby gatunków i osobników asocjacje otwornic, na podstawie których wiek osadów z wyżej wymienionych głębokości można określić na kimeryd górny. W osadach z tego przedziału głębokości odnotowano występowanie takich gatunków, jak: *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski (fig. 13I), *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożaryski) (fig. 13K), *Epistomina praetatarensis* Umanskaja, *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss), *Marginulinopsis buskensis* Bielecka et Pożaryski, *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager), *Lenticulina brueckmanii* (Mjatluk), *Citharina zaglobensis* Bielecka et Pożaryski, *C. parallella* Bielecka et Pożaryski, *Lenticulina infravolgensis* Fursenko et Polenova (fig. 13L) i *Marginulinopsis embaensis* (Fursenko et Polenova). Górnokimerydzki wiek tej partii osadów dokumentują dwa ostatnie wymienione wyżej gatunki, które nie występują w kimerydzie dolnym (Bielecka, 1980). Przypuszczalnie, do kimerydu górnego można zaliczyć także osady pochodzące z próbek pobranych z wyższej części profilu na głębokości 1194,0–1218,0 m. Zawierają one znacznie mniej liczne od poprzednich zespoły mikrofauny, ale charakterystyczne dla kimerydu górnego. Nie znaleziono tu również form tytońskich. Granica między osadami kimerydu i tytonu przebiega prawdopodobnie nieco wyżej. W próbce z głębokości 1188,0 m odnotowano obecność kilku gatunków opisanych przez Bielecką z osadów wczesnego tytonu (Bielecka, 1975, 1980a, b). Są to taksony: *Citharina* cf. *brevis* (Fursenko et Polenova) oraz *C. cf. raricostata* (Fursenko et Polenova). Oprócz wyżej wymienionych gatunków w powyższej próbce, a także w pozostałych próbkach do głębokości 1152,0 m, są obecne również inne gatunki otwornic o dłuższych zasięgach stratygraficznych, takie jak: *Marginulinopsis embaensis* (Fursenko et Polenova), *Lenticulina infravolgensis* Fursenko et Polenova, *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttulina liassica* (Strickland) i *Lenticulina munsteri* (Roemer). Ze względu na brak w powyższej części profilu innych, charakterystycznych dla poszczególnych podpięter tytonu gatunków, nie jest możliwe precyzyjne określenie wieku tej serii osadowej jury górnej.

KREDA I PALEOCEN

Krzysztof LESZCZYŃSKI

SUKCESJA KREDOWA (Z PALEOCENEM DOLNYM) POGRANICZA NIECEK POMORSKIEJ I PŁOCKIEJ ORAZ SYNEKLIZY PERYBAŁTYCKIEJ

Pod względem paleogeografii kredy, otwór wiertniczy Grudziądz IG 1 został zlokalizowany w południowej części syneklizy perybałtyckiej (obniżenia bałtyckiego), w interesującej strefie pogranicza niecek pomorskiej i płockiej.

Skąły kredy w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 zostały nawiercone na głębokości 1140,0–181,0 m i mają miąższość 959,0 m. Pobrano 16 odcinków rdzenia, co pozwoliło, przy wykorzystaniu danych z profilowań geofizyki wiertniczej i obserwacji próbek okruszowych, na dokładne określenie litologii i ustalenie chronostratygrafii. Granice chronostratygraficzne zostały wyznaczone z pewnym prawdopodobieństwem pomiędzy odcinkami rdzeniowymi na podstawie korelacji międzyotworowej krzywych geofizyki wiertniczej, uwzględniając dane paleontologiczne, uzyskane z materiału rdzeniowego. Posłużono się przy tym korelacją z najbliższymi głębokimi otworami wiertniczymi: Korytowo 1 i Bukowiec 1 w niecce pomorskiej oraz Chełmża 1 i Unisław IG 1 w niecce płockiej (warszawskiej). Granice w obrębie kredy są zatem interwałami wydzielonymi na krzywych pomiarów geofizycznych, którym

przyporządkowano jednostki chronostratygraficzne na podstawie badań paleontologicznych, w tym i sąsiednich otworach wiertniczych.

Profil litologiczno-stratygraficzny kredy górnej sporządziła M. Jaskowiak-Schoeneichowa (Pęksa i in., 1972), a uaktualnił K. Leszczyński. Badania mikrofaunistyczne przeprowadziła E. Gawor-Biedowa, a oznaczenia makrofaunistyczne wykonał A. Błaskiewicz. Profil kredy dolnej opracował S. Marek z uzupełnieniami K. Leszczyńskiego. Mikrofaunę oznaczyła J. Szejn.

Ponad sukcesją kredową na głębokości 105,0–181,0 m stwierdzono osady paleocenu dolnego o miąższości 76,0 m. Z tego odcinka profilu pobrano jeden rdzeń (5,5 m).

Porównanie profili kredowych z kilku otworów wiertniczych w tym regionie pokazuje, że profil otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 charakteryzuje znaczne podobieństwo do profilu południowo-wschodniej części niecki pomorskiej. Sugerują to także miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych (tab. 2).

Tabela 2

Porównanie miąższości pięter kredy w kilku otworach wiertniczych pogranicza niecki pomorskiej, niecki warszawskiej i syneklizy perybałtyckiej

Thickness of the Cretaceous succession in some boreholes in the borderland of the Pomeranian Trough, Warsaw Trough and Peribaltic Syncline

Stratygrafia	Unisław IG 1	Bukowiec 1	Grudziądz IG 1	Prabuty IG 1
	miąższość osadu [m]			
Mastrycht	181,5	160,0	165,0	72,0
Kampan	180,0	341,0	258,0	163,0
Santon	175,0	121,0	122,0	121,0
Koniak górny– koniak środkowy	35,0	33,0	59,0	54,0
Koniak dolny–turon	111,0	189,0	168,0	76,0
Cenoman	82,0	89,0	85,0	43,0
Alb górny	4,0	4,0	2,0	9,0
Kreda dolna (bez albu górnego)	300,0 (alb środkowy– berias)	117,0 (alb środkowy– walańżyn dolny)	102,0 (alb środkowy– walańżyn górny)	32,0 (alb środkowy– hoteryw)
Kreda	1068,5	1054,0	959,0	570,0

Kreda dolna

Osady kredy dolnej o miąższości 102,0 m nawiercono na głębokości 1038,0–1140,0 m. Rdzeniowano trzy interwały (w hoterywie górnym, albie środkowym–albie dolnym i albie górnym), z których uzyskano rdzeń o łącznej długości 6,1 m. Z kredy dolnej pochodzi także 0,3-metrowy fragment rdzenia, uzyskanego z głębokości 1146,0–1152,0 m. Kreda dolna reprezentowana jest przez formację włocławską (ogniwa wierzchosławickie, gniewkowskie i żychlińskie), której przypisuje się wiek walańżyn górny–hoteryw oraz formację mogileńską (ogniwa pagórczańskie, goplańskie i kruszwickie) przypuszczalnie wieku barrem–alb środkowy (Raczyńska, 1979; Marek, Raczyńska, 1979).

Najstarszymi osadami kredy dolnej są iłowce i mułowce walańżynu górnego (ogniwo wierzchosławickie) o miąższości 5,0 m. Leżą one na osadach węglanowych tytonu. We fragmencie rdzenia tego wieku występują mułowce piaszczyste, ciemnoszare z odcieniem stalowym, bez fauny.

Hoteryw dolny (ogniwo gniewkowskie) reprezentują mułowce piaszczyste i piaskowce o miąższości 6,0 m.

Hoteryw górny (ogniwo żychlińskie) ma miąższość 11,5 m. Jest reprezentowany przez mułowce i iłowce. W rdzeniu pobranym z tego interwału stwierdzono ciemnoszare i szarobrazowe mułowce piaszczyste i ilaste, oraz iłowce mułowcowe bezwapienne. Występują soczewki piaszczyste, laminacja smużysta i lokalnie bioturbacja osadu. Miejscami obserwuje się nagromadzenia drobnego żwirku kwarcowego i skupienia pseudoolitów żelazistych. Zanotowano także wkładkę syderytu ilasto-piaszczystego. W utworach tych oznaczono mikrofaunę *Haplophragmoides globosa* Lozo i *Ammobaculites subcretaeus* Cush et Alex.

Przypuszczalny barrem (ogniwo pagórczańskie) buduje seria piaskowców różnoziarnistych o miąższości 20,5 m. Wyżej leżące mułowce piaszczyste (ogniwo goplańskie), zaliczone do aptu, mają miąższość 5,0 m. Ogniwa pagórczańskie i goplańskie wyróżniono na podstawie charakterystycznego zapisu profilowań geofizycznych, głównie profilowania gamma (PG).

Alb dolny–alb środkowy (ogniwo kruszwickie) o miąższości 52,0 m jest reprezentowany przez piaskowce, w środkowej części iłowce i mułowce, z których pobrano 1,0 m rdzenia w postaci ciemnoszarego mułowca ilastego i piaszczystego, bezwapiennego, z bioturbacją. Skala jest smugowana i zawiera muskowit.

Powyżej występuje cienka (2,0 m) warstwa osadów zaliczonych do albu górnego (warstwa forforytonośna). W spągu występują szarozielone piaskowce drobnoziarniste, kwarcowo-glaukonitowe, wapienste, z domieszką drobnego żwirku kwarcowego o średnicy do 3 mm. W całej warstwie liczne są konkrety fosforatów piaszczystych z glaukonitem, o matowej powierzchni i średnicy 1–4 cm. Ku stropowi węglanowość rośnie i skala przechodzi w szarozielone margle silnie

piaszczyste, z glaukonitem i z pojedynczymi konkretykami fosforatów piaszczystych.

Spąg albu górnego znajduje się na głębokości 1140,0 m (1006,0 m p.p.m). Mapę strukturalną spągu albu górnego przedstawia figura 3. Ku SW, w nieckach pomorskiej i warszawskiej, powierzchnia ta wykazuje znaczne deniwelacje w przedziale od powyżej –700 m do poniżej –1200 m, ze względu na występowanie szeregu synklin i antyklin o rozciągłości SE–NW. Ku NE, na obszarze syneklizy perybaltyckiej powoli, stopniowo i jednostajnie podnosi się ona od około –1000 m w rejonie otworu wiertniczego Grudziądz IG 1 do około –700 m na N od otworu wiertniczego Prabuty IG1.

Osady kredy dolnej reprezentują system depozycyjny płytkiego szelfu silikoklastycznego. Były deponowane w płytkim zbiorniku morskim, ale o charakterze ekspansywnym i normalnym zasoleniu (Marek, 1988; Marek, Pajchłowa, red., 1997).

Kreda górna

Osady kredy górnej o miąższości 857,0 m nawiercono na głębokości 181,0–1038,0 m. Rdzeniowano trzynaście interwałów (w cenomanie, turonie–koniaku dolnym, santonie, kampanie i mastrychcie), z których uzyskano rdzeń o łącznej długości 71,4 m. Sukcesja kredy górnej jest reprezentowana przez wszystkie piętra od cenomanu po mastrycht.

Cenoman o miąższości 85,0 m jest dwudzielny litologicznie. Część dolną (11,5 m) reprezentują wapienie margliste organodetrytyczne, w spągowej partii piaszczyste. Wyższą część budują ciemnoszare margle ilaste i mulaste przechodzące w stropie w iłowce margliste. Skąły te zawierają liczną mikę i konkrety pirytu. Seria ilasto-marglista została zaliczona do cenomanu na podstawie zespołu otwornic, który wydaje się jednoznacznie określać jej wiek. Zapis na krzywych geofizyki wiertniczej wskazuje na istnienie przerw w sedimentacji na granicy cenoman/turon.

Turon–koniak dolny ma miąższość 168,0 m i jest reprezentowany przez serie opok mulastych i zwięzłych. W spągu występuje 1,0 m miąższości warstwa wapienia o wysokich oporach. Opoki kontynuują się także w koniaku środkowym–koniaku górnym oraz w santonie. W koniaku środkowym–koniaku górnym (59,0 m) są to opoki mulaste z przewarstwieniami opok ilastych, natomiast w santonie (122,0 m) występują także opoki zwięzłe. W dolnej części profilu santonu znaleziono szczątki belemnita oznaczonego przez A. Błaszkiwicza (arch. orzeczenie makropaleontologiczne, w: Pęksa, red., 1972) jako *Goniotoothis* sp. W kampanie (258,0 m) obok opok zwięzłych występują przewarstwienia wapieni marglistych, o zawartości węglanu wapnia około 75%.

Mastrycht o miąższości 165,0 m jest reprezentowany prawdopodobnie przez mastrycht dolny i część mastrychtu górnego. Na obecność mastrychtu górnego wskazuje zespół otwornic znaleziony w próbkach z głębokości 208,0 i 211,0 m (Gawor-Biedowa, ten tom). Profil niższej części mastrychtu

budują opoki z cienkimi wkładkami wapieni marglisto-piaszczystych, a w wyższej części wyłącznie wapienie marglisto-piaszczyste z konkrecjami czertów. Z fauny występują szczątki bakulitów i belemnitów. W próbkach oznaczono gatunek *Belemnella* cf. *lanceolata* (Schlotheim). Na krzywych profilowań geofizycznych wyraźnie zaznacza się przerwa w sedymentacji między utworami mastrychtu a wyżej leżącym paleocenem.

CYKLICZNOŚĆ SEDYMENTACJI W PÓŹNEJ KREDZIE I WCZESNYM PALEOCENIE

W dotychczasowych pracach nad kredą Niżu Polskiego (Leszczyński, 1997, 2002, 2010) autor dokonał kompleksowej analizy materiałów z wielu wierceń pod kątem cykliczności sedymentacji, uwzględniając w szczególności profilowania geofizyki wiertniczej. Niektóre profile otworów wiertniczych zostały zweryfikowane i ponownie zinterpretowane. W szczególności akcent położono na analizę poziomów twardego den, przerwy sedymentacyjnych i wszelkich innych przejawów cykliczności sedymentacji, w tym również następstwa facji. Umożliwiło to w wielu przypadkach logiczne korelacje odpowiadających sobie kompleksów litologicznych, które wcześniej stwarzały problemy interpretacyjne i były niewłaściwie skorelowane. Dokładna analiza dostępnych danych wiertniczych i zastosowanie elementów metodyki stratygrafii sekwencyjnej umożliwiły skorelowanie poszczególnych sekwencji depozycyjnych.

Typowe przejścia litofacyjne w obrębie basenu późnokredowego (od strefy najbardziej oddalonej od lądu (głębszej) do najbliższej lądowej (płytkiej)) przedstawiają się następująco: opoki i wapienie pelityczne → wapienie organogeniczne → kreda pizająca. Margle mogą być osadem zarówno głębszych stref basenu znacznie oddalonych od brzegu (rozpuszczanie CaCO_3), jak i stref płytszych, bliższych brzegowi (zwiększona dostawa materiału ilastego z lądu). W obszarach znajdujących się pod wpływem dostawy materiału terygenicznego z lądu strefowość facyjna jest następująca: opoki → iłowce margliste → mułowce (margliste) → piaskowce.

W wielu profilach wiertniczych udało się stwierdzić przerwy sedymentacyjne na podstawie badań makro- i mikrofaunistycznych w połączeniu z interpretacją karotaży. Charakterystycznymi i powszechnymi zjawiskami obserwowanymi w sekwencji górnokredowej jest występowanie poziomów z fosforytami, czertami i krzemieniami. Horyzonty fosforytowe w epikontynentalnych sekwencjach węglanowych dokumentują stany niskiego poziomu morza i mogą być korelowane z punktami zwrotnymi na krzywej batymetrycznej, wyznaczającymi przejście od trendu regresywnego do transgresji (Hancock, 1989). Liczne są też powierzchnie twardego dna. Ich rozwój mógł być warunkowany zarówno przez lokalne ruchy wznoszące (np. na szczycach wznoszących się osi antyklin solnych), jak i puls regresywny związane z eustatycznym obniżaniem się poziomu morza.

Paleocen dolny (dan)

Osady paleocenu dolnego (danu) o miąższości 76,0 m są reprezentowane przez gezy wapniste, piaszczyste z konkrecjami czertów i przewarstwieniami wapieni marglistych. Są to utwory płytkiego, szczątkowego zbiornika morskiego. Ich znaczna piaszczystość świadczy o bliskości obszarów lądowych.

Opisane zjawiska zostały skorelowane w skali regionalnej basenu późnokredowego Niżu Polskiego pomiędzy poszczególnymi otworami na podstawie badań rdzeni wiertniczych i zapisu pomiarów geofizyki wiertniczej (kompleksy geofizyczne odpowiadające kompleksom litologicznym). W wyniku tych korelacji możliwe było określenie cykliczności w sukcesji albu górnego–paleocenu dolnego oraz identyfikacja granic pomiędzy cyklami w poszczególnych otworach wiertniczych.

Próbę określenia cykliczności sedymentacji w sukcesji górnej kredy–paleocenu dolnego podjęto także w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1, zgodnie ze schematem zaproponowanym we wcześniejszych pracach przez Leszczyńskiego (1997, 2002, 2010). Prace te prezentują szczegółowo sposób wydzielenia poszczególnych cykli transgresywno-regresywnych. Na podstawie analizy materiału rdzeniowego i krzywych profilowań geofizycznych w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1 udało się zidentyfikować następujące cykle (fig. 14):

- K3-I (alb górny)
Granica K3-I/K3-II i K3-III odpowiada granicy litologicznej margle piaszczyste/wapienie;
- K3-II i K3-III (cenoman)
Granica K3-II i K3-III/K3-IV odpowiada granicy litologicznej iłowce/wapienie;
- K3-IV (niższa część interwału turon–koniak dolny)
Granica K3-IV/K4-I, czyli K3/K4 odpowiada granicy litologicznej opoki silnie mulaste/opoki związane;
- K4-I (wyższa część interwału turon–koniak dolny oraz koniak środkowy–koniak górny)
Granica K4-I/K4-II odpowiada granicy litologicznej opoki ilaste/opoki mulaste;
- K4-II (santon–najniższy kampan)
Granica K4-II/K4-III odpowiada granicy litologicznej opoki ilaste/opoki związane;
- K4-III (kampan, bez najniższego)
Granica K4-III/K4-IV odpowiada granicy litologicznej wapienie/opoki;
- K4-IV (dolny mastrycht)
Granica K4-IV/Pc-I odpowiada granicy litologicznej wapienie/gezy;
- PC-I (paleocen dolny)
Granica PC-I/oligocen odpowiada granicy litologicznej gezy/iły;

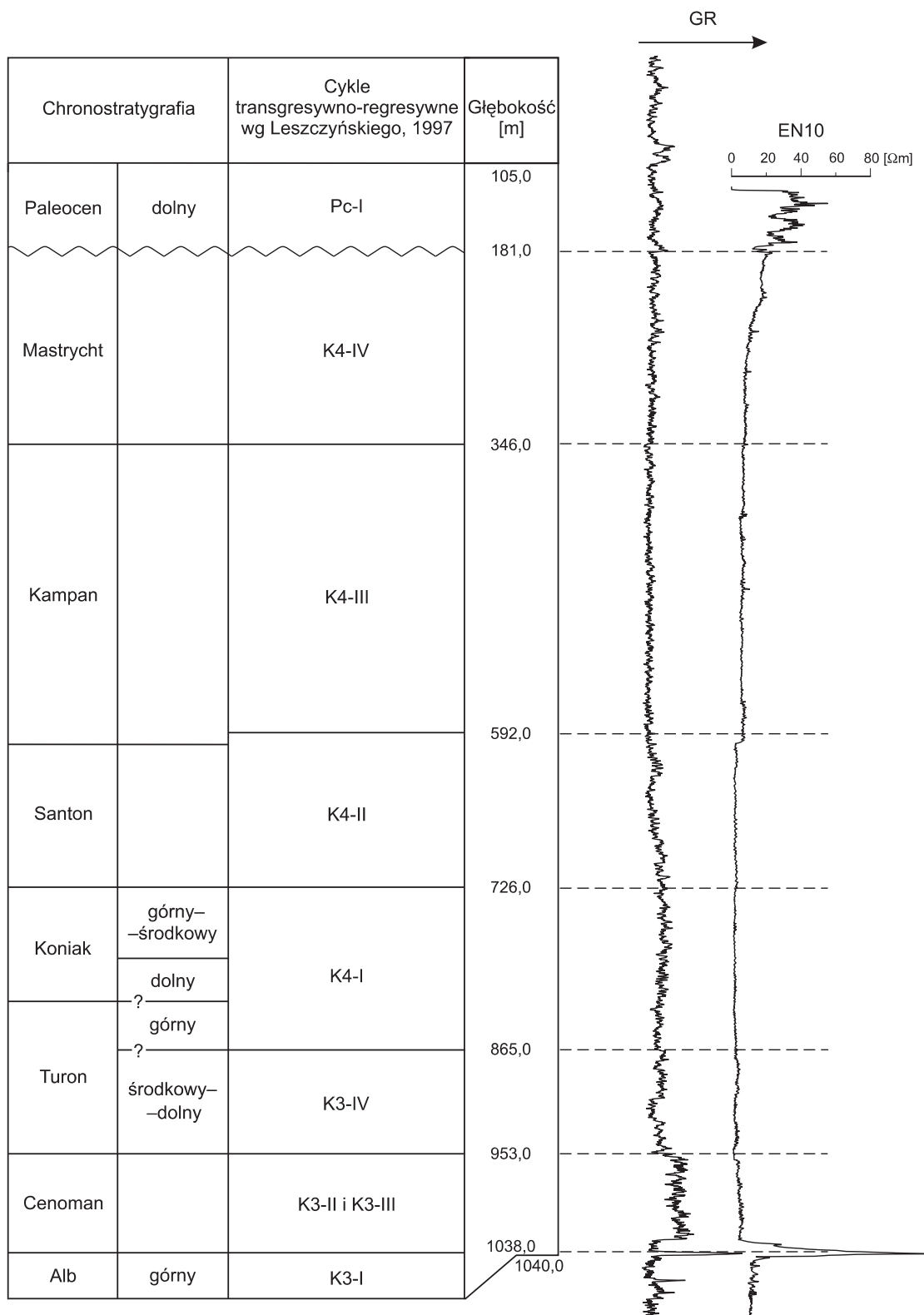


Fig. 14. Sedimentacja osadów kredy górnej w otworze wiertniczym Grudziądz IG 1

Upper Cretaceous sedimentary cyclicity. Grudziądz IG 1 borehole

Granica K3/K4 została określona z pewnym prawdopodobieństwem, ponieważ zapis geofizyki wiertniczej nie jest w tym miejscu jednoznaczny. W ten sposób została zdefiniowana prein-

wersyjna i syninwersyjna część profilu kredy górnej. Kompleks preinwersyjny (cykle K3-II–K3-IV) ma miąższość 173,0 m, natomiast kompleks syninwersyjny (cykle K4-I–K4-IV) – 684,0 m.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA KREDY GÓRNEJ I PALEOCENU DOLNEGO NA PODSTAWIE OTWORNIC

Z osadów kredy górnej i paleocenu zbadano łącznie 53 próbki (fig. 15). Tylko 10 z nich pochodzi ze skał paleoceńskich. Są to próbki okruchowe, które pobrano z najwyższej części badanego profilu, tj. z głębokości 97,00–117,00 m. Pozostałe próbki to próbki rdzeniowe.

Kreda górna

Cenoman –?alb górny

Najgłębiej leżące osady, z których zbadano mikrofaunę pochodzą z głębokości 1041,00 m. Stwierdzono w nich bogaty zespół otwornic, zarówno pod względem liczby gatunków, jak i osobników. Przeważają otwornice bentoniczne, o skorupkach wapiennych, w następującym składzie: *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *G. kaptarenkae* (Plotnikova), *G. baltica* Brotzen, *G. varsoviensis* Gawor-Biedowa, *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova), *Valvulineria berthelini* Jannin, *Orithostella formosa* (Brotzen), *Lenticulina* sp. Wśród tego wapiennego zespołu znajduje się tylko jeden gatunek należący do otwornic zlepieńcowatych, tj. *Arenobulimina chapmani* Cushman. Plankton reprezentują: *Hedbergella planispira* (Tappan) i *H. infracretacea* (Glaessner). Liczne są koprolity i zęby ryb. Wszystkie gatunki rozpoczęły swój rozwój w stropie albu górnego, osiągając optimum rozwoju w cenomanie. Opisany pierwszy raz z niecki łódzkiej (Gawor-Biedowa, 1972) gatunek *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa w powyższym zespole wskazuje na cenoman dolny. Revets (2001), przeprowadzający rewizję gatunków z rodzajów *Gavelinella* Brotzen, 1942, *Berthelina* Malapris, 1965, *Lingulogavelinella* Malapris, 1965, potwierdził obecność tego gatunku wśród gatunków badanych rodzajów.

W osadach z wyższej części profilu, z głębokości 1039,00–1040,10 m zespół otwornic wzbogacają zwłaszcza otwornice zlepieńcowate: *Eggerellina mariae* Ten Dam, *Arenobulimina frankei* Cushman, *Tritaxia macfadyeni* Cushman, *Verneuilinoides gorzowiensis* Gawor-Biedowa, w mniejszym stopniu bentos wapienny – tylko *Gavelinella spinosa* (Plotnikowa) i *Valvulineria lenticula* (Reuss).

Plankton zasilają *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Clavibulimina simplicissima* (Magne et Sigal) i *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow). Wszystkie te gatunki mają tę wspólną cechę, że rozpoczynają zasięgi stratygraficzne w najmłodszym albie górnym. Stwierdzono tu rów-

nież dwa gatunki przewodnie dla cenomanu, tj. *Arenobulimina advena* (Cushman) i *Pseudotextularia cretacea* (Cushman) oraz *Dorothia trochus* (d'Orbigny). Wśród licznych mikro-szczątków (tab. 3) występują nieliczne radiolarie, wskazujące na obecność w basenie dostatecznej ilości krzemionki, potrzebnej do budowy skorupki.

Osady z głębokości 1039,00–1041,00 m należą do otwornicowego poziomu *Rotalipora appenninica*, podpoziomu *Gavelinella varsoviensis*, odpowiadającemu makrofaunistycznemu poziomowi *Mantelliceras mantelli*.

Osady z głębokości 1037,00 m z mniejszą ilością otwornic niż leżące poniżej tej głębokości (fig. 15) można zaliczyć do podpoziomu *Cibicides gorbenkoi*. Charakterystycznym gatunkiem dla tego zespołowego podpoziomu jest właśnie *Cibicides gorbenkoi* Akimez w charakterystycznym zespole, w którym nie występuje już *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa. Podpoziom ten odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi *Acanthoceras rhotomagensis*.

Najbogatsze z dotychczas omawianych zespoły otwornic zanotowano w skałach z głębokości 954,10–1006,00 m. Ich charakterystyczną cechą są bardzo liczne otwornice planktoniczne, a wśród nich przedstawiciele rodzaju *Rotalipora* Brotzen, pochodzącego z obszaru oceanu Tetydy. Na Niżu Polskim wydzielono poziom *Eotalipora* sp.sp. (Gawor-Biedowa, 1984), odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Calioceras naviculare*. W omawianym otworze wiertniczym osady z głębokości 954,10–1006,00 m należą do tego poziomu. Do gatunków najbardziej charakterystycznych dla poziomu *Calioceras naviculare* należą stwierdzone w osadach *Rotalipora cushmani* (Morrow) i *Rotalipora greenhornensis* (Morrow). Towarzyszą im *Praeglobotruncana stephani* (Gandolii), *P. giboa* Klaus, *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Gubenbelitia cenomana* (Keller), *Heterohelix washitensis* Tappan, *Clavibulimina simplicissima* (Magne et Sigal), *Globigerinelloides* sp. Pozostałe gatunki są przewodnie bądź charakterystyczne dla cenomanu. Są tu również *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa i *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa opisane pierwszy raz z Niżu Polski (Gawor-Biedowa, 1992), które, podobnie tak jak występujące obok nich *L. lobosa* (Brotzen), *Gavelinella baltica* Brotzen, *Hedbergella planispira* (Tappan), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan) i przedstawiciele rodzaju *Praeglobotruncana* Bermudez, mogą często być obecne również w turonie dolnym.

Turon–?koniak

Po cenomanie, w którym panowały optymalne warunki do rozwoju otwornic, w turonie nastąpiła gwałtowna, niekorzystna dla ich rozwoju zmiana. W skałach z głębokości 884,00–924,00 m znaleziono zarówno nieliczne gatunki, jak i osobniki otwornic. Na głębokości 924,00 m występuje jedynie *Eponides karsteni* (Reuss) o początku zasięgu występowania w osadach turonu górnego–koniaku dolnego (Gawor-Biedowa, 1992) oraz długowieczny gatunek *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin. Towarzyszą im liczne radiolarie. Na głębokości 918,00 m stwierdzono gatunki otwornic planktonicznych, biorących swój początek w turonie górnym (patrz uwaga powyżej). Są to *Marginotruncana bulloides* (Vogler), *M. linneiana* (d'Orbigny), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny). Giniące z końcem okresu kredowego (Gawor-Biedowa i in., 1984). Górnoturoński–dolnokoniacki wiek osadów z powyższej głębokości potwierdza charakterystyczny gatunek *Stensioeina praeexculpta* (Keller), stwierdzony na głębokości 890,00 m. Występuje on również w osadach z głębokości 818,00–881,10 m, w zespołach otwornic złożonych z gatunków o szerokich zasięgach stratygraficznych.

Nieliczne gatunki otwornic o szerokich zasięgach występowania, znane zarówno z niższych, jak i wyższych niż koniak pięter kredy górnej, stwierdzono w próbkach z głębokości 814,50; 811,10; 716,00 i 709,00 m. Należą do nich *Globorotalites michelinienus* (d'Orbigny), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Valvulimera lenticula* (Reuss), *Praebulimina parvula* (Brotzen), *Heterohelix strata* (Ehrenberg), *H. morenami* (Suchman), *H. suwalkensis* Gawor-Biedowa, *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reiss), *Praebulimina carseyae* (Plummer), *Eponides biconvexus* Marie i *Stensioeina polonica* Witwicka. Na podstawie dwóch ostatnich gatunków można przypuszczać, że powyższe próbki pochodzą z osadów koniaku środkowego–koniaku górnego. *Eponides biconvexus* Marie jest bowiem notowany w literaturze od koniak do mastrychtu, natomiast *Stensioeina polonica* Witwicka występuje na Niżu Polskim już w turonie górnym, gdzie gatunkowi temu towarzyszy *Stensioeina praeexculpta* (Keller), którego nie zanotowano w powyższych próbkach. Występuje on również w santonie dolnym, w którym towarzysza mu otwornice w innym składzie niż w turonie czy koniak.

?Santon

Bardzo trudno określić wiek osadów, z których pochodzą próbki z głębokości 609,00 i 604,00 m. W powyższych próbkach nie stwierdzono otwornic, pozwalających na jednoznaczne określenie wieku skał. Na podstawie dowodów negatywnych, jak brak w nich *Stensioeina polonica* Witwicka, można przypuszczać, że nie pochodzą one z warstw koniak, a nawet santonu dolnego. Brak gatunków charakterystycznych dla kampanu wyklucza to piętro. Być może są to osady wyższej części santonu, czego nie wyklucza zanotowany zespół otwornic.

W osadach turonu, domniemanego koniak i santonu otwornice są bardzo nieliczne. Liczne są radiolarie. Można przypuszczać, że czynniki hamujące rozwój otwornic wpływały korzystnie na rozwój radiolarii.

Kampan

Z utworów kampanu pochodzą próbki z głębokości 367,10–507,00 m. Bogaty zespół otwornic stwierdzony w powyższych próbkach charakteryzuje osady kampanu. Wśród licznych taksonów gatunkami charakterystycznymi dla kampanu i mastrychtu są *Cibicidoides involutus* (Reiss) i *C. voltzianus* (d'Orbigny). W osadach kampanu, równoległe z nimi rozwijała się *Pseudogavelinella glementiana* (d'Orbigny), biorąca początek w santonie górnym i ginąca w stropowych warstwach kampanu. Gatunku tego nie stwierdzono powyżej głębokości 367,10 m. *Angulogavelinella grodnensis* (Akimez) stwierdzona w osadach z głębokości 372,00; 370,00 i 367,00 m wskazuje na kampan górny, co może potwierdzać zanotowany na głębokości 367,10 m gatunek *Gavelinella monterelensis* (Marie). Na Niżu Polskim występuje po raz pierwszy w stropowych warstwach kampanu dolnego i ginie z końcem mastrychtu.

Mastrycht

Z osadów mastrychtu pochodzą próbki z głębokości 214,00; 211,00 i 208,00 m. Stwierdzono w nich bogate zespoły otwornic, zarówno pod względem gatunków jak i osobników. Nie są one jednak obfite i zróżnicowane jak w osadach mastrychtu kredy Wyżyny Lubelskiej. Na mastrychcki wiek badanych próbek wskazują: *Gavelinella complanata* (Reiss), *Cibicidoides bembix* (Marsson), *Osangularia navarroana* (Suchman) – taksony przewodnie dla mastrychtu. Towarzyszą im liczne gatunki rozpoczynające zasięgi stratygraficzne w kampanie, jak: *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Bolivinoidea sidestrendensis* Barr, *B. laevigatus* Marie, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Sitella laevis* (Beissel), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow). Należą również do nich opisane z kredy Wyżyny Lubelskiej *Telatynella telatynensis* Gawor-Biedowa i *Eponides dorsoconvexus* Gawor-Biedowa. Na podstawie obecności w próbkach z głębokości 211,00 i 208,00 m *Osangularia peracuta* (Lipnik), *Pyramidina cimbrica* (Brotzen) i *Karrerella fallax* Rzehak można stwierdzić, że osady z omawianego odcinka rdzenia pochodzą z górnego mastrychtu.

Paleocen

Paleocen dolny (dan)

Z osadów paleocenu dolnego (danu) pochodzą próbki rdzeniowe z odcinka profilu 135,00–145,00 m i próbki okrucowe z głębokości 97,00; 101,00 i 117,00 m. W próbkach z głębokości 143,50; 144,50 i 145,00 m gatunkami charakterystycznymi dla danu *sensu* Pożaryska (1965) są: *Cibicido-*

ides proprius Brotzen, *Pulsiphonina prima* (Plummer), *Anomalinoides burlingtonensis* (Jennings), *Cibicidoides succedens* (Brotzen), *Gyroidinoides octocamerata* Cushman et Hanna. Pozostałe gatunki wchodzące w skład tego zespołu, tj.: *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella mariae* (Jones), *Gavelinella acuta* (Plummer), *Paralabamina toulmini* (Brotzen), *Pyramidina minuta* (Marsson) rozpoczynają zasięgi stratygraficzne w mastrychie górnej i należą do tych nielicznych gatunków, które nie zginęły na granicy kredy i paleogenu. Zespół otwornic występujący w osadach z głębokości 142,50 m jest wzbogacony o gatunki znane z nieco wyższych warstw danu, do których należą: *Loxostoinoides deaderick* (Cushman), *Globorotalites granulatus* Pożaryska et Szczuchura, *Alabamina midwayensis* Brotzen, *Valvulinaria ravni* Brotzen. Na wyższe warstwy paleo-

ocenu dolnego, zaliczane w poprzednich podziałach do montu, a obecnie do danu (Berggren i in., 1995), wskazuje *Cibicidoides lectus* (Vassilenko), znaleziony zarówno w próbkach rdzeniowych jak i okruchowych na głębokości 101,00–141,00 m. W próbce okruchowej z głębokości 101,00 m występują charakterystyczne dla dolnego paleocenu gatunki, takie, jak: *Sigmoilina soluta* Brotzen, *Epistominella limburgensis* (Visser) i *Subbotina triloculinoides* (Plummer), których nie stwierdzono w niższych osadach. Próbkę z głębokości 137,20 i 144,1 m, znajdujące się wśród próbek z osadów danu, zawierają otwornice kredowe. Z paleocenu pochodzi zapewne także próbka okruchowa pobrana prawdopodobnie z głębokości 97,0 m (wg profilowania geofizycznego – oligocen). Głębokości pobrania próbek okruchowych i ich zawartość zwykle obciążone są błędami i informację uzyskane z nich należy traktować bardzo ostrożnie.

PALEOGEN I NEOGEN

Krzysztof LESZCZYŃSKI

Paleocen dolny został omówiony w tym tomie razem z kredą w rozdziałach *Sukcesja kredowa...* oraz *Biostratygrafia kredy...*, jako będący częścią jednego wielkiego megacyklu sedymentacyjnego, rozpoczętego powszechną transgresją w późnym albie.

Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny paleogenu i neogenu opracowała M. Jaskowiak-Schoeneichowa. Paleogen jest reprezentowany przez osady oligocenu, natomiast neogen – osady miocenu.

Oligocen ma miąższość zaledwie 14,5 m. Odcinek ten nie był rdzeniowany. Na podstawie próbek okruchowych, zapisu pomiarów geofizycznych i regionalnego rozpoznania można wnioskować, że występują tu ciemnoszare iły przedzielone utworami mułowcowo-piaszczystymi. Miocen ma miąższość 59,5 m. Również z tego odcinka nie pobrano rdzenia. W próbkach okruchowych z górnej części profilu stwierdzono występowanie ciemnobrunatnych mułków i iłów węglistych oraz węgla brunatnych, a w dolnej części różnoziarnistych piasków kwarcowych z domieszką żwiru kwarcowego.

CZWARTORZĘD

Krzysztof LESZCZYŃSKI

Osady czwartorzędu o miąższości 40,5 m przewiercono bezrdzeniowo. Na podstawie wykresów geofizyki otworowej i próbek okruchowych przypuszcza się, że w profilu przeważają skały piaszczyste. Są to głównie piaski kwarcowe, różno-

ziarniste, w stropie drobnoziarniste, ze żwirkami granitowymi i gnejsowymi. W dolnej części prawdopodobnie występuje poziom/poziomy glin lodowcowych o niesprecyzowanym wieku.

Zofia FERT

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO GRUDZIĄDZ IG 1

W ramach realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* prowadzono badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych, których wyniki były pomocne przy ustaleniu pozycji stratygraficznej glin i określeniu genezy osadów rozdzielających gliny lodowcowe.

W rejonie Grudziądza, dla potrzeb SMGP w skali 1:50 000, arkusz Grudziądz (245), odwiercono trzy otwory kartograficzne: Annowo 26, Plemięta 46 i Węgrowo 16 (fig. 1). Analizy

mineralogiczne, petrograficzne i opracowanie wyników wykonały Fert i Pruszek (1980). Schematyczne profile tych otworów przedstawia figura 16.

Na obszarze arkusza Grudziądz (245) stwierdzono występowanie sześciu poziomów glin lodowcowych – dwa poziomy należące do zlodowaceń południowopolskich – nidy i sanu, dwa do zlodowaceń środkowopolskich – odry i warty i dwa do zlodowaceń północnopolskich – reprezentujących

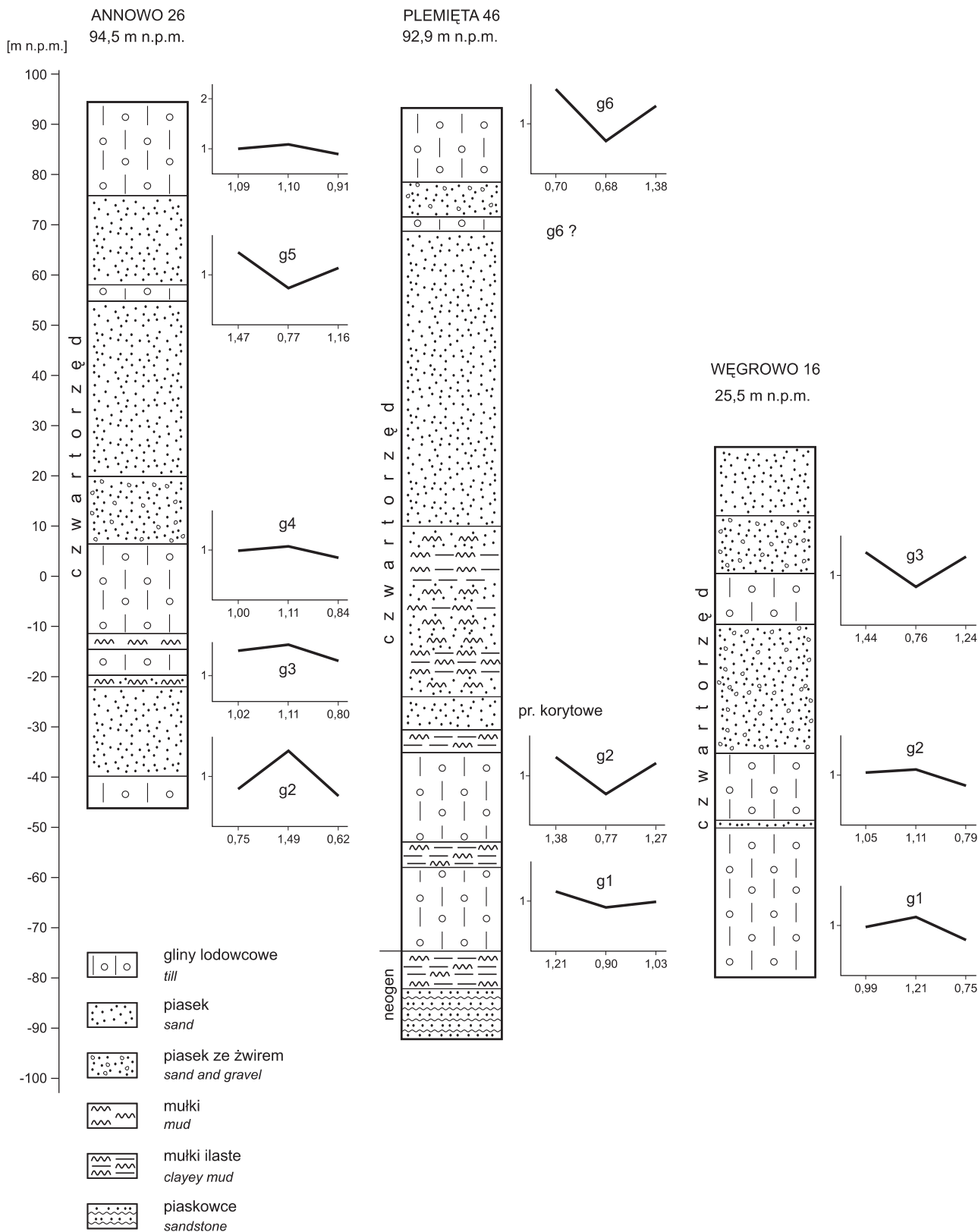


Fig. 16. Schematyczne profile otworów kartograficznych oraz zależność współczynników petrograficznych glin lodowcowych (arkusz Grudziądz (245) SMGP 1:50 000)

Lithological sections of mapping wells and petrographic indices of tills (Grudziądz Sheet (245) DGMP 1:50 000)

złodowacenie wisły^{1, 2}. Przy ustalaniu pozycji stratygraficznej glin, dla poszczególnych poziomów glin lodowcowych najbardziej przydatną analizą była analiza składu petrograficznego żwirów (frakcja 5–10 mm) i wynikające z niej współczynniki O/K, K/W, A/B³.

Najstarszymi osadami czwartorzędowymi na obszarze objętym arkuszem Grudziądz (245) są osady glacialne, reprezentujące złodowacenia południowopolskie – dwa poziomy glin: dolny (starszy) g1 – należący do złodowacenia nidy (stadiał dolny złodowacenia południowopolskiego) i górny (młodszy) g2 – (stadiał górny złodowacenia południowopolskiego) leżący bezpośrednio na osadach paleogenu (otw. wiertn. Węgorzewo 16 – paleocen, otw. wiert. Plemięta 46 – oligocen) lub neogenu (otw. wiertn. Annowo 26).

Starszy poziom gliny lodowcowej, piaszczystej, brunatno-szarej, z przewarstwieniami piasku kwarcowo-glaukonitowego, węgla brunatnego i ksyliku został nawiercony w otworach Węgorzewo 16 i Plemięta 46. W glinie z otworu wiertniczego Węgorzewo 16 nieznacznie przeważają skały krystaliczne – 29% nad wapieniami północnymi – 26%. Wśród żwirów lokalnych najliczniej występują mułowce M1 – 18% i kongregacje fosforytowe – 7%. W profilu Plemięta 46 proporcje żwirów są odwrotne – wapienie stanowią 42%, a skały krystaliczne 37%. Rzadziej spotykane są mułowce M1 – 3,7%. Współczynniki petrograficzne glin lodowcowych kształtują się następująco:

profil Plemięta 46 – 1,21–0,90–1,03;

profil Węgorzewo 16 – 0,99–1,21–0,75.

Prowincja mineralogiczna glin lodowcowych ma charakter amfibolowo-granatowo-epidotowy (odpowiednio: 30–31, 26–27 i 22%). Mimo różnic współczynników petrograficznych przyjęto, że są to osady tego samego złodowacenia – nidy (dolnego stadiała złodowacenia południowopolskiego (Uniejewska, Nosek, 1982a, b). Może na to wskazywać położenie na zbliżonych wysokościach: 58 m p.p.m. w Plemiętach i 50 m p.p.m. w Węgorzewie.

W otworze wiertniczym Plemięta 46, pomiędzy dwoma poziomami glin złodowacenia południowopolskiego nawiercono 5,3 m serię osadów zastoiskowych, reprezentowanych przez 11 pylasty w spągu i warwowy w stropie.

W profilu Węgorzewo 16, na dolnej glinie leży cienka warstwa piasków drobnoziarnistych z pojedynczymi żwirkami. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu w tych piaskach wynosi $R = 0,45$. Zespół mineralogiczny ma charakter amfibolowo (35%)–epidotowo (25%)–granatowy (18%). Osady te mogą reprezentować osady wodnolodowcowe dalekiego zasięgu.

Osady glacialne młodszego poziomu gliny złodowacenia południowopolskiego g2 zostały udokumentowane we wszystkich otworach kartograficznych. Badania petrograficzno-

-litologiczne wykazują znaczne różnice w wykształceniu i składzie żwirów. Glina zwałowa profilu Plemięta 46 jest najbardziej ilasta, Węgorzewo 16 – piaszczysto-ilasta, a Annowo 26 – piaszczysta. Proporcje głównych typów żwirów są różne. Współczynniki petrograficzne glin wynoszą:

profil Annowo 26 – 0,75–1,49–0,80 (jedna próbka!);

profil Plemięta 46 – 1,38–0,77–1,27;

profil Węgorzewo 16 – 1,05–1,11–0,79.

W glinach tego poziomu w profilach Annowo 26 i Węgorzewo 16 licznie występują mułowce M1 (15–16%), a w glinie z otworu wiertniczego Plemięta 46 – piaskowce (9%). Prowincja mineralogiczna glin ma charakter amfibolowo-granatowo-epidotowy. Mimo różnic, zgodność położenia stropu glin na zbliżonych wysokościach: Annowo – 40 m p.p.m., Plemięta – 35 m p.p.m., Węgorzewo – 36 m p.p.m. oraz leżąca nad glinami mięjsza seria osadów piaszczystych, pozwalają traktować je jako równowiekowe – należące do złodowacenia sanu – stadiała górny złodowacenia południowopolskiego (Uniejewska, Nosek, 1982a, b).

Osady piaszczysto-żwirowe leżące ponad glinami g2 zostały sklasyfikowane przez autorów mapy jako osady interglacjalne mazowieckiego (wielkiego)⁴. Są to osady rzeczne i jeziorne. Typowe osady jeziorne (14,5 m miąższości) – mułki warstwowe, piaszczysto-ilaste z detrytusem roślinnym. Zespół mineralogiczny frakcji ciężkiej tych osadów jest reprezentowany przez chloryty (24–33%), muskowity (17–53%) i amfibole (4–30%), przy niewielkim współudziale epidotów (10%) i granatów (5%). Nagromadzenie minerałów blaszkowych świadczy o bardzo spokojnych warunkach sedymentacji w bezodpływowym zbiorniku jeziornym.

Osady złodowaceń środkowopolskich występują powszechnie na całym obszarze objętym arkuszem Grudziądz (245) SMGP (Uniejewska, Nosek, 1982a). Reprezentowane są przez dwa poziomy glacialne: złodowacenie odry (stadiał maksymalny) i złodowacenie warty (stadiał mazowiecko-podlaski).

Starszy poziom glin lodowcowych złodowacenia odry – g3 został wydzielony w profilach Annowo 26 i Węgorzewo 16. Jest to glina piaszczysta lub piaszczysto-ilasta. Gliny różnią się składem zespołu żwirowego. W glinie z profilu Annowo 26 obserwuje się równoważne ilości skał krystalicznych i wapieni północnych (po 22–23%), natomiast w glinie z profilu Węgorzewo 16 nad skałami krystalicznymi (31%) wyraźnie dominują wapienie północne (40%). W materiale lokalnym obu glin najliczniej spotykane są mułowce M1 (10–30%). Współczynniki petrograficzne glin wynoszą:

profil Węgorzewo 16 – 1,44–0,76–1,24;

profil Annowo 26 – 1,02–1,11–0,80.

¹ Podział stratygraficzny według *Instrukcji...* (2004)

² W dalszej części pracy w nawiasach podano synonimy dawniej stosowanych jednostek stratygraficznych używanych przez autorów Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Grudziądz (Uniejewska, Nosek, 1982a)

³ O – suma skał osadowych (Wp + Dp + Łp + Pp); K – suma skał krystalicznych (Kr + Qp); W – suma skał węglanowych (Wp + Dp); A – suma skał nieodpornych na wietrzenie (Wp + Dp + Łp); B – suma skał odpornych na wietrzenie (Kr + Qp + Pp)

⁴ W aktualnym podziale stratygraficznym czwartorzędu interglacjal mazowiecki stanowi najstarszy etap interglacjalu wielkiego

Zespół minerałów frakcji ciężkiej glin lodowcowych ma charakter amfibolowo (34–35%)-granatowo (23–30%)-epidotowy (18–22%).

Strop glin lodowcowych (g3) położony jest na wysokości od 14 m p.p.m. w profilu Annowo 26 do 0 m n.p.m. w profilu Węgrowo 16. Należy zaznaczyć, że w stropie gliny występują osady żwirowe, których obecność może wskazywać na erodowanie i niszczenie pierwotnej powierzchni.

Drugi – młodszy poziom glin lodowcowych zlodowaceń środkowopolskich – g4 – zlodowacenie warty (stadiał mazowiecko-podlaski) został wyodrębniony tylko w profilu Annowo 26. Jest to glina piaszczysto-ilasta. Wśród żwirów skały krystaliczne i wapienie północne występują w bardzo zbliżonych proporcjach (31–32%). W materiale lokalnym dominują mułowce M1 – 16% i piaskowce – 7%. Współczynniki petrograficzne gliny wynoszą 1,00–1,11–0,84.

Prowincja mineralogiczna gliny ma charakter amfibolowo (33%)-granatowo (26%)-epidotowy (20%). Strop gliny ma charakter erozyjny.

Należy zaznaczyć, że gliny g3 i g4 w profilu Annowo 26 wykazują duże podobieństwo pod względem wykształcenia, składu petrograficznego żwirów i frakcji ciężkiej, dlatego też nie można wykluczyć hipotezy, że reprezentują jedno zlodowacenie.

Do utworów rozdzielających, reprezentujących interglacjal eemski (Uniejewska, Nosek, 1982a, b) zostały zaliczone osady drobnoziarniste mułkowo-piaszczysto-ilaste, z detrytusem roślinnym i torfem, opisane w profilu z otworu wiertniczego Plemięta 46, na wysokości 10 m n.p.m.

Analiza stopnia obtoczenia ziaren kwarcu wykazała wysoki stopień obróbki materiału. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu $RT = 0,24–0,31$ i jest wynikiem dominacji ziaren obtoczonych, przy niewielkim udziale kanciatych. Można przypuszczać, że osady te były akumulowane w środowisku jeziornym. Serie bezwapniste mogą reprezentować okresy wyraźnych spłyceń zbiornika. W miarę upływu czasu zwiększał się dopływ materiału fluwialnego, reprezentujący serię korytową – w kierunku stropu materiał staje się bardziej piaszczysty, dobrze przemyty, lepiej wysortowany. Wysoka liczebność amfiboli (34%) – minerałów mało odpornych na wietrzenie chemiczne, ale dość odpornych na abrazję mechaniczną, może wskazywać na odległy transport.

Osady interglacjal eemskiego, dokładnie zbadane i opisane przez Makowską (1979) są uznawane za przewodni cykl sedymentacyjny w dolinie dolnej Wisły.

Gliny zlodowaceń północnopolskich na obszarze arkusza Grudziądz reprezentują stadiał dolny (faza toruńska stadiał sandomierskiego) i stadiał środkowy (faza leszczyńska (zwana też fazą Świecia) stadiał głównego) zlodowacenia wisły. Gliny charakteryzują się współczynnikami petrograficznymi w zakresie: $O/K = 1,26–1,70$; $K/W = 0,68–0,90$; $A/B = 1,16–1,38$. Od ogólnego schematu odbiegają współczynniki najmłodszej, najwyżej leżącej gliny w profilu Annowo 26 i wynoszą odpowiednio 1,09–1,10–0,91.

Glina lodowcowa stadiał dolnego – g5 występują w profilu Annowo 26, na wysokości 59 m n.p.m. Jest to glina szara, piaszczysto-pylasta o współczynnikach petrograficznych 1,47–0,77–1,16. Prowincja mineralogiczna gliny ma charakter granatowo-amfibolowo-epidotowy.

Nad glinami stadiał dolnego leży mięjsza seria osadów piaszczystych, akumulowanych w środowisku wodnolodowcowym, zastoiskowym i rzeczonym. W profilu Plemięta 46 występuje bardzo mięjsza seria tych osadów (ok. 60 m). Przebadano tylko sam strop warstwy, ponieważ niemal z całej jej rozciągłości brak było rdzenia (próby korytowe). Tworzy ją piasek drobnoziarnisty, średnio wysortowany, bardzo słabo wapnisty (1,7% $CaCO_3$). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu $R = 0,34$ (ponad 50% ziaren obtoczonych) wskazuje na rzeczną genezę osadu tej partii warstwy. Cała mięjsza seria piaszczysta została sklasyfikowana jako interstadialna (interstadiał hrubieszowski, zwany też interstadiałem Gniewu (Uniejewska, Nosek, 1982a, b)).

Młodszy poziom glin lodowcowych zlodowacenia wisły – g6, należący do stadiał środkowego (faza leszczyńska), został nawiercony w otworze wiertniczym Plemięta 46. Jest to 15-metrowy kompleks glin położonych przypowierzchniowo. W zespole żwirowym tej gliny wapienie północne (46%) dominują nad skałami krystalicznymi (40%), przy niewielkim współudziale dolomitów (2,5%). Współczynniki petrograficzne tej gliny wynoszą 1,70–0,68–1,38. Prowincja tej gliny ma charakter amfibolowo (33,5%)-granatowo (23%)-epidotowy (19%).

W profilu Annowo 26, 18-metrowy kompleks glin lodowcowych, także leżących przypowierzchniowo, stanowi prawdopodobnie nierozdzielone gliny stadiał środkowego i górnego zlodowacenia wisły (faza leszczyńska i faza poznańska (Uniejewska, Nosek, 1982a, b)). Gliny te charakteryzują się równymi proporcjami skał krystalicznych i wapieni, a dolomity występują pojedynczo. Stąd współczynniki petrograficzne tej serii gliny są charakterystyczne i wynoszą 1,09–1,10–0,91.

Gliny lodowcowe zlodowacenia wisły dobrze korelują się z glinami w tej pozycji stratygraficznej na sąsiednich arkuszach SMGP w skali 1:50 000, opracowanych dla rejonu doliny dolnej Wisły (Fert, 1979a, b, c) (tab. 3).

Z wielkości współczynników petrograficznych wynika, że w materiale żwirowym omawianego poziomu glin lodowcowych wyraźnie dominują skały osadowe, głównie wapienie północne (śr. 45%) nad okruchami skał krystalicznych (śr. 37%).

Z przeprowadzonych analiz petrograficznych dla glin lodowcowych z rejonu doliny dolnej Wisły wynika, że różnią się one od wzorców dla Polski północno-wschodniej (Lisicki, 2003).

Z upływem czasu, w miarę postępu badań, następowały zmiany kryteriów ocen i modyfikacje metod badawczych, co w istotny sposób nie powinno jednak wpływać na wyniki.

Tabela 3

Zestawienie wartości współczynników petrograficznych glin lodowcowych zlodowacenia wisły

Petrographic index values of the Vistula Glaciation tills

Nazwa arkusza SMGP w skali 1:50 000	Współczynniki petrograficzne		
	O/K	K/W	A/B
Grudziądz (245)	1,26–1,70	0,68–0,90	1,16–1,38
Chełmno (243)	1,42–1,94	0,60–0,79	0,33–1,38
Nowe (206)	1,35–1,75	0,65–0,83	1,07–1,33
Gardeja (207)	1,30–2,09	0,52–0,85	1,15–1,18

O/K–K/W–A/B – wartości współczynników petrograficznych, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne + kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na wietrzenie, B – skały odporne na wietrzenie

O/K–K/W–A/B – petrographic indices: O – sedimentary rocks, K – crystalline rocks + quartz; W – carbonate rocks; A – non-resistant rocks, B – resistant rocks

Wnioski

1. W rejonie Grudziądza, dla potrzeb SMGP w skali 1: 50 000 – ark. Grudziądz (245) zostały odwiercone trzy otwory kartograficzne: Węgrowo 16, Annowo 26 i Plemięta 46.

2. Głęboki otwór wiertniczy Grudziądz IG 1 zlokalizowany jest około 1 km na południowy-wschód od otworu wiertniczego Węgrowo 16.

3. W wyniku badań petrograficzno-litologicznych próbek z otworów kartograficznych wydzielono sześć poziomów glin lodowcowych, reprezentujących zlodowacenia: południowopolskie, środkowopolskie i północnopolskie.

4. Gliny zlodowaceń południowopolski występują w profilach:

- poziom dolny g1 – zlodowacenie nidy w profilu Węgrowo 16 (strop na wys. 69 m p.p.m.) i Plemięta 46 (58 m p.p.m.);
- poziom górny g2 – zlodowacenie sanu w profilu Węgrowo 16 (36 m p.p.m.), Plemięta 46 (35 m p.p.m.) i Annowo 26 (40 m p.p.m.).

5. Gliny zlodowaceń środkowopolskich występują w profilach:

- poziom dolny g3 – zlodowacenie odry w profilach Annowo 26 (14 m p.p.m.) i Węgrowo 16 (0 m n.p.m.);
- poziom górny g4 – zlodowacenie warty w profilu Annowo 26 (6,5 m n.p.m.).

6. Gliny zlodowaceń północnopolskich wydzielono w profilach:

- poziom dolny g5 – stadiał dolny zlodowacenia wisły (faza toruńska) – w profilu Annowo 26 (59 m n.p.m.);
- poziom górny g6 – stadiał środkowy zlodowacenia wisły (faza leszczyńska) – w profilach Plemięta 46 (93 m n.p.m.) i Annowo 26 (94,5 m n.p.m.).

7. Osady rzeczne i jeziorne interglacjału wielkiego, rozdzielające osady glacialne zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich w interpretacji Uniejewskiej i Nosek (1982a, b), są reprezentowane przez przez miąższe serie osadów piaszczysto-żwirowych w profilach: Annowo 26 (21,5 m p.p.m.), Węgrowo 16 (11 m p.p.m.) i Plemięta 46 (24 m p.p.m.).

8. Interglacjał eemski uznawany za przewodni cykl sedymentacyjny w dolinie dolnej Wisły jest reprezentowany przez drobnoziarniste osady jeziorne mułkowo-piaszczysto-ilaste z detrytusem roślinnym i torfem. Opisano go w osadach z profilu Plemięta 46 (10 m n.p.m.).

9. Osady międzymorenowe – w randze interstadiału pomiędzy osadami glacialnymi stadiału dolnego i środkowego zlodowacenia wisły (interglacjał hrubieszowski, zwany też interglacjałem Gniewu) wydzielono w profilu Plemięta 46 (69 m n.p.m.). Miąższa, około 60-metrowa seria osadów piaszczystych wykazuje cechy środowiska rzecznoego (strop warstwy).

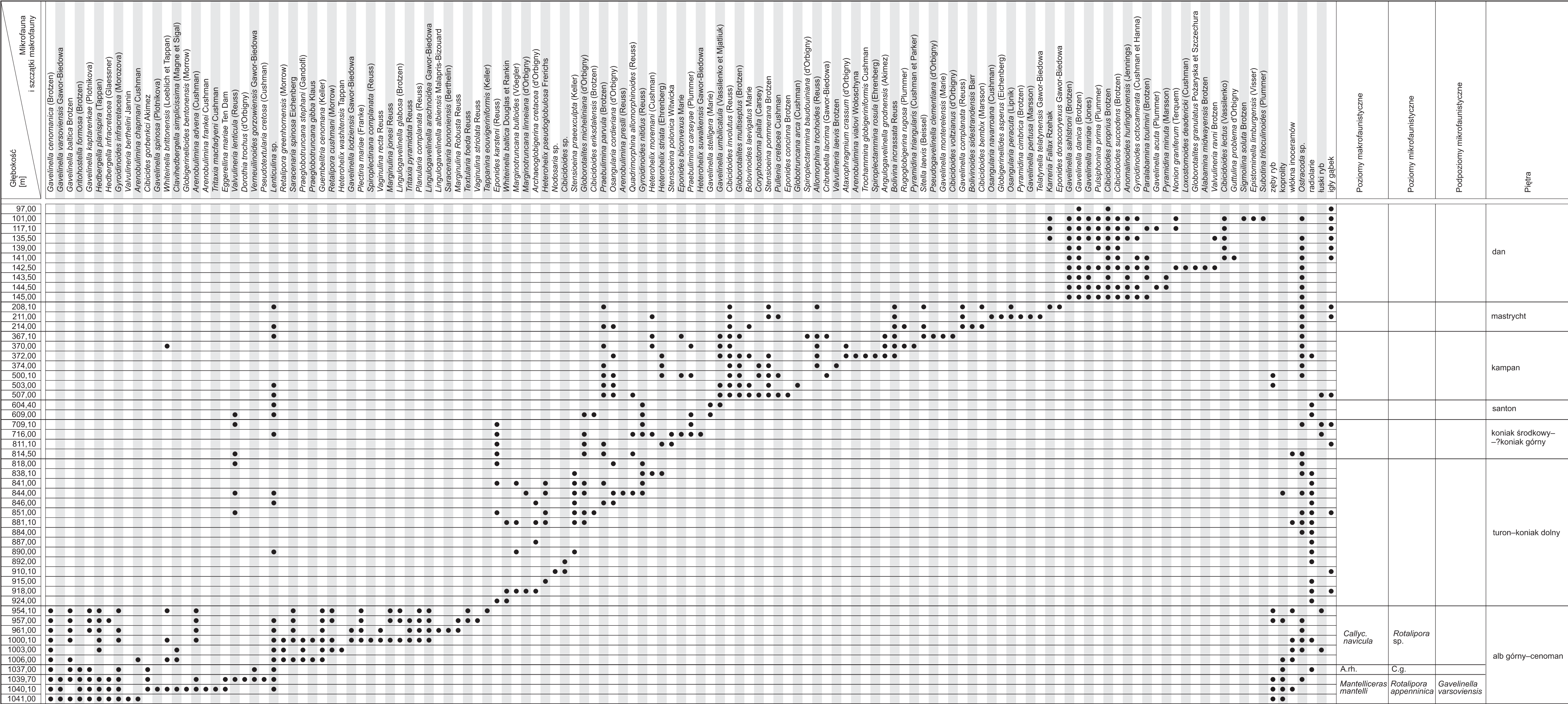


Fig. 15. Mikrofauna w osadach kredy górnej i danu w profilu Grudziądz IG 1

Microfauna in the Upper Cretaceous and Danian in the Grudziądz IG 1 section