WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

DEWON

Hanna MATYJA

LITO- I BIOSTRATYGRAFIA DEWONU GÓRNEGO

Litostratygrafia

Pierwszy podział utworów dewońskich obszaru Pomorza Zachodniego na nieformalne jednostki litostratygraficzne, kompleksy, został zaproponowany przez R. Dadleza (1978) i nieznacznie uzupełniony przez Miłaczewskiego (1986). Brak szczegółowego opisu jednostek, a także brak datowań biostratygraficznych uniemożliwił tym autorom poprawne ustalenie relacji między wyróżnionymi jednostkami, zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Matyja (1993, 1998, 2006) zrewidowała schemat litostratygraficzny dewonu pomorskiego: podała wyczerpujący opis nieformalnych jednostek wyróżnionych przez R. Dadleza i Miłaczewskiego, nadała im rangę formalną, wyróżniła również kilka nowych jednostek w obrębie famenu obszaru pomorskiego w randze formacji i ogniw, a na podstawie szeroko zakrojonych badań biostratygraficznych zaproponowała schemat ich wzajemnych relacji czasowych i przestrzennych; nieco później przedstawiła także relacje między zaproponowanym schematem a wcześniejszymi propozycjami wspomnianych autorów (Matyja, 2009, fig. 2).

W profilu dewonu otworu Gościno IG 1 wyróżniono trzy formacje: ?wyszeborską (4415,0–4416,6 m), człuchowską (3355,0–4415,0 m), w której wyodrębniono ogniwo strzeżewskie (3620,0–4415,0 m), gorzysławskie (3445,0–3620,0 m) i gościńskie (3355,0–3445,0 m) (por. Matyja, 1993) oraz formację kłanińską (3304,0–3355,0 m). Poniżej ograniczono się jedynie do ogólnej charakterystyki wymienionych jednostek litostratygraficznych, szczegółowo opisanych wcześniej z obszaru pomorskiego (Matyja, 1993, 2006, 2009).

Niewielki fragment **prawdopodobnie formacji wyszeborskiej** zidentyfikowano na głębokości 4415,0–4416,6 m. Są to charakteryzujące się niewielkimi kilkustopniowymi upadami, silnie zdiagenezowane szare łupki, z licznymi nieregularnymi wtrąceniami i cienkimi warstwami bardzo drobnoziarnistych lub drobnoziarnistych piaskowców kwarcytowych. Na powierzchniach cienkich warstw piaszczystych są widoczne hieroglify. Powierzchnia warstw łupku jest przepełniona drobnymi blaszkami muskowitu. Spoiwo piaskowców zawiera kilkuprocentową domieszkę rozproszonego węglanu wapnia. Szczątki organiczne są reprezentowane jedynie przez pojedyncze tentakulitoidy.

Początkowo sądzono (Czermiński, Dadlez, 1967), że łupki te, nazwane fyllitowymi, należą do starszego paleozoiku. Zdaniem Miłaczewskiego (1986) skały te należą do środkowodewońskiego kompleksu z Wyszeborza, choć autor ten nie przedstawił na tę tezę żadnych przesłanek.

Nie istnieje żadna dokumentacja biostratygraficzna, która pozwoliłaby zająć jednoznaczne stanowisko w tej sprawie. Przesłanki regionalne, zgodna pozycja stratygraficzna omawianych łupków z wyżej leżącymi utworami ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej oraz wykształcenie litologiczne tego fragmentu profilu (choć skały uległy znaczącej diagenezie), wydają się przemawiać za przynależnością tego fragmentu profilu prawdopodobnie do formacji wyszeborskiej dewonu środkowego.

Na ilasto-silikoklastycznych utworach dewonu środkowego leżą ilasto-margliste i węglanowe utwory **formacji człuchowskiej**. W tej części obszaru pomorskiego są one reprezentowane przez trzy ogniwa: strzeżewskie, gorzysławskie i gościńskie (por. Matyja, 1993). **Ogniwo strzeżewskie** (3620,0–4415,0 m) charakteryzuje się w tym profilu monotonnym wykształceniem i dużą miąższością. Ogniwo budują głównie iłowce margliste, podrzędnie iłowce, w środkowej części ogniwa pojawiają się wkładki a nawet znaczącej miąższości pakiety margli i wapieni gruzłowych (fig. 4). Sporadycznie występują w ich obrębie cienkie

laminy mułowców, na ogół o spoiwie marglistym, a także nieregularne smugi wzbogacone w kwarc detrytyczny najczęściej frakcji aleurytowej, muskowit i piryt, a także w brązową substancję bitumiczną. W dolnej części ogniwa, gdzie przeważają szare iłowce margliste i iłowce, są charakterystyczne tekstury równoległe. Pojawiające się wyżej wkładki i pakiety margli i wapieni, często o zabarwieniu czerwonawym związanym z obecnością rozproszonego hematytu, charakteryzują struktury gruzłowe. Fauna jest niezbyt liczna, rozpoznawalne szczątki należą do goniatytów, tentakulitoidów, ramienionogów, małży i małżoraczków, sporadycznie szkarłupni.

Utwory leżące wyżej zaliczono do **ogniwa gorzysławskiego formacji człuchowskiej** (3445–3620 m) (fig. 4). Charakteryzuje się ono obecnością wzajemnie przeławicających się iłowców marglistych i margli, a także wapieni marglistych. Struktury gruzłowe oraz laminacja smużysta przeważają nad laminacją poziomą, charakterystyczną dla niżej leżącego ogniwa strzeżewskiego. Szczątki organiczne ogniwa gorzysławskiego są dosyć liczne, zidentyfikowano wśród nich ramienionogi, szkarłupnie i mszywioły.

Kolejna jednostka litostratygraficzna to **ogniwo gościńskie formacji człuchowskiej** (3355,0–3445,0 m). Tworzą je głównie wapienie gruzłowe, podrzędnie margle gruzłowe (fig. 4). Wśród szczątków organicznych zidentyfikowano ramienionogi, szkarłupnie, mszywioły, ślimaki, małże oraz małżoraczki.

Profil dewonu wieńczą wapienie, które wykazują cechy subfacji węglanowej formacji kłanińskiej (fig. 4). Są to wapienie ziarniste typu greinstone, przepełnione drobnymi szczątkami organicznymi frakcji kalkarenitowej i peloidami oraz drobnymi intraklastami. Kwarc detrytyczny, na ogół frakcji aleurytowej, rzadziej piaszczystej, występuje bądź w rozproszeniu, bądź tworzy znaczące domieszki w wapieniach i wtedy mamy do czynienia z wapieniami piaszczystymi. Wśród bioklastów przeważają otwornice, małżoraczki oraz drobne ślimaki i glony zaliczane do zielenic. Makrofauna jest reprezentowana przez fragmenty szkarłupni, ramienionogów i mszywiołów.

Biostratygrafia

W dewonie górnym obszaru pomorskiego przeważały osady ilaste oraz węglanowo-margliste, związane z szelfowymi, choć niezbyt głębokimi środowiskami sedymentacji (Matyja 1993, 2006, 2009). W takich środowiskach trudno o lepsze narzędzie biostratygraficzne niż konodonty, charakteryzujące się w stosunku do innych grup fauny i flory znacznie wyższym stopniem rozdzielczości stratygraficznej.

Ilość materiału skalnego, jaką można było pobrać do celów analizy konodontowej z profilu Gościno IG 1 była jednak niewystarczająca. Należy pobrać co najmniej 0,5 kg skały, żeby móc liczyć na obecność elementów konodontowych w rezyduum, jakie pozostaje po rozpuszczeniu skały w kwasie mrówkowym lub octowym. Rozpoznane w profilu Gościno IG 1 niekompletne osady dewonu górnego charakteryzują się znaczną miąższością, wynoszącą ponad 1100 m, co sprzyja „rozcieńczeniu" materiału konodontowego w profilu. Innym elementem znacznie utrudniającym dostępność materiału skalnego do badań było relatywnie słabe rdzeniowanie otworu (ok. 27% w części przypadającej na dewon), mała średnica pobieranego rdzenia, o kosztach pobrania dużych próbek nie wspominając. Wszystkie te przyczyny spowodowały, że poszukiwanie fauny konodontowej zakończyło się właściwie niepowodzeniem – jedynym fragmentem profilu, z którego uzyskano dane biostratygraficzne były utwory formacji kłanińskiej.

Stąd datowania biostratygraficzne dotyczące dewonu w omawianym profilu nie będą pochodziły z bezpośredniej analizy biostratygraficznej, jak nakazują standardy biostratygraficzne, ale z porównań wewnątrzregionalnych, wynikających z dobrze rozpoznanego dewonu obszaru pomorskiego (Matyja 1993, 2006, 2009).

Dostępne w skali regionalnej dane biostratygraficzne dla osadów formacji wyszeborskiej wskazują, że należą one do wyższej części żywetu środkowego i do żywetu górnego, mieszczących się w przedziale poziomów miosporowych *Geminospora extensa* górna (Ex3) po *Geminospora aurita*, co odpowiada poziomom konodontowym od górnej części poziomu *ansatus* po *falsiovalis* dolny (fig. 4; por. Turnau, 2008, 2014; Matyja, Turnau 2008; Turnau, Narkiewicz, 2011). Nadwiercony fragment, prawdopodobnie najwyższej części formacji wyszeborskiej, może reprezentować poziom miosporowy *G. aurita* i konodontowy dolny poziom *falsiovalis* (fig. 4).

W tej części obszaru pomorskiego formacja człuchowska jest reprezentowana przez trzy ogniwa: strzeżewskie, gorzysławskie i gościńskie. Ogniwo strzeżewskie w całości należy do franu, ogniwo gorzysławskie może być przypisane niższej części famenu zawierającej się między konodontowymi poziomami *triangularis – rhomboidea*, a ogniwo gościńskie reprezentować może środkową część famenu zawierającą się między dolnym i górnym poziomem *marginifera* (fig. 4; por. Matyja, 2009, fig. 3).

Najwyższą zidentyfikowaną częścią sukcesji dewońskiej w profilu Gościno IG 1 są osady reprezentujące formację kłanińską. Dolne, ale nie najniższe partie formacji są datowane w skali regionalnej na dolny poziom *expansa*, jest jednak prawdopodobne, że spągowe partie tej formacji mogą być starsze i należą nawet do najwyższego poziomu *marginifera*, biorąc pod uwagę wiek stropowych partii niżej leżącej formacji człuchowskiej (górny poziom *marginifera*). Górne partie formacji są datowane w skali regionalnej na wyższy famen, nie wyższy jednak niż środkowy poziom *expansa*. Problemu tego nie rozstrzygają konodonty znalezione w środkowych partiach formacji kłanińskiej w profilu Gościno IG 1 (głęb. 3321,0 i 3323,0 m). Konodonty są tu reprezentowane przez kilka gatunków, m.in. *Polygnathus szulczewskii* Matyja, *Branmehla bohlenana* (Helms), *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl) oraz *Polygnathus delicatulus* Ulrich et Bassler. Współwystepowanie *P. delicatulus* i *P. szulczewskii* wskazuje, że ten fragment profilu może być datowany na dolny poziom *expansa* (por. Matyja, 1993).

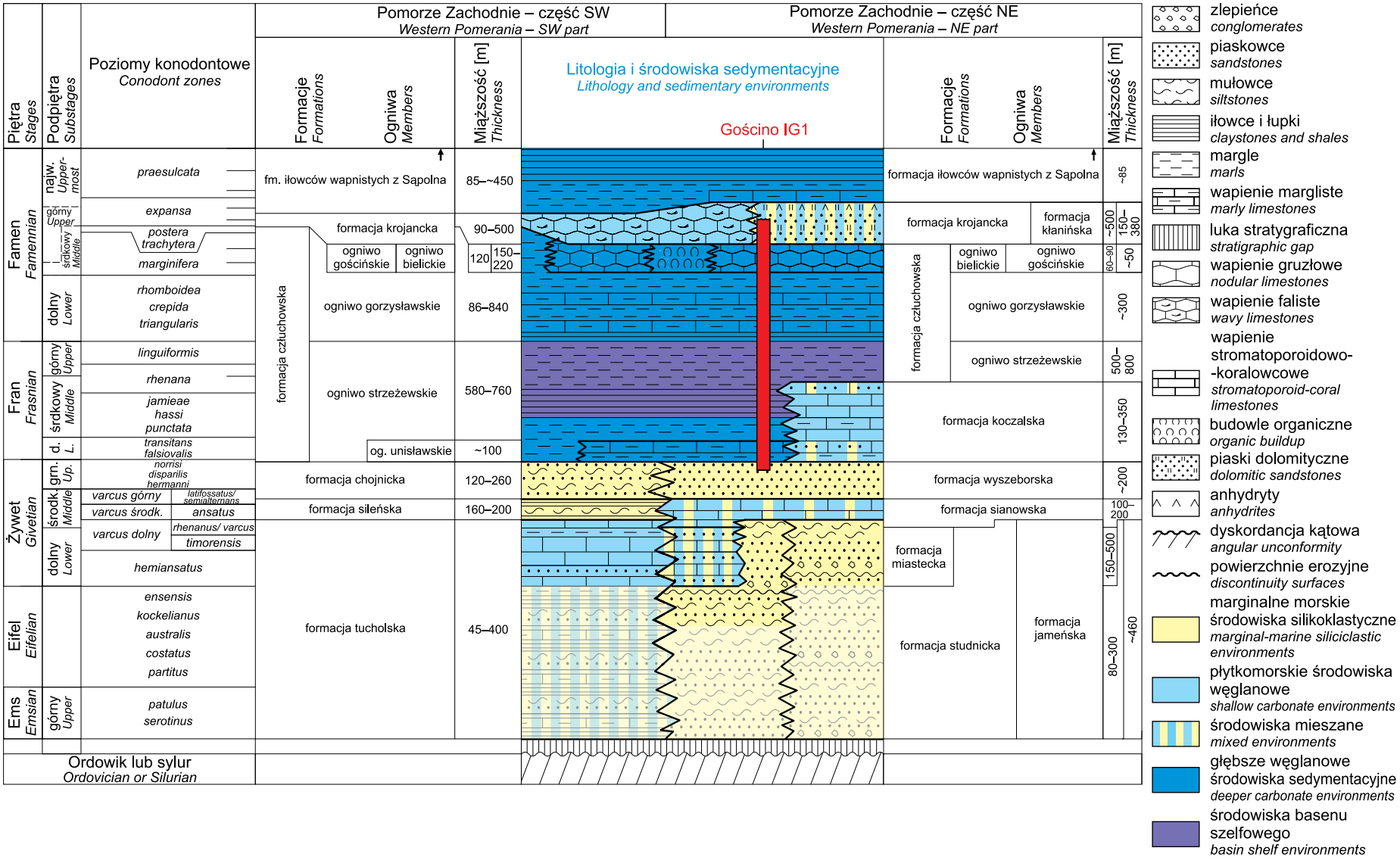


Fig. 4. Jednostki litostratygraficzne dewonu oraz schemat ich czasowego i przestrzennego rozmieszczenia w basenie pomorskim, od stref brzegowych (NE) do centralnych partii basenu (SW) (Matyja, 2009, zmienione)

Devonian lithostratigraphic units and their temporal and spatial distribution in the Pomeranian basin, from nearshore zones (NE) to central parts of the basin (SW) (modified from Matyja, 2009)

Joanna DADLEZ, Hanna MATYJA

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I MIKROFACJALNA OSADÓW

Zestawienie wyników szczegółowych badań petrograficznych wykonanych na podstawie szlifów, zestawienie szczegółowych analiz chemicznych (procentowa zawartość kalcytu, dolomitu, tlenków żelaza FeO i Fe_2O_3 oraz części nierozpuszczalnych) w poszczególnych próbkach, a także pomiary maksymalnych i przeciętnych średnic ziaren kwarcu detrytycznego w próbkach, zarówno w formie tabel, jak i w postaci opisu, można znaleźć w opracowaniu archiwalnym J. Dadlez (1973). Wykonano wówczas 150 płytek cienkich, 149 wskaźnikowych analiz chemicznych (CaO, MgO, CO_2, FeO, Fe_2O_3, cz. nierozpuszczalnych) oraz 7 analiz rentgenograficznych. Wspomniana autorka, biorąc pod uwagę makroskopowe cechy litologiczne, wyniki obserwacji mikroskopowych, oraz wyniki szczegółowych analiz chemicznych, wyróżniła i opisała w profilu Gościno IG 1 kilka kompleksów litologicznych, od A do F – zaczynając od dołu profilu, a w obrębie najwyższego kompleksu F wyodrębniła sześć „ogniw", od F1 do F6.

W prezentowanym opracowaniu przedstawiono wyróżnione przez J. Dadlez (1973) jednostki litologiczne i ich opisy w wersji zredagowanej przez Matyję i umieszczono je w ramach jednostek litostratygraficznych obowiązujących obecnie dla obszaru pomorskiego (por. Matyja, 1993, 2009). Również wyniki analiz opracowanych przez J. Dadlez w postaci zestawienia graficznego, zaprezentowano na tle współcześnie obowiązującej wersji profilu litologiczno-stratygraficznego (fig. 5).

Formacja człuchowska – ogniwo strzeżewskie (głęb. 3620,0–4415,0 m)

Do ogniwa strzeżewskiego zaliczono osady opisane przez J. Dadlez (1973) jako kompleksy A, B i C.

Kompleks A (głęb. 4140,0–4415,0 m) – por. fig. 6B–D. Dolna granica kompleksu wyznaczała według J. Dadlez dolną granicę całej serii osadów dewońskich w tym profilu, górna granica była wyznaczona umownie na podstawie barwy osadów (przejście od barwy szarej i szarozielonej do czerwonej)[1].

Kompleks A jest złożony z iłowców, przeważnie marglistych, zawierających nieliczne fragmenty goniatytów, tentakulitoidów, ramienionogów, małży i małżoraczków. Iłowce najczęściej mają teksturę równoległą, podkreśloną ułożeniem minerałów ilastych, muskowitu, pirytu, kwarcu, sporadycznymi szczątkami fauny oraz smugami substancji bitumicznej.

W skład iłowców marglistych wchodzą głównie minerały ilaste (obserwacje mikroskopowe wskazują na przewagę illitu), chloryty i węglan wapnia (którego zawartość wynosi zwykle 15–20%, jedynie w części dolnej tego kompleksu występują iłowce o zawartości poniżej 10% węglanu wapnia, minimalna jego zawartość wynosi 2,53%). Zawartość dolomitu w tych osadach jest niewielka i raczej stała i wynosi od 3 do 6%, tylko w jednej próbce 9%. W tej części profilu, w przeciwieństwie do kompleksów wyższych, obserwuje się przewagę tlenku żelaza FeO (3,4%) nad tlenkiem Fe_2O_3 (średnio 2–3%).

Kwarc detrytyczny frakcji aleurytowej (0,02–0,04 mm), rzadziej psamitowej (średnice 0,15–0,20 mm) występuje na ogół w ilościach śladowych, z wyjątkiem najwyższej części kompleksu oraz interwału 4233,0–4242,0 m, gdzie domieszka kwarcu występującego w rozproszeniu nie przekracza jednak 10%. Kwarc wchodzi również w skład cienkich lamin, gdzie jego zawartość przekracza 50% oraz smug. Z innych minerałów akcesorycznych występuje muskowit i piryt. Ten ostatni spotykany jest zarówno w smugach, jak i nieregularnych skupieniach, a także jako drobny rozproszony pigment.

Kompleks B (głęb. 3782,5–4140,0 m) – por. fig. 7A–D; fig. 8D. W kompleksie tym przeważają charakteryzujące się strukturą gruzłową margle ilaste o zabarwieniu wiśniowym, spowodowanym domieszką hematytu, podrzędnie występują iłowce margliste (głęb. 4110,0 m oraz interwał 3782,5–3795,0 m) oraz iłowce (głęb. 3790,0 m) charakteryzujące się laminacją poziomą, rzadziej smużystą. Szczątki organiczne są niezbyt liczne, stwierdzono obecność ramienionogów i tentakulitoidów.

Zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi i analizami rentgenograficznymi wśród minerałów ilastych przeważa illit, podrzędnie występuje kaolinit. Minimalną zawartość kalcytu wynoszącą poniżej 10% stwierdzono we wkładkach ilastych, maksymalną w marglach gruzłowych – do 69%. Zawartość dolomitu w tym kompleksie jest zmienna i wynosi od 3 do 12%. Tlenek żelaza Fe_2O_3 (2–5%) przeważa nad tlenkiem FeO (ok. 1%).

Kwarc detrytyczny frakcji aleurytowej (0,05–0,08 mm), bardzo rzadko psamitowej (do 0,2 mm) występuje na ogół w ilościach śladowych, najczęściej w rozproszeniu, rzadko w smugach i soczewkach (np. w interwale 4049,0–4092,0 m).

Kompleks C (głęb. 3618,0–3782,5 m). Budują go wiśniowe iłowce margliste charakteryzujące się laminacją poziomą i margle ilaste charakteryzujące się najczęściej strukturą gruzłową. Szczątki organiczne występują w tym kompleksie niezbyt często, stwierdzono je niemal wyłącznie w partiach marglistych tej części profilu, gdzie stanowią nie więcej niż 10% skały. Osady kompleksu C są bardzo zbliżone swym wykształceniem do kompleksu B, różnią się od tego ostatniego jedynie obecnością w partiach spągowych zwartego i dosyć dużej miąższości pakietu wapieni gruzłowych (głęb. 3744,0–3784,0 m).

[1] Uwaga: w czasie kiedy powstało opracowanie J. Dadlez, położone na głębokości 4415,0–4416,6 m łupki określone jako fyllitowe, zawierające wkładki piaskowców kwarcytowych, uważano za skałę reprezentującą tzw. starszy paleozoik.

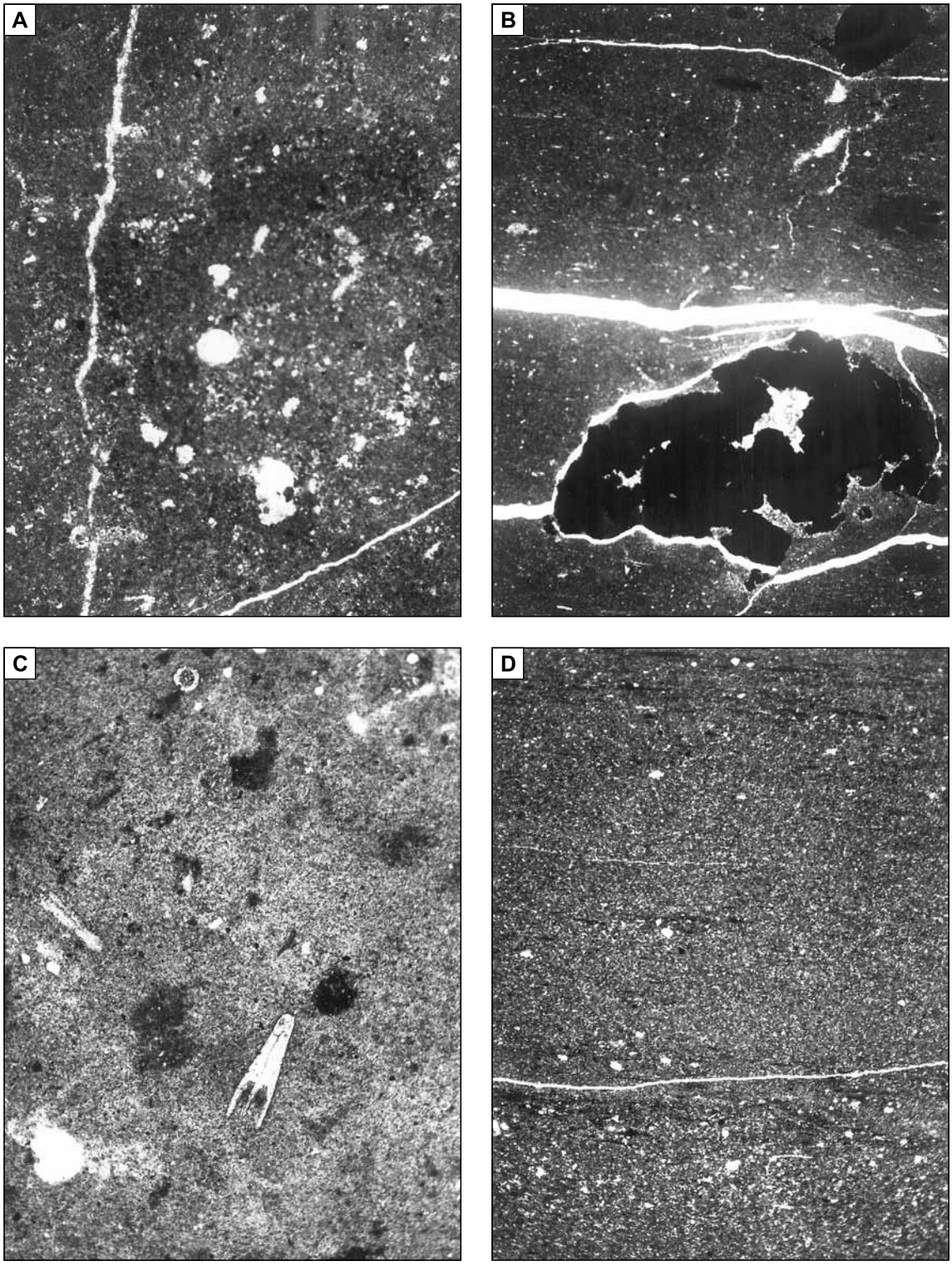


Fig. 6. Formacja człuchowska – ogniwo strzeżewskie – płytki cienkie (Dadlez, 1973)

A – margiel mikrytowy ze skupieniami sparytu, głęb. 4026,8 m; **B** – iłowiec marglisty z żyłkami sparytu i związanymi z nimi skupieniami hematytu, głęb. 4140,6 m; **C** – iłowiec marglisty z fauną tentakulitoidów, głęb. 4153,3 m; **D** – iłowiec marglisty laminowany smugami substancji bitumicznej, głęb. 4169,0 m

Człuchów Formation – Strzeżewo Member – thin sections (Dadlez, 1973)

A – micrite marl with sparite aggregates, depth 4026.8 m; **B** – marly claystone with sparite veinlets and associated hematite concentrations, depth 4140.6 m; **C** – marly claystone with tentaculite fauna, depth 4153.3 m; **D** – marly clayston elaminated with streaks of bituminous matter, depth 4169.0 m

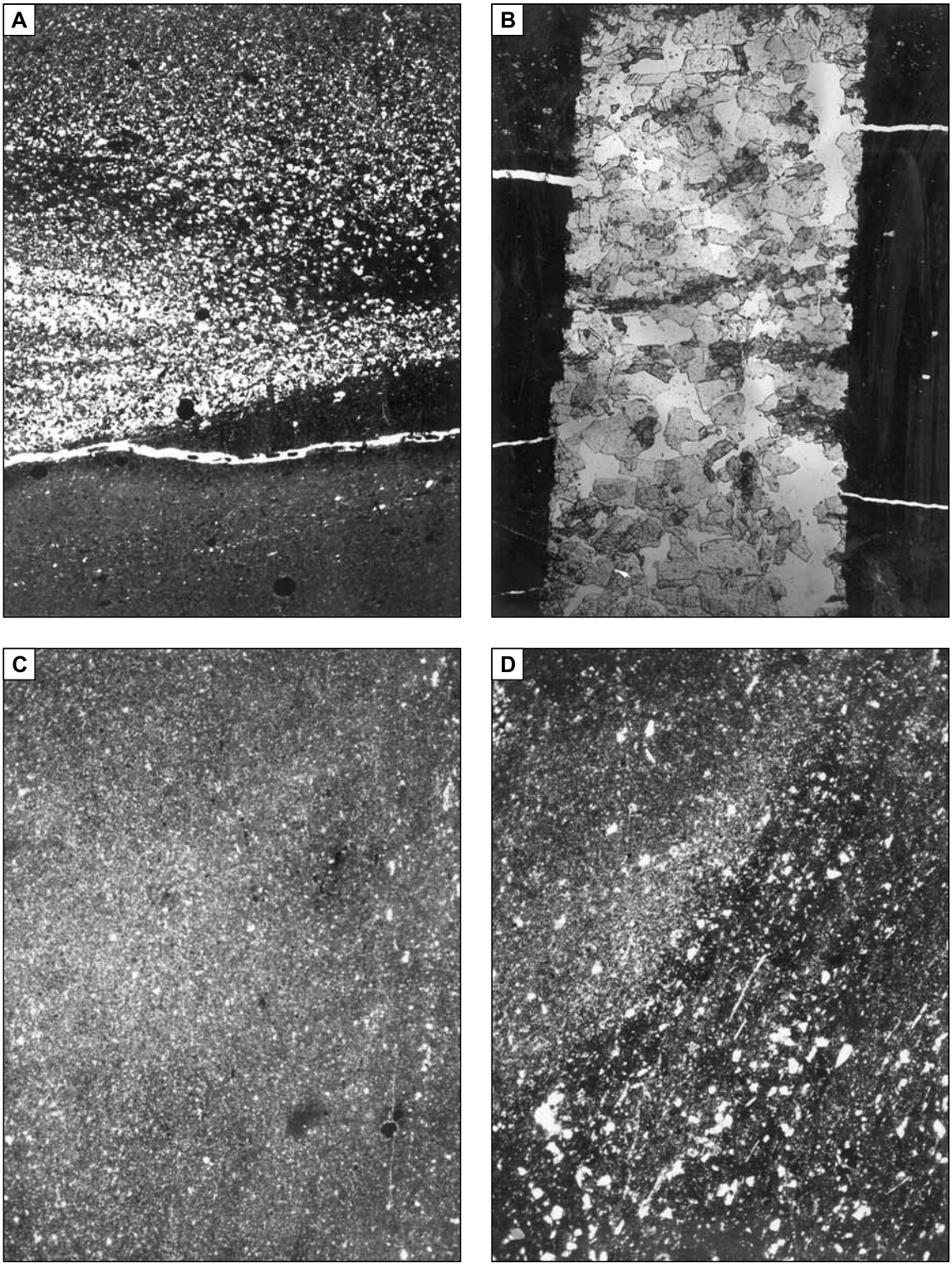


Fig. 7. Formacja człuchowska – ogniwo strzeżewskie – płytki cienkie (Dadlez, 1973)

A – kontakt iłowca marglistego z marglem mikrytowym, głęb. 3793,3 m; **B** – żyłka anhydrytowo-gipsowa w marglu ilastym, głęb. 3852,9 m; **C** – margiel ilasty z licznym pigmentem hematytowym, głęb. 3867,8 m; **D** – kontakt między marglem mikrytowym a iłowcem zawierającym rozproszony kwarc frakcji aleurytowej, głęb. 3917,4 m

Człuchów Formation – Strzeżewo Member – thin sections (Dadlez, 1973)

A – micrite marly claystone contact, depth 3793.3 m; **B** – anhydrite-gypsum veinlet in clayey marl, depth 3852.9 m; **C** – clayey marl with abundant hematite pigment, depth 3867.8 m; **D** – contact between micrite marl and claystone containing dispersed aleuritic quartz, depth 3917.4 m

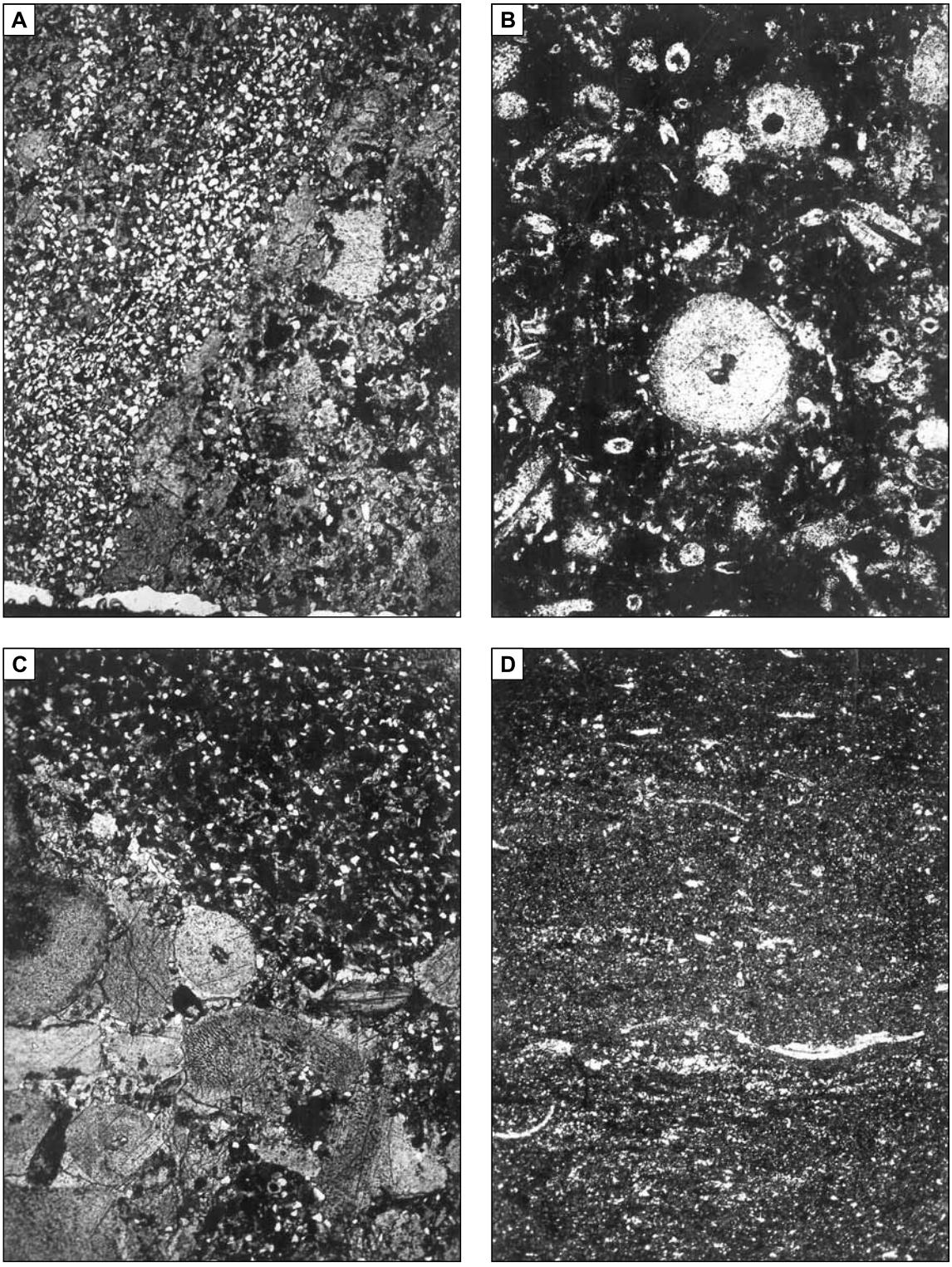


Fig. 8. Formacja kłanińska (A, B); formacja człuchowska – ogniwo gorzysławskie (C), ogniwo strzeżewskie (D) – płytki cienkie (Dadlez, 1973)

A – kontakt wapienia intrasparytowego z niewielkim udziałem peloidów i wapienia sparytowego silnie mułowcowego, głęb. 3346,0 m; **B** – wapień biomikrytowy, głęb. 3351,5 m; **C** – kontakt między wapieniem biomikrytowym z trochitami liliowców i marglem mikrytowym zawierającym kwarc frakcji aleurytowej, głęb. 3553,9 m; **D** – margiel mikrytowy z niewielką ilością bioklastów, głęb. 3743,0 m

Kłanino Formation (A, B); Człuchów Formation – Gorzysław Member (C), Strzeżewo Member (D) – thin sections (Dadlez, 1973)

A – contact between intrasparite limestone containing some peloids, and sparitic highly silty limestone, depth 3346.0 m; **B** – biomicrite limestone, depth 3351.5 m; **C** – contact between biomicrite limestone containing crinoid ossicles, and micrite marl containing aleuritic quartz, depth 3553.9 m; **D** – micrite marl with infrequent bioclasts, depth 3743.0 m

Masę skały stanowią minerały ilaste, kalcyt, wśród minerałów akcesorycznych występuje głównie hematyt, dolomit i muskowit. Zawartość kalcytu w marglach nie przekracza 50%, w iłowcach marglistych wynosi 22–26%. Zawartość dolomitu jest zbliżona do wartości takich jak w kompleksie B (5–12%), podobnie – tlenków żelaza.

Kwarc detrytyczny frakcji aleurytowej (o średnicach od 0,03 do 0,06 mm) występuje jedynie w rozproszeniu, większe ziarna frakcji psamitowej (o średnicach do 0,15 mm) są spotykane jedynie w najniższej części omawianego kompleksu.

Formacja człuchowska – ogniwo gorzysławskie (głęb. 3445,0–3620,0 m)

Kompleks D (głęb. 3445,0–3618,0 m) – por. fig. 8C. Tworzą go wzajemnie przewarstwiające się iłowce margliste i margle ilaste charakteryzujące się głównie laminacją poziomą oraz margle i wapienie margliste charakteryzujące się najczęściej strukturą gruzłową. Szczątki fauny są znacznie bardziej zróżnicowane i liczne niż w kompleksie C, stanowią często ponad 10% skały. Przeważają ramienionogi, fragmenty szkarłupni, mszywiołów i ?koralowców, mikrofauna jest reprezentowana przez małżoraczki i otwornice. Sporadycznie występują okruchy wapieni osiągające jednak nie więcej niż 4 mm średnicy (np. na głęb. 3553,9 m).

Analizy chemiczne wykazały zmienną zawartość kalcytu (w postaci mikrytu) w tej części profilu, od 18 do 73%. Zawartość dolomitu wynosi średnio 5–6%, sporadycznie osiąga 12%. Zawartość tlenków żelaza utrzymuje się w podobnych wartościach jak w kompleksach niższych.

Kwarc detrytyczny frakcji aleurytowej (o średnicach 0,03–0,05 mm) występuje w tej części profilu głównie w rozproszeniu, choć w ilościach większych niż w kompleksach A, B i C, rzadko są obserwowane smugi wzbogacone w kwarc.

Formacja człuchowska – ogniwo gościńskie (głęb. 3355,0–3445,0 m)

Kompleks E (głęb. 3355,0–3445,0 m). Budują go wapienie i margle gruzłowe, dosyć bogate w szczątki organiczne, które stanowią do 30% skały. Stwierdzono obecność ramienionogów, szkarłupni, mszywiołów, ślimaków, a wśród mikrofauny małżoraczków i podrzędnie otwornic.

Skład chemiczny jest dosyć stały w tej części profilu, udział kalcytu (głównie mikrytu, choć obserwuje się zastępowanie mikrytu przez sparyt) waha się w granicach 62–77%. Zawartość dolomitu waha się w niewielkim przedziale od 4 do 6%. Udział tlenków żelaza w skale maleje, zawartość Fe_2O_3 spada poniżej 1%.

Kwarc detrytyczny frakcji aleurytowej (o średnicach 0,03–0,04 mm), a sporadycznie psamitowej (0,08 mm) występuje, podobnie jak w kompleksach niższych najczęściej w rozproszeniu, zdarzają się jego nagromadzenia w obrębie niewielkich smug.

Formacja kłanińska (głęb. 3304,0–3355,0 m)

Kompleks F (głęb. 3304,0–3355,0 m) – por. fig. 8A, B; fig. 9A–D; fig. 10A–D. W jego skład wchodzą przeważnie wapienie ziarniste z cienkimi wkładkami mułowców wapnistych, podrzędnie margle zidentyfikowane w najniższej części. Wśród składników ziarnistych przeważają bioklasty (fragmenty ramienionogów i trochity liliowców), najczęściej frakcji kalkarenitowej, peloidy i ziarna kwarcu detrytycznego. Spoiwem wapieni jest najczęściej sparyt, rzadziej mikryt.

Wapienie ziarniste charakteryzują się wysoką zawartością węglanu wapnia >90%, rzadziej >95%. Średnia zawartość dolomitu osiąga co najwyżej 1%, sporadycznie zdarzają się jednak wkładki wapieni dolomitycznych i dolomitów wapnistych. Zawartość tlenków żelaza (FeO, Fe_2O_3) w skale rzadko przekracza 0,5%.

Na podstawie zawartości składników ziarnistych i charakteru spoiwa J. Dadlez (1973) wyróżniła w obrębie kompleksu F sześć pakietów litologicznych, które nazwała ogniwami, idąc od dołu ku górze profilu nazwanych odpowiednio od F1 do F6.

„Ogniwo" F1 (głęb. 3342,0–3355,0 m)

Są to wapienie ziarniste z przewagą bioklastów (których rozmiary wynoszą najczęściej kilka mm), określane przez J. Dadlez jako wapienie biosparytowe; podrzędnie występują peloidy, kwarc frakcji aleurytowej (najczęściej średnicy 0,04 mm) stanowi liczną domieszkę. Ku górze pakietu obserwuje się wzrost ilości intraklastów.

„Ogniwo" F2 (głęb. 3334,0–3342,0 m)

Spąg tego pakietu litologicznego wyznacza wapień piaszczysty charakteryzujący się wysoką zawartością (sięgającą 30%) kwarcu frakcji drobnopiaszczystej (0,07–0,15 mm średnicy), występującego w obrębie cienkich lamin (do 0,5 mm grubości). Wapienie tej części profilu określić można jako sparyty z niewielką ilością peloidów i bioklastów.

„Ogniwo" F3 (głęb. 3330,5–3334,0 m)

Są to biopelsparyty, w których jedynymi składnikami ziarnistymi są drobne, dobrze wysortowane bioklasty charakteryzujące się kierunkowym ułożeniem (stanowiące ok. 50% składników ziarnistych) i peloidy (ok. 50% składników ziarnistych). Domieszka kwarcu aleurytowego w tej części profilu jest śladowa.

„Ogniwo" F4 (głęb. 3322,5–3330,5 m)

W skład tego wydzielenia litologicznego wchodzą biopelsparyty, biomikryty i intrasparyty. Składniki ziarniste obecne we wszystkich odmianach wapieni są słabo wysortowane i bezładnie ułożone. Rozmiary bioklastów i intraklastów nie przekraczają kilku milimetrów. Peloidy są źle zachowane, często noszą ślady rekrystalizacji. Kwarc detrytyczny stanowi znaczącą domieszkę, ale zarówno jego ilość, jak i średnica ziaren wykazują tendencję malejącą ku górze tej części profilu (od 0,03 do 0,06 mm dla ziaren o przeciętnym rozmiarze i od 0,10 do 0,25 mm dla ziaren o rozmiarze maksymalnym).

„Ogniwo" F5 (głęb. 3314,0–3322,5 m)

Tworzą go zróżnicowane mikrofacjalnie wapienie, m.in. sparyty z niewielką domieszką peloidów, biopelsparyty,

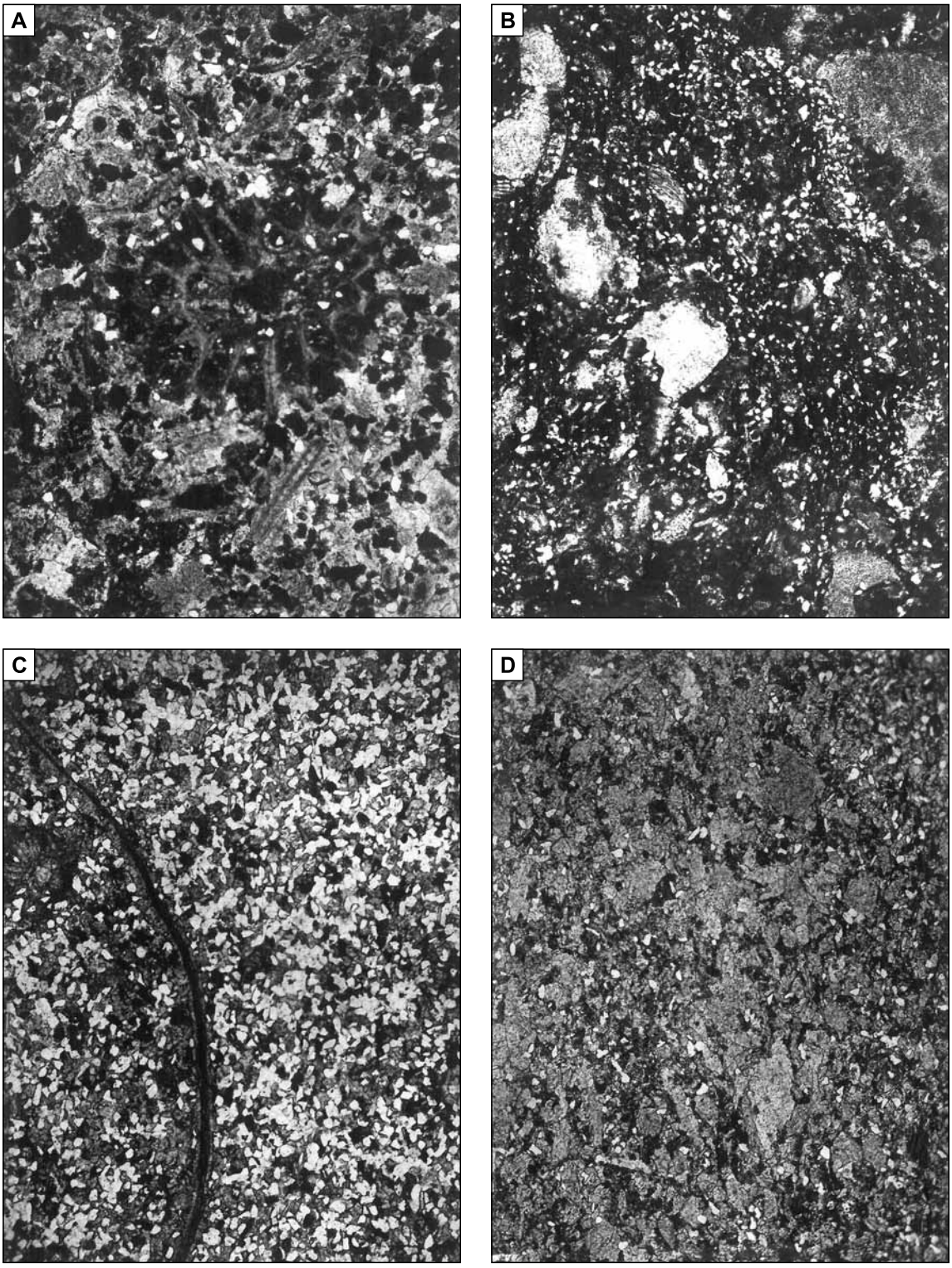


Fig. 9. Formacja kłanińska – płytki cienkie (Dadlez, 1973)

A – wapień biopelsparytowy z niewielkim udziałem mikrytu i kwarcu frakcji aleurytowej, w środku widoczna kolonia mszywiołów, głęb. 3317,5 m; **B** – wapień biomikrytowy ze znaczną domieszką kwarcu frakcji aleurytowej, głęb. 3326,1 m; **C** – wapień mułowcowy, sparytowo-mikrytowy z niewielkim udziałem peloidów, głęb. 3341,0 m; **D** – wapień intrasparytowy z niewielką domieszką kwarcu frakcji aleurytowej, głęb. 3344,0 m

Kłanino Formation – thin sections (Dadlez, 1973)

A – biopelsparite limestone with some micrite and aleuritic quartz, bryozoan colony in the centre, depth 3317.5 m; **B** – biomicrite limestone with considerable admixture of aleuritic quartz, depth 3326.1 m; **C** – sparite-micrite silty limestone with some peloids, depth 3341.0 m; **D** – intrasparite limestone with small admixture of aleuritic quartz, depth 3344.0 m

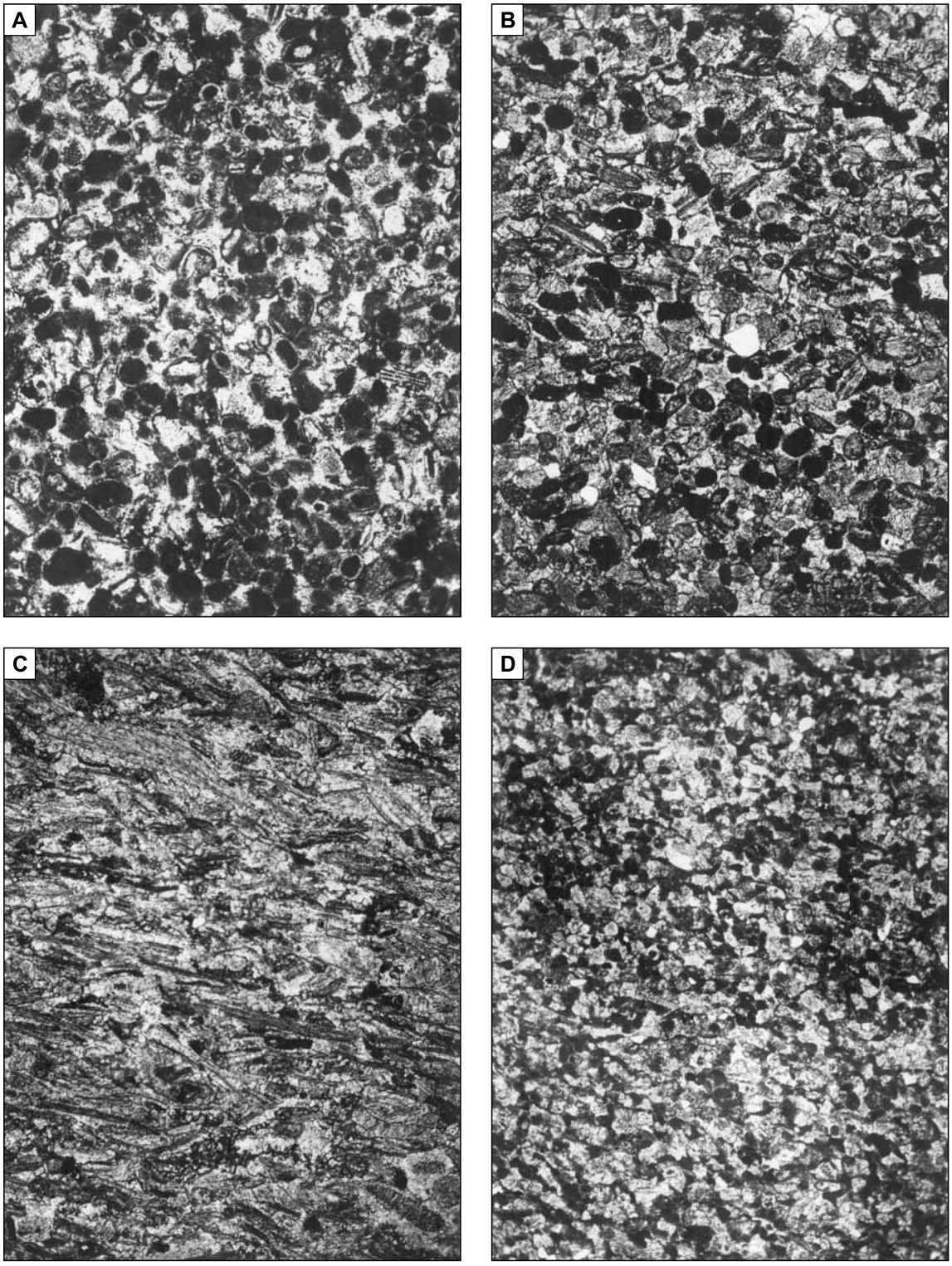


Fig. 10. Formacja kłanińska – płytki cienkie (Dadlez, 1973)

A – wapień pelsparytowy z niewielką ilością bioklastów, głęb. 3306,3 m; **B** – wapień biopelsparytowy, w środku subangularne ziarno kwarcu, głęb. 3308,4 m; **C** – wapień biosparytowy z kierunkowo ułożonymi włóknistymi bioklastami, głęb. 3312,2 m; **D** – wapień pelsparytowy z niewielką ilością ziaren kwarcu frakcji aleurytowej

Kłanino Formation – thin sections (Dadlez, 1973)

A – pelsparite limestone with some bioclasts, depth 3306.3 m; **B** – biopelsparite limestone, subangular quartz grain in the centre, depth 3308.4 m; **C** – biosparite limestone with directionally arranged fibrous bioclasts, depth 3312.2 m; **D** – pelsparite limestone with small admixture of aleuritic quartz grains.

mikryty i biomikryty. Składniki ziarniste tych wapieni są dość dobrze wysortowane i bezładnie ułożone. Średnie rozmiary peloidów wahają się w niewielkim zakresie od 0,05 do 0,07 mm. Kwarc detrytyczny, na ogół frakcji aleurytowej, średnio osiąga rozmiar 0,05 mm, rzadziej 0,08 mm.

„Ogniwo" F6 (głęb. 3304,0–3314,0 m)

Tworzą go, podobnie jak w pakiecie F5, zróżnicowane mikrofacjalnie wapienie, m.in. sparyty i intrasparyty z domieszką peloidów i bioklastów, biosparyty, pelsparyty oraz biopelsparyty. Rozmiary składników ziarnistych są większe niż w „ogniwie" F5. Średnie rozmiary peloidów wahają się w przedziale 0,08 do 0,12 mm, są one dobrze zachowane, a niektóre z nich charakteryzuje obecność powłok mikrytowych. Bioklasty osiągają rozmiary od 0,4 do 1,5 mm. Kwarc detrytyczny występuje w niewielkich ilościach, ale średni rozmiar ziaren osiąga 0,1 mm, maksymalny – 0,3 mm. Wielkość intraklastów zawiera się w przedziale 0,15–0,3 mm.

Uwagi o występowaniu hematytu

W niemal całej dewońskiej części profilu Gościno IG 1 (w przedziale głębokości 3304,0–4140,0 m) jest zauważalna obecność hematytu. Można zaobserwować tu cztery formy jego występowania:

- jako nieprzezroczyste, nieregularne skupienia, osiągające rozmiar kilku mm, występujące zarówno w zasadniczej masie skalnej, jak i związane z wtórnym systemem żył;
- jako czerwone przeświecające powłoki na ziarnach dolomitu – szczególnie dobrze widoczne na większych ziarnach osiągających rozmiary między 0,03 a 0,05 mm, choć identyfikowany również na bardzo drobnych (poniżej 0,01 mm) romboedrach dolomitu;
- jako rozproszone, ciemnoczerwone i przeświecające ziarna i agregaty mające kształt kulisty;
- jako pył hematytowy często obecny również w masie skał ilastych (illitowo-chlorytowych), który zabarwia je na kolor czerwonawy.

Wydaje się, że obecność pyłu hematytowego oraz rozproszonych ziaren hematytu występujących w masie ilastej i ilasto-marglistej można wiązać z jego pierwotnym pochodzeniem – przy założeniu, że z dopływających z lądu do zbiornika sedymentacyjnego roztworów żelazistych mogło następować ich wytrącanie w warunkach utleniających. Wyraźny związek niektórych nagromadzeń hematytu z przecinającymi skałę żyłami kalcytowymi lub anhydrytowymi oraz z kryształami dolomitu, wskazuje również na wtórne jego pochodzenie (uruchomienie roztworów żelazistych i ponowne ich wytrącenie już w trakcie procesów epigenetycznych).

Uwagi o wtórnych procesach epigenetycznych

W całym profilu dewonu spotyka się pęknięcia skał różnej szerokości (od ułamków mm do kilku mm), zabliźnione wtórnymi minerałami, widoczne również w płytkach cienkich. Obok żyłek wypełnionych kalcytem sparytowym powszechne są asocjacje kalcytowo-siarczanowe lub wyłącznie siarczanowe. Wśród siarczanów przeważa anhydryt, podrzędnie występuje ?polihalit. Oprócz żyłek obserwuje się nieregularne skupienia wspomnianych minerałów w mikrokawernach. Występowanie minerałów siarczanowych wskazuje na ich pochodzenie epigenetyczne, a powszechna obecność żyłek kalcytowych i kalcytowo-siarczanowych w niemal całym profilu dewonu wskazuje, że profil Gościno IG 1 był położony w pobliżu aktywnej strefy tektonicznej, w obrębie której możliwa była migracja zmineralizowanych wód.

Uwagi o rozwoju facjalnym okolic profilu Gościno IG 1

Osady ilastego kompleksu A *sensu* J. Dadlez (1973), stanowiące dolną część ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej, tworzyły się w stosunkowo głębokim i spokojnym zbiorniku sedymentacyjnym, charakteryzującym się słabą cyrkulacją wód i prawdopodobnie okresowym niedotlenieniem, a także małym dopływem materiału klastycznego z lądu. Wskazuje na to ciemna barwa osadów, częsta laminacja pozioma iłowców, niewiele szczątków fauny nektonicznej, a także obfitość siarczków żelaza i substancji bitumicznej oraz znikoma ilość detrytycznego kwarcu i jego aleurytowa frakcja. Osady margliste środkowej i górnej części ogniwa strzeżewskiego, odpowiadają kompleksom B i C (Dadlez, 1973). Charakteryzują się, w stosunku do osadów ilastych położonych niżej w profilu, obecnością nielicznych jeszcze organizmów bentonicznych, zmianą barwy osadu na jaśniejszą, zwiększeniem ilości węglanów w osadzie, wzmożonym dopływem materiału detrytycznego z lądu oraz pojawieniem się wśród minerałów akcesorycznych znaczących ilości hematytu. Cechy te wskazują na nieco lepsze dotlenienie zbiornika sedymentacyjnego, być może mniejszą jego głębokość i nieznacznie zwiększony kontakt z nadal odległym środowiskiem lądowym.

Wapienie margliste, margle i iłowce margliste ogniwa gorzysławskiego formacji człuchowskiej (odpowiadają kompleksowi D – J. Dadlez, 1973) oraz wapienie i margle gruzłowe ogniwa gościńskiego (odpowiadają kompleksowi E – J. Dadlez, 1973) różnią się w stosunku do osadów ogniwa strzeżewskiego zdecydowanie jaśniejszą barwą osadu, stopniowym ale wyraźnym wzrostem ilości organizmów bentonicznych i ich większym zróżnicowaniem, postępującym zwiększaniem udziału węglanów w osadzie, obecnością bardziej licznych ziaren kwarcu detrytycznego (frakcji aleurytowej). Cechy te wskazują na postępujące spłycanie środowiska sedymentacji i stopniową poprawę warunków panujących w zbiorniku sedymentacyjnym.

Zasadnicza i raptowna zmiana środowiska sedymentacji miała miejsce podczas osadzania wapieni ziarnistych formacji kłanińskiej (kompleks F – wg J. Dadlez, 1973). Wapienie ziarniste charakteryzują się zróżnicowaniem składników ziarnistych, różnym stopniem ich wysortowa-

nia, a także przeważającym udziałem w spoiwie sparytu nad mikrytem. Cechy te pozwalają przypuszczać, że osady powstawały w środowisku płytkim i ruchliwym, będącym pod wpływem falowania i prądów przydennych. Obfitość szczątków fauny, ich niewielka frakcja (głównie kalkarenitowa), dobre przemycie osadu, mogą świadczyć o wysokoenergetycznym środowisku płycizn węglanowych. Obfitość peloidów i ich dobry stan zachowania w pelsparytach (najwyższa część profilu formacji kłanińskiej) może sugerować nieznaczne przesunięcie środowiska sedymentacji w kierunku bardziej wewnętrznej części tych płycizn.

PERM

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Komentarz do stratygrafii i paleogeografii cechsztynu

Litostratygrafia

Profil cechsztynu jest zlokalizowany w północnej części Pomorza Zachodniego, paleogeograficznie w pobliżu centralnej części basenu cechsztyńskiego, charakteryzującej się silną subsydencją, kompensowaną przez sedymentację.

Z położenia tego wynika duża miąższość utworów cechsztynu (591,0 m), w miarę kompletny profil stratygraficzny do subcyklotemu PZ4b włącznie. Profil cechsztynu jest niezaburzony tektonicznie i zbudowany z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotemu terygeniczno-ewaporatowego PZ4, podzielonego w tym rejonie na dwa subcyklotemy PZ4a i Pz4b.

Nazewnictwo litostratygraficzne stosowano według schematu z pracy Wagnera (1994).

Najstarsze utwory cechsztynu reprezentują cyklotem PZ1 o miąższości 228,5 m. Z powodu braku rdzenia w spągu cechsztynu nie znany jest charakter kontaktu cechsztyn/ dewon. Osady cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach dewonu górnego z dużą luką stratygraficzną obejmującą karbon i czerwony spągowiec. Wykresy geofizyki wiertniczej wskazują na brak poziomu łupka miedzionośnego (T1), a mała miąższość wapienia cechsztyńskiego (Ca1), zaledwie 2 m, wskazuje na możliwość występowania tu charakterystycznego poziomu skondensowanego, znanego z wielu profilów Ca1 na monoklinie przedsudeckiej, na paleogeograficznym wyniesieniu wolsztyńskim.

W profilu ewaporatów PZ1 zdecydowanie przeważa anhydryt dolny (A1d), o dużej miąższości 193,0 m, tworzący charakterystyczną strukturę sedymentacyjną – wał anhydrytowy. Stosownie do wykształcenia A1d, najstarsza sól kamienna (Na1) ma małą miąższość – 24 m, podobnie jak anhydryt górny (A1g) – 9,5 m.

Wyżej w profilu występuje cyklotem PZ2 o miąższości 118 m. Jest on kompletny stratygraficznie. Rozpoczyna się przewodnim poziomem stratygraficznym, skałami węglanowymi dolomitu głównego, o znacznej miąższości – 37,5 m. Ewaporaty PZ2 są zbudowane z charakterystycznych poziomów stratygraficznych – od anhydrytu podstawowego (A2), przez starsze sole kamienne (Na2, Na2r) i cienki, zaledwie metrowy, poziom starszych soli potasowych (K2) do anhydrytu kryjącego (A2r). Występowanie tak cienkich starszych soli potasowych w profilu wyznacza ich północny zasięg rozprzestrzenienia w tym rejonie.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedymentacyjnej, osady cyklotemu PZ3, o miąższości 117,5 m. Są one również kompletne stratygraficznie. U podstawy cyklotemu występują charakterystyczne poziomy litostratygraficzne: szarego iłu solnego (T3) i leżącego wyżej dolomitu płytowego (Ca3). Ewaporaty PZ3 tworzą trzy poziomy: anhydrytu głównego (A3), znacznej miąższości (47 m), młodszych soli kamiennych (Na3) i cienkiego (zaledwie 0,5 m.) poziomu młodszych soli kamiennych ilastych (Na3t). Brak w tym rejonie młodszych soli potasowych (K3) nie jest niczym szczególnym, ponieważ sole te nie tworzą ciągłej pokrywy w basenie PZ3 tylko występują nieregularnie, w formie rozległych soczew.

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczno-ewaporatowy, ma miąższość 127 m. W omawianym profilu dzieli się na dwa subcyklotemy PZ4a i PZ4b, które są odpowiednikami cyklotemów Z4 i Z5 w basenie niemieckim.

U podstawy subcyklotemu PZ4a o miąższości 67 m występuje poziom czerwonego iłu solnego dolnego (T4a). Ewaporaty PZ4a tworzą pięć poziomów: najstarszy to regionalnie cienki (1,0 m) poziom anhydrytu pegmatytowego dolnego ($A4a_1$), przykryty najmłodszymi solami kamiennymi dolną ($Na4a_1$) i górną ($Na4a_2$), przedzielonymi anhydrytem pegmatytowym górnym ($A4a_2$). Najmłodszy poziom tworzy cienka warstwa (6 m) najmłodszej soli kamiennej górnej ilastej, stanowiącej naturalne stopniowe przejście do młodszego subcyklotemu.

U podstawy subcyklotemu PZ4b o miąższości 22,5 m występuje poziom skał terygenicznych – czerwony ił solny górny (T4b) dzielący się na część dolną ($T4b_1$) i górną ($T4b_2$), między którymi występuje sól rozdzielająca ($Na4b_1$) o małej miąższości – 1,5 m. Profil ewaporatów subcyklotemu PZ4b zamyka poziom najmłodszej soli kamiennej stropowej ($Na4b_2$).

Wszystkie poziomy subcyklotemów PZ4, nawet te o małych miąższościach, występują z zadziwiającą regularnością, w całej głębszej części basenu polskiego – różnią się jedynie miąższościami. Jedynymi wyjątkami są pozio-

my terygeniczne, które w centralnej, osiowej części basenu, przybierają postać naprzemianległych warstw iłowców i soli kamiennych – tworzą litofację zubrów.

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygenicznych, które tworzą formację rewalską (37,5 m), stanowiącą wiekowy odpowiednik najmłodszych subcyklotemów cechsztynu PZ4c, PZ4d i PZ4e występujących w centralnej części basenu polskiego.

Biostratygrafia

W ustaleniu wieku skał cechsztyńskich bardzo ważnym narzędziem jest palinologia. Na podstawie wyników badań opracowano schemat podziału palinologicznego i udowodniono górnopermski wiek cechsztynu, w tym jego najwyższych ogniw stratygraficznych (Wagner, 1994, 1997; Pajchlowa, Wagner, 2001). Badano głównie skały węglanowe i terygeniczne, w których znajdowano czasami niezbyt bogate zespoły miospor. Wiele analiz było negatywnych. Zwrócono uwagę na możliwość uzyskania dobrego materiału do badań z cechsztyńskich soli kamiennych. Prace nad nowymi metodami maceracji soli kamiennych przeprowadzono w laboratorium palinologicznym w Oddziale Górnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu. W wyniku licznych eksperymentów M. Jachowicz opracowała nowoczesną metodę maceracyjną soli kamiennych, która pozwoliła na uzyskanie dobrych wyników w postaci bogatego spektrum palinologicznego (Dybova-Jachowicz, 1997).

Tą metodą przebadano między innymi młodsze sole kamienne (Na3) i dolną część najmłodszych soli kamiennych $Na4a_1$ cechsztynu z profilu Gościno IG 1. Uzyskano bardzo dobre rezultaty w postaci bogatego spektrum palinologicznego a także znakomicie zachowane miospory.

W młodszych solach kamiennych (Na3) w profilu Gościno IG 1 znaleziono miospory od głębokości 2840,6 m do głębokości 2845,0 m. Z dwuworkowych ziaren pyłku występują: *Protohaploxypinus amplus* (Balme et Hennely) Hart, *Protohaploxypinus samoiloviczi* (Jansonius) Hart, *Limitisporites moersensis* (Grebe) Klaus, *Limitisporites parvus* Klaus, *Limitisporites latus* Leschik, *Strotersporites wilsoni* Klaus, *Striatoabietites rugosus* Jansonius.

Z indeksowego dla permu górnego rodzaju *Lueckisporites* występuje *Lueckisporites virkkiae* z przeważającą Normą Ac (Visscher, 1971), przy pojedynczym występowaniu Normy Bc. Z gruboprążkowanego rodzaju *Lunatisporites* występują gatunki *Lunatisporites labdacus* (Klaus) Fijałkowska i *Lunatisporites noviaulensis* (Leschik) Scheuring. Rodzaj *Vittatina* występuje wraz z gatunkami *Vittatina striata* (Luber et Waltz) Samoilovicz i *Vittatina constabilis* Wilson, rodzaj *Klausipollenites* z gatunkiem *Klausipollenites schaubergeri* (Potonié et Klaus) Jansonius, rodzaj *Falcisporites* z gatunkiem *Flacisporites zapfei* (Potonié et Klaus) Leschik. Z rodzaju *Jugasporites* znaleziono gatunek *Jugasporites delasaucei* (Potonié et Klaus) Leschik (Dybova-Jachowicz, 1997).

Zespół miosporowy znaleziony w najmłodszych solach kamiennych należy do III zespołu miosporowego, który występuje w osadach cyklotemu PZ3.

W solach kamiennych cyklotemu PZ4a, w dolnej części najmłodszych soli kamiennych $Na4a_1$, na głębokości od 2812,5 do 2825,5 m znaleziono bogaty zespół miosporowy.

Lueckisporites virkkiae (Potonié et Klaus) Jansonius, Norma Aa, *Lueckisporites virkkiae* (Potonié et Klaus) Jansonius, Norma Ab, *Lueckisporites virkkiae* (Potonié et Klaus) Jansonius, Norma Ac, *Lueckisporites virkkiae* (Potonié et Klaus) Jansonius, Norma Bc, *Guttulapollenites* sp. Goubin, Norma C, *Falzisporites zapfei* (Potonié et Klaus) Jansonius, *Klausipollenites schaubergeri* (Potonié et Klaus) Janosnius, *Jugasporites delasaucei* (Potonié et Klaus) Leschik, *Platysaccus leschiki* Hart, *Lunatisporites noviaulensis* (Leschik) Scheuring, *Lunatisporites labdacus* (Klaus) Fijałkowska, *Vitreisporites koeningswaldi* Jansonius, *Jugasporites* cf. *delasaucei* (Potonié et Klaus) Leschik, *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska, *Gnetaceaepollenites paenesaccatus* Janosnius, *Protohaploxypinus chaloneri* Clark, *Illinites purus* Leschik, *Striatites rugosus* Jansonius, *Vittatina constabilis* Wilson, *Cordaitina uralensis* (Luber) Hart, *Cahemiasaccites ovatus* Bore et Kar, *Limitisporites parvus* Klaus, *Strotersporites* sp., *Disaccites* sp., *Jugasporites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Chordasporites* sp. (Dybova-Jachowicz, 1997).

Indeksowy rodzaj dla permu górnego *Lueckisporites* jest zastąpiony palynodemem *Lueckisporites virkkiae*. Najmniej liczna jest Norma Na i Norma Ab, liczniej występuje Norma Ac i Norma Bc. Po raz pierwszy w soli Na4a pojawia się rodzaj *Guttulapollenites* – Norma C. W solach kamiennych subcyklotemu PZ4a stwierdzono także pierwsze, pojedyncze występowanie elementów flory triasowej. Są to gatunki *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska i *Gnetacaepollenites paenesaccatus* Jansonius.

Ten zespół miosporowy należy do IV zespołu miosporowego występującego w subcyklotemach PZ4a i PZ4b oraz na obszarze litofacji zubrowej w ogniwie złotowskim tworzącym najniższy poziom subcyklotemu PZ4c. Ponadto zespół ten stwierdzono na południowo-wschodnim obrzeżeniu basenu solnego, w utworach stropowej serii terygenicznej (PZt), w profilu z otworu Piotrków Trybunalski IG 1. Występuje on w dolnej części tej serii na salinarnych osadach subcyklotemu PZ4a, stanowiąc odpowiednik wiekowy subcyklotemu PZ4b (Wagner, 1994, 2007).

W profilu najmłodszych soli kamiennych $Na4a_1$ stwierdzono interesujące zjawisko występowania ziaren pyłków w tych samych próbkach w dwóch różnych facjach kolorystycznych TAI. Pierwsza z nich w skali TAI odpowiada 2+ do 2/3,2. Druga facja odpowiada w skali TAI od 3+ do 4.

Kerogen odpowiadający stopniowi dojrzałości od 2+ do 2/3 jest charakterystyczny dla bardzo dobrze zachowanych ziaren pyłku i tkanek (brak korozji, egzemplarze zachowane w całości bez uszkodzenia egzyny ziaren pyłku). Facja druga w skali TAI 3,5 do 4 reprezentuje ziarna pyłku i tkanki bardzo uszkodzone mechanicznie. Znajdujemy pojedyncze, pourywane worki powietrza, brak ciałek centralnych lub same ciałka centralne.

Obecność pierwszej, jasnej facji wskazuje na dostarczenie materii drogą powietrzną z niewielkich odległości. Uszkodzenia mechaniczne ziaren pyłku z drugiej facji wska-

zują na dłuższy, prawdopodobnie rzeczny transport materiału, częściowo utlenionego już bezpośrednio na lądzie i mocno uszkodzonego w czasie transportu. Jest to istotna informacja dowodząca istnieniu transportu osadów z otaczających lądów (Dybova-Jachowicz, 1997).

Badania palinologiczne dostarczyły także istotnych informacji dotyczących klimatu.

Zdecydowanie przeważają ziarna pyłku roślin zbliżonych do szpilkowych wywodzących się od karbońskich kordaitów. Są one w solach reprezentowane przez rodzaj *Cordaitina* z gatunkiem *Cordaitina uralensis.*

Ziarna pyłku indeksowego rodzaju *Lueckisporites*, które są w solach bardzo licznie reprezentowane we wszystkich stadiach ewolucyjnych opisanych po raz pierwszy przez Visschera w 1971 r. jako palynodem, należą do roślin szpilkowych, reprezentujących gatunek *Ulmania broni* Göpert. Do szpilkowej rośliny *Ulmania frumentaria* należy rodzaj *Jugasporites.* Ziarna pyłku z rodzaju *Klausipolenites* i *Falcisporites* są związane z *Pseudowoltzia libeliana*. Duża grupa znalezionych prążkowanych i drobnożebrowanych ziarn pyłku należy do szpilkowych *Coniferopsida*. Są to drzewa z rodziny Lebachiaceae (najbardziej zbliżonych do kordaitów) i Woltsiaceae. Występują także nieliczne wilgotnolubne paprocie nasienne. Są one reprezentowane przez rodzaj *Protohaploxypinus*, przypisywane przez Meyena do *Arberiella vulgaris* (Glossopteridales). *Glosspopteris* jest z rodzaju paproci nasiennych (Dybova-Jachowicz, 1997).

Ogólnie występuje flora kserofilna – sucholubna, prawie nie ma przedstawicieli flory hydrofilnej – wilgotnolubnej (skrzypy i widłaki). Badania potwierdzają przewagę klimatu gorącego i suchego, z okresowymi zwilgotnieniami w późnym cechsztynie.

Paleogeografia cechsztynu

Profil osadów cechsztynu rozpoznany otworem wiertniczym Gościno IG 1 był usytuowany na pograniczu płytszej i głębszej części polskiego basenu cechsztyńskiego, na jego północno-wschodnim skrzydle. W kierunku NNW rozpościerała się zatoka pomorska, wcinająca się głęboko w ląd południowo-bałtycki, mający charakter pustynny. Obramowanie basenu od NE stanowiło w najstarszym cechsztynie wyniesienie kaszubskie z łańcuchem wysp pomorskich, które przekształciły się później w półwysep pomorski. Na południe od omawianego profilu rozciągał się centralny basen sedymentacyjny, w którym osady cechsztynu osiągnęły 1500 m miąższości, głównie soli kamiennych (Wagner, 1994). Takie położenie paleogeograficzne wpłynęło na ukształtowanie litofacji i miąższości cechsztynu w omawianym profilu.

Utwory cechsztynu zostały osadzone w trzech cyklotemach węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 i niekompletnym cyklotemie terygeniczno-ewaporatowym PZ4, zbudowanym z dwóch subcyklotemów PZ4a i PZ4b.

Cyklotem 1 (PZ1)

Brak rdzeni dokumentujących kontakt utworów cechsztynu i dewonu uniemożliwia dokładną rekonstrukcję wydarzeń transgresywnych. Można je z pewnym przybliżeniem opisać na podstawie informacji z zapisów geofizyki otworowej i ogólnej wiedzy regionalnej.

Transgresja morza cechsztyńskiego wkroczyła na starsze podłoże o ukształtowanym reliefie w wyniku długotrwałych procesów erozyjnych trwających zapewne od późnego karbonu do wczesnego i środkowego permu. Erozja dotarła aż do osadów dewonu. Zostały usunięte utwory najwyższego famenu, karbonu, głównie dolnego i być może fragmenty permu dolnego.

Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na wapieniach dewonu (famenu). Brak utworów czerwonego spągowca wskazuje na istnienie w tym rejonie obszaru wypiętrzonego, bezpośrednio przed transgresją. Nie wiemy czy występują tu zlepieńce transgresywne ale brak łupka miedzionośnego (T1) potwierdza tezę o wypiętrzeniu obszaru. Mała miąższość wapienia cechsztyńskiego (Ca1), zaledwie 2 m, sugeruje istnienie profilu skondensowanego, charakterystycznego dla północnej części monokliny przedsudeckiej w rejonie wyniesienia wolsztyńskiego, co wskazuje także na istnienie w podłożu bloku wypiętrzonego. Kolejnym dowodem potwierdzającym tę tezę jest rozwój anhydrytu dolnego (A1d), którego duża miąższość (193 m) i wykształcenie facjalne wskazują na rozwój struktury sedymentacyjnej typu wału anhydrytowego, powstającego na wypiętrzonych elementach podłoża. Najstarsza sól kamienna (Na1) ma tu zaledwie 24 m miąższości. Poza obszarami wałów anhydrytowych, w strefach płytkowodnych, sól kamienna wypełniała obniżenia utworzone w wyniku zróżnicowanej sedymentacji anhydrytu dolnego. Powstawały lokalne baseny solne w których miąższość najstarszej soli kamiennej osiągała do 300 m. W początkowej fazie sedymentacji baseny te miały najczęściej ze sobą połączenia, które później zostały przerwane lub znacznie ograniczone z powodu ewaporacyjnego obniżenia poziomu wód w basenie. Ograniczające je bariery anhydrytowe spełniały rolę pułapek chemicznych, które uniemożliwiały odpływ ciężkich, nasyconych solanek. Pod koniec sedymentacji Na1 powstał system izolowanych lagun i panwi solnych.

Wał anhydrytowy Gościna tworzył strukturę o rozciągłości prawie równoleżnikowej, ekranował od południa basen solny Ustronia Morskiego o miąższościach najstarszej soli kamiennej dochodzących do 200 m (Wagner, 1987, 1994).

Anhydryt górny (A1g), będący produktem nowej ingresji morskiej, osiąga w profilu Gościno IG 1 zaledwie 9,5 m. Małe miąższości tego poziomu są charakterystyczne dla płytszej części basenu ewaporatowego PZ1.

Podsumowując, najstarszy cechsztyn w rejonie Gościna utworzył się na progu strukturalnym podłoża, zachowując przez cały czas swojego rozwoju płytkowodny reżim sedymentacji.

Cyklotem 2 (PZ2)

Dolomit główny powstał w wyniku ingresji świeżych wód morskich, która przerwała sedymentację ewaporatów cyklotemu PZ1 i spowodowała nawrót sedymentacji węglanowej, (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, stopniowo rozrzedzała stężenie soli w wodach basenu cechsztyńskiego i podnosiła ich poziom. W wyniku tych procesów powstał początkowo anhydryt górny (A1g), zaliczany do cyklotemu PZ1, a następnie osady węglanowe dolomitu głównego (Ca2). Z tego powodu obserwuje się na granicy dolomitu głównego z niżej leżącym anhydrytem górnym cyklotemu PZ1 kontakty przejściowe w strefie basenowej, natomiast ostre na stoku platformy węglanowej, a często również na samej platformie. Zasięg basenu dolomitu głównego był jednak znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1, przeciętnie o 15–30 km. Duże zmiany w ukształtowaniu linii brzegowej nastąpiły na zachodnim odcinku lądu południowo-bałtyckiego, gdzie wyłonił się rozległy półwysep Kaszubski na miejsce niewielkiego półwyspu Jamna, mielizny słupskiej i części wysp pomorskich (Dadlez i in., 1998). Lądy otaczające basen dolomitu głównego od północy i wschodu były w znacznym stopniu speneplenizowane. Klimat był tu ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga.

Sedymentacja osadów dolomitu głównego miała ogólnie charakter transgresywno-regresywny, ale w poszczególnych częściach basenu model ten ulegał istotnym zmianom i należy go rozpatrywać oddzielnie, w zależności od paleogeografii. Paleogeografia dolomitu głównego była ściśle powiązana z rozwojem bezpośredniego podłoża czyli anhydrytu górnego cyklotemu PZ1. Rozwój platform anhydrytowych anhydrytu górnego decydował o szerokości i pochyleniu stoków platformy węglanowej dolomitu głównego a strefa basenowa cyklotemu PZ1 kontynuowała się w dolomicie głównym. Na Pomorzu Zachodnim w dolomicie głównym utworzyły się dwie platformy węglanowe: na zachodzie platforma Kamienia Pomorskiego na wschodzie platforma pomorska rozdzielone dużą, głęboko wciętą między platformy, zatoką rewalską (Wagner, 1994, 2012; Dadlez i in., 1998).

W obrazie paleogeograficznym dolomitu głównego wyróżniono trzy główne strefy (Wagner, 1994; 2012; Dadlez i in., 1998; Wagner i in., 2000), którym odpowiadają odrębne systemy depozycyjne:

- równia basenowa,
- stoki platform węglanowych,
- platformy węglanowe.

Na podstawie badań rdzeni wiertniczych, opracowano model depozycji osadów dolomitu głównego (Jaworowski, Mikołajewski, 2007). Ilustruje on relacje przestrzenne środowisk depozycyjnych w czasie maksymalnego rozwoju sedymentacji podczas wysokiego stanu poziomu morza. Fragment (w rejonie Gościna) przestrzennego układu tych systemów depozycyjnych wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższością przedstawiono na mapie paleogeograficznej dolomitu głównego (Wagner, 2012) (fig. 11). Profil Gościno IG 1 jest zlokalizowany w północno-zachodniej części węglanowej platformy pomorskiej obrzeżającej od wschodu zatokę rewalską, na pograniczu łagodnego stoku platformy i niskoenergetycznej hydrodynamicznie równi platformowej. Kontakt z anhydrytem górnym (A1g), świadczy prawdopodobnie o krótkotrwałej przerwie w sedymentacji, pomiędzy anhydrytami i węglanami. Najstarsze, transgresywne, osady dolomitu głównego tworzyły sie w warunkach płytkowodnych w aktywnym hydrodynamicznie środowisku sedymentacji (pakstony) (Wichrowska, 2014 – ten tom). Szybko jednak nastąpiło pogłębienie zbiornika i zaczęły się osadzać muły węglanowe (madstony), które wypełniają prawie cały profil Ca2. Zwraca uwagę duży udział biolamin pochodzenia mikrobialnego, nie tworzących jednak zwartych poziomów mat mikrobialnych. Występują liczne, zwęglone odciski glonów, na powierzchniach ławic, pochodzące z glonów bentonicznych, porastających dno morskie w postaci podwodnych łąk. Środowisko sedymentacji było spokojne, poniżej podstawy falowania, poddawane działalności słabych prądów podwodnych. W najwyższej części profilu pojawiają się cienkie przewarstwienia pakstonów ooidowo-onkolitowych, zrzucanych do basenu z pobliskiej bariery, rozbudowanej na zachód od rejonu Gościna. Miąższość dolomitu głównego osiągnęła 37,5 m.

W obrazie paleogeograficznym tej części równi platformowej, przy kontakcie z zatoką rewalską, przeważają niskoenergetyczne środowiska sedymentacji (fig. 11). Równia platformowa przechodzi stopniowo w łagodny stok platformy i następnie w równię basenową zatoki. Jest to rzadko spotykana sekwencja osadów w basenie dolomitu głównego (Wagner i in., 2000).

Osady węglanowe dolomitu głównego zostały przykryte przez osady siarczanowe anhydrytu podstawowego (A2) w miarę postępującego wzrostu zasolenia wód w basenie. Anhydryt podstawowy ma małą miąższość i płytkowodny zestaw struktur sedymentacyjnych. Stosunkowo szybko doszło do sedymentacji starszych soli kamiennych (Na2), także niezbyt dużych miąższości (65 m), w środowisku płytkowodnym. Cykl sedymentacji soli kamiennych został zakończony solami z domieszką ziaren sylwinitu, tworzących szczątkowy poziom starszych soli potasowych (K2) miąższości zaledwie 1 m. Sole potasowe tworzyły się w płytkowodnych salinach.

Sedymentację ewaporatów cyklotemu PZ2 kończą cienkie poziomy starszych soli kamiennych kryjących (Na2r) 2,5 m miąższości oraz anhydrytu kryjącego (A2r) o miąższości 2,5 m. Osady te tworzyły się w środowiskach płytkowodnych a ich zasięgi pokrywają się ze starszą solą kamienną.

W końcowym etapie rozwoju basenu cyklotemu PZ2 w całym zbiorniku zapanowały warunki skrajnie płytkowodne. Centralny basen sedymentacyjny został wypełniony osadami soli kamiennych i potasowych. Przybrzeżne części platform węglanowych zostały odsłonięte i trwała tu niezbyt intensywna sedymentacja terygeniczna, ponieważ panował w tym czasie skrajnie suchy klimat.

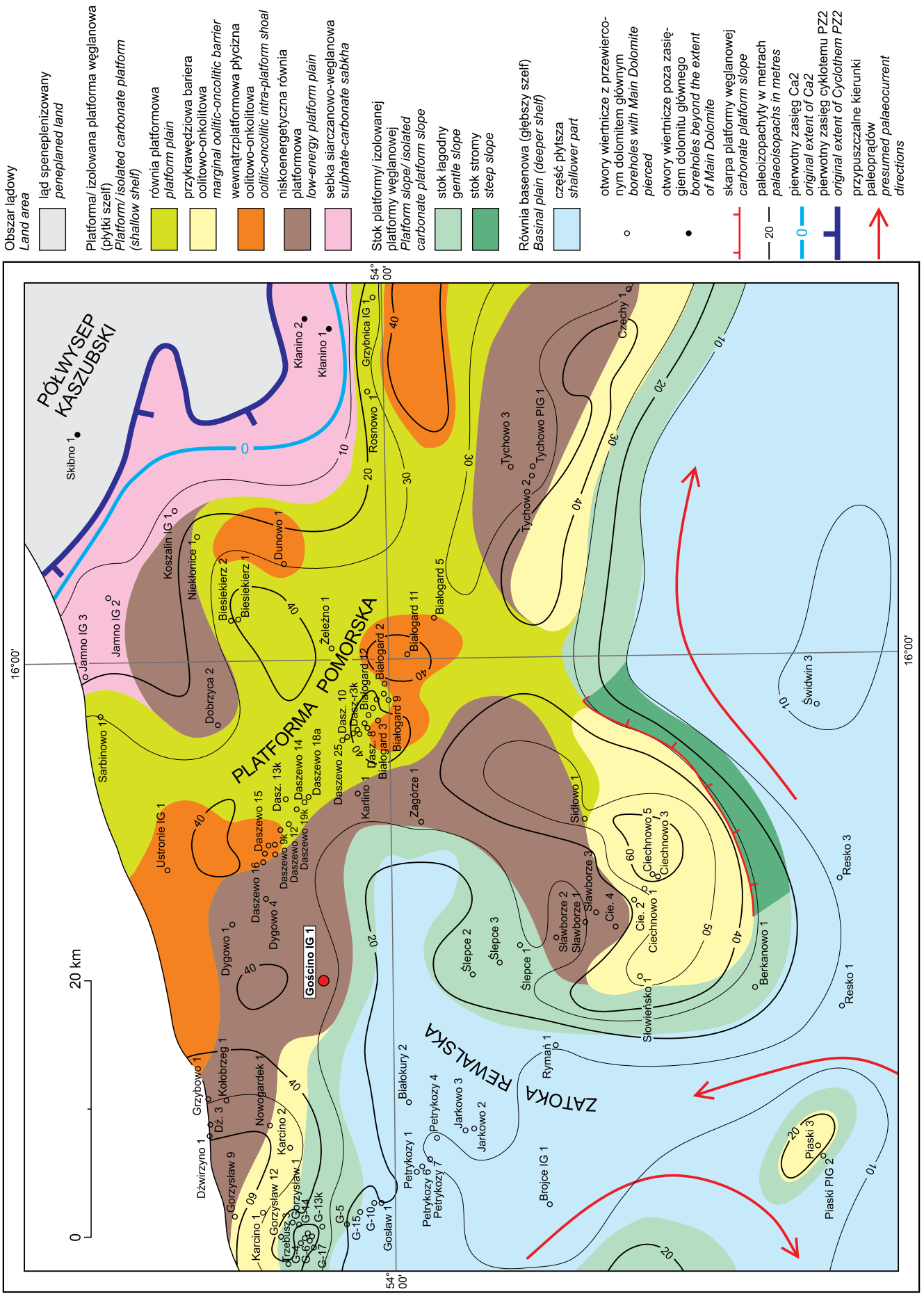

Obszar lądowy
Land area
ląd spenepleniżowany
peneplaned land
Platforma/ izolowana platforma węglanowa (płytki szelf)
Platform/ isolated carbonate platform (shallow shelf)
równia platformowa
platform plain
przykrawędziowa bariera oolitowo-onkolitowa
marginal oolitic-oncolitic barrier
wewnątrzplatformowa płycizna oolitowo-onkolitowa
oolitic-oncolitic intra-platform shoal
niskoenergetyczna równia platformowa
low-energy platform plain
sebka siarczanowo-węglanowa
sulphate-carbonate sabkha
Stok platformy/ izolowanej platformy węglanowej
Platform slope/ isolated carbonate platform slope
stok łagodny
gentle slope
stok stromy
steep slope
Równia basenowa (głębszy szelf)
Basinal plain (deeper shelf)
część płytsza
shallower part
otwory wiertnicze z przewierconym dolomitem głównym
boreholes with Main Dolomite pierced
otwory wiertnicze poza zasięgiem dolomitu głównego
boreholes beyond the extent of Main Dolomite
skarpa platformy węglanowej
carbonate platform slope
paleoizopachyty w metrach
palaeoisopachs in metres
pierwotny zasięg Ca2
original extent of Ca2
pierwotny zasięg cyklotemu PZ2
original extent of Cyclothem PZ2
przypuszczalne kierunki paleoprądów
presumed palaeocurrent directions
PÓŁWYSEP KASZUBSKI
PLATFORMA POMORSKA
ZATOKA REWALSKA
Gościno IG 1
16°00'
54° 00'
0
20 km

Fig. 11. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce (Wagner, 2012) – fragment

Palaeogeographical map of the Main Dolomite (Ca2) in Poland (Wagner, 2012) – part

←

Cyklotem 3 (PZ3)

Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedymentację cyklotemu PZ3. Nastąpiło znaczne zwiększenie zasięgu morza w stosunku do cyklotemu PZ2. Pod wodą znalazł się półwysep kaszubski. Osady cyklotemu PZ2 wyrównały większość deniwelacji dna morskiego tak, że powstał wyrównany, dość regularny rozkład facji i miąższości w cyklotemie PZ3.

Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczął się serią osadów terygenicznych szarego iłu solnego (T3), niewielkiej 0,5 m miąższości. Kontakt T3 z A2r ma wyraźny charakter erozyjny, świadczący o przerwie sedymentacyjnej między tymi poziomami. Ponad T3 rozpoczęła się sedymentacja osadów węglanowych dolomitu płytowego (Ca3). Platforma węglanowa dolomitu płytowego miała przekraczający zasięg w stosunku do platformy dolomitu głównego.

W profilu z Gościna dolomit płytowy ma 17,0 m miąższości i jest wykształcony w postaci madstonów, laminowanych i nielaminowanych z wkładkami wakstonów biodetrytycznych (Wichrowska, 2014 – ten tom). Występuje liczna, nieregularna biolaminacja, a ponadto na powierzchniach ławic są widoczne liczne odciski zwęglonych glonów, które pierwotnie zasiedlały dno morskie, tworząc podwodne łąki. Środowisko sedymentacji było spokojne, o niskiej energii hydrodynamicznej, poniżej powierzchni falowania. Sytuacja paleogeograficzna i występowanie warstwowania frakcjonalnego pozwala lokalizować ten profil na łagodnym stoku platformy węglanowej.

Ewaporatowy etap rozwoju cyklotemu PZ3 rozpoczyna sedymentacja anhydrytów z poziomu anhydrytu głównego (A3), o pokaźnej, 47 m miąższości, typowej dla tych osadów. Młodsza sól kamienna ma przeciętną miąższość 52,5 m dla tej strefy. W najwyższej części pojawia się bardzo cienka, zaledwie 0,5 m warstwa soli kamiennej ilastej (Na3t), znacząca zmiany klimatyczne idące w kierunku wilgotnienia klimatu.

Cyklotem 4 (PZ4)

Pod koniec sedymentacji cyklotemu PZ3, kończącego epokę cyklotemów węglanowo-ewaporatowych, nastąpiły poważne zmiany reżimu sedymentacyjnego i ukształtowania basenu. Zmienił się klimat z dotychczas suchego, na bardziej wilgotny z tendencją w kierunku narastającej wilgotności. W cyklotemie PZ4 miały miejsce oscylacje okresów wilgotnych i suchych, które przy malejącym połączeniu z morzem późnego permu stały się główną przyczyną cykliczności sedymentacji w basenie cechsztyńskim. W sedymentacji osadów cechsztynu nastąpiła ogromna zmiana. Zanikły całkowicie skały węglanowe. Utworzył się zupełnie odmienny typ cyklów terygeniczno-ewaporatowych. W okresach wilgotnych powstawały skały terygeniczne, w suchych ewaporaty, głównie sole kamienne z minimalnym udziałem anhydrytów (Wagner, Peryt, 1998).

Nastąpiło znaczne zmniejszanie się zasięgu litofacji ewaporatowych, postępujące w czasie, tzn. każdy młodszy subcyklotem miał mniejszy zasięg ewaporatów (Dadlez i in., 1998).

Subcyklotem 4a (PZ4a)

Osady subcyklotemu PZ4a mają najszerszy zasięg ewaporatów spośród subcyklotemów PZ4, przekraczający na północy dzisiejszą linię brzegową Bałtyku. Od strony NE zasięg ewaporatów pokrywał się z przebiegiem wgłębnych rozłamów Teissere'a-Tornquista w strefie Koszalina–Chojnic (Wagner, 1987). W porównaniu do zasięgu cyklotemu PZ3, nastąpiła bardzo znacząca regresja.

U podstawy subcyklotemu PZ4a występują czerwone, brunatne, miejscami jasnoszare iłowce i mułowce, w części środkowej piaszczyste, zawierające w dolnej części liczne automorficzne krzyształy czerwonej soli kamiennej. Jest to poziom czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), utworzony w okresie zwilgotnienia klimatu. Materiał terygeniczny był transportowany z otaczających lądów, głównie z kierunku północnego. W okresie suchym rozpoczęła sie sedymentacja ewaporatów, początkowo cienkiego (1,0 m) anhydrytu pegmatytowego dolnego ($A4a_1$) a następnie kompleksu najmłodszej soli kamiennej (Na4a), przedzielonej w środkowej części anhydrytem pegmatytowym górnym ($A4a_2$), o miąższości łącznej 46 m. Dolny kontakt $A4a_2$ z $Na4a_1$ jest wyraźnie erozyjny, sugeruje przerwę w sedymentacji. Badania zawartości bromu w halitach wykazały, że sole te powstały z wód morskich. (Wagner, 1987). W najwyższej części kompleksu soli najmłodszych pojawiła się czerwona substancja ilasta w postaci drobnych wpryśnięć i nieregularnych przerostów iłowców i mułowców, sygnalizująca kolejne zwilgotnienie klimatu. Jest to poziom najmłodszej soli kamiennej ilastej ($Na4a_2t$) o miąższości 6,0 m.

Subcyklotem PZ4b

Zasięg ewaporatów PZ4b jest nieco mniejszy niż PZ4a, zarówno od północy, jak i od północnego wschodu.

Kolejne silne zwilgotnienie klimatu przerwało osadzanie ewaporatów i spowodowało nawrót sedymentacji terygenicznej czerwonego iłu solnego górnego (T4b). Poziom ten jest dwudzielny $T4b_1$ i $T4b_2$ przedzielony cienką warstwą zailonej soli rozdzielającej ($Na4b_1$), co świadczy o oscylacyjnym charakterze zmian klimatycznych. Dolna część czerwonego iłu solnego górnego ($T4b_1$) jest zbudowana z mułowców czerwonych i drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, natomiast górna część wyłącznie z czerwonych iłowców z kryształami czerwonej soli kamiennej. Świadczy to bardziej intensywnym transporcie materiału terygenicznego dolnej części, jako produkcie okresowych strumieni. Górna część powstała w zawiesiny najdrobniejszego materiału terygenicznego.

Powrót klimatu suchego spowodował przerwanie transportu materiału terygenicznego do basenu i nawrót sedy-

mentacji ewaporatów. W tym czasie utworzyła się najmłodsza sól kamienna stropowa ($Na4b_2$), bardzo czysta, bez domieszek ilastych. Badania zawartości bromu w tych solach wykazały, że powstały one z wód morskich.

Sekwencja subcyklotemu Pz4b kończy się cienką warstwą (0,3 m) anhydrytu.

Formacja rewalska

Utwory cechsztynu w profilu Gościna kończą się osadami terygenicznymi – iłowcami i mułowcami o miąższości 37,5 m. Brak rdzenia z wyjątkiem kilku metrów nad ewaporatami nie pozwala na określenie środowiska sedymentacji. Tym niemniej znajomość regionalna tej formacji na Pomorzu Zachodnim (Szyperko-Śliwczyńska, 1980) oraz jej odpowiedników w innych częściach basenu cechsztyńskiego (stropowa seria terygeniczna – PZt) (Wagner, 1994), badania sedymentologiczne (Pieńkowski, 1989, 1991) i palynologiczne (Wagner 1994, 1997; Dybova-Jachowicz, 1997; Pajchlowa, Wagner, 2001) pozwoliły na sprecyzowanie środowisk sedymentacji i określenie górnopermskiego wieku tej formacji.

Utwory formacji rewalskiej tworzyły się w środowiskach plaji w centralnej części basenu i przechodziły ku peryferiom w środowiska sebki i fluwialne. Są one odpowiednikami facji terygeniczno-ewaporatowych subcyklotemów PZ4c, PZ4d i PZ4e. W miarę kurczenia się basenu ewaporatowego, następowała progradacja osadów terygenicznych ku centrum basenu.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA MIKROFACJALNA, ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI ORAZ DIAGENEZA UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO I DOLOMITU PŁYTOWEGO

Wstęp

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej i diagenetycznej osadów węglanowych dolomitu głównego i dolomitu płytowego w otworze Gościno IG 1 stanowiły makroskopowe obserwacje rdzeni, opisy rdzeni (Wagner, 2014 – ten tom), a przede wszystkim badania petrograficzne płytek cienkich w świetle przechodzącym i odbitym w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym.

W pracy podano charakterystykę mikrofacjalną badanych osadów, środowisko sedymentacji, w którym te osady powstawały oraz rodzaje procesów diagenetycznych. Wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono w części tekstowej oraz na profilach mikrofacjalnych (fig.12A – profil Ca2, fig. 12B – profil Ca3). Korzystano z danych z literatury zawierającej zarówno prace publikowane (Czajor, Wagner, 1974), jak i opracowania archiwalne (Czapowski i in., 1995; Czajor, 1974; Czajor – materiały robocze, niepublikowane).

Odmiany mikrofacjalne skał węglanowych sklasyfikowano według wydzieleń Dunhama, wykorzystując również propozycję polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych (Narkiewicz, Śnieżek, 1981). Uwzględniono również klasyfikację skał węglanowych Wrighta (1992), która podkreśla rolę diagenezy w tworzeniu określonej struktury skał. Struktury skał węglanowych wyróżnione w klasyfikacji Wrighta są wynikiem połączenia trzech czynników: warunków depozycji, procesów biogenicznych i diagenezy.

Dolomit główny (Ca2)

Osady węglanowe dolomitu głównego w profilu Gościno IG 1 mają 34,9 m miąższości i występują na głębokości 3041,8–3076,7 m (fig.12A). Kontakt dolomitu głównego z leżącym niżej anhydrytem górnym (A1g) jest ostry, o nierównej falistej powierzchni (Wagner, 2014 – ten tom). Kontakt dolomitu głównego z leżącym wyżej anhydrytem podstawowym (A2) nie jest zachowany (rdzeń w okruchach).

Dolomit główny jest reprezentowany przez:

- masywne, często zrekrystalizowane madstony, ze smugami i laminami substancji ilastej i materiału detrytycznego, a także z licznymi pasemkami i laminami mikrobialnymi, co miejscami stwarza wrażenie biolaminitu i/lub biolaminoidu (źle wykształcona laminacja ilasto-węglista i cyjanobakteryjna o charakterze smużystym);
- wakstony i pakstony ziarniste, które lokalnie mają charakter muszlowców.

Mikrofacje

W dolnych partiach profilu, na głębokości 3075,2–3076,7 m, występują zrekrystalizowane pakstony ziarniste. Elementami ziarnistymi są bliżej nieokreślone formy bułowate, o nieregularnym kształcie, zazębiające się, często skompaktowane (fig. 13A). Większość tych ziaren uległa częściowej homogenizacji na skutek aktywnej działalności endolitycznej, prawdopodobnie cyjanobakterii. Ziarna te przypominają pokruszone (zdezintegrowane), przemieszczone i obleczone fragmenty sfosylizowanych bentonicznych glonów (fig. 13A).

Powyżej, na głębokości 3068,4–3075,2 m, występuje cienka warstwa zrekrystalizowanego osadu (prawdopodobnie pakstonu ziarnistego, jak opisany powyżej). Skała ma charakter zwięzłych drobnokrystalicznych dolomitów o budowie agregatowej. Wokół agregatów o nieregularnych kształtach są widoczne smugi ilaste i bitumiczne. Wydaje się, że są to pseudomorfozy po bioklastach ?glonowych, które zostały wypełnione drobnokrystalicznym cementem

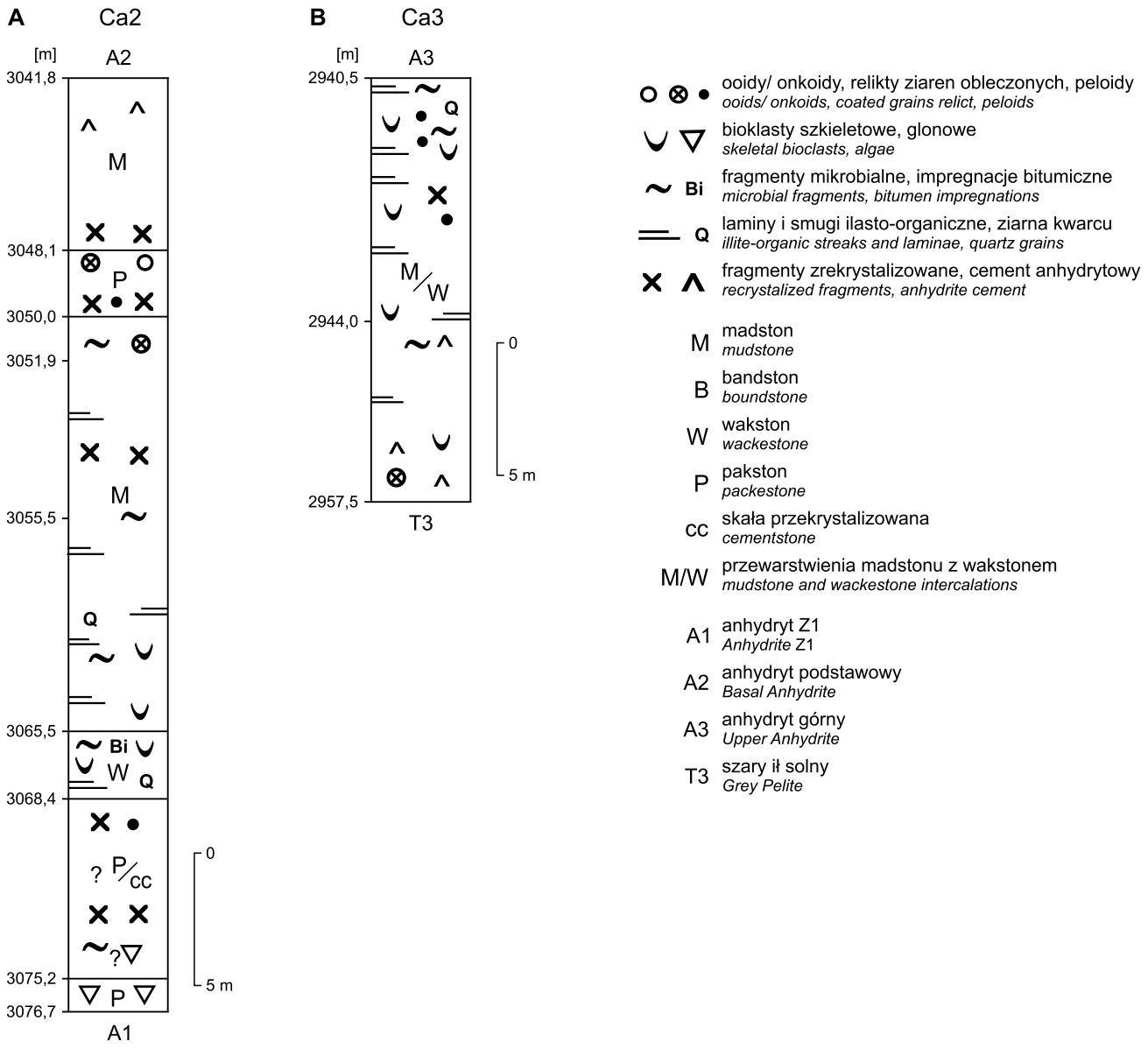


Fig. 12. Profil mikrofacjalny utworów dolomitu głównego – Ca2 (A) i dolomitu płytowego – Ca3 (B)

Microfacies profile deposits Main Dolomite – Ca2 (**A**) and Platy Dolimite – Ca3 (**B**)

dolomitowym i anhydrytowym lub po rozpuszczeniu pozostały puste.

W interwale głębokości 3065,5–3068,4 m występują wakstony ziarniste z przewagą bioklastów (miejscami tylko występują muszlowce złożone z fragmentów małżów, reprezentujących głównie odmiany cienkoskorupowe), wzbogacone w materiał terygeniczny (ziarna kwarcu o wielkości Ø 0,05 mm), zrekrystalizowane i wypełnione sparytowym cementem dolomitowym (Ø 10–40 μm). Tło skalne stanowi mikrosparyt i sparyt dolomitowy (Ø 10–20 μm). W tle skalnym są liczne impregnacje węglistych pasemek po sfosylityzowanych nitkowatych i ?kokoidalnych komórkach cyjanobakterii, często zabarwionych brunatną substancją bitumiczną. Tekstura kierunkowa równoległa, podkreślona rozmieszczeniem skorup małży i lamin ilastych.

Środkową część profilu (3050,0–3065,5 m) budują madstony. Na głębokości 3055,5–3065,5 m jest to osad przemiennie laminowany i smugowany materiałem:

- ilastym (smugi ilasto skupione w wiązkach, obrastające niezidentyfikowane formy agregatowe, być może ?poglonowe);
- marglistym, ilasto-kwarcowym;
- ziarnistym – wśród składników ziarnistych można wymienić ułożone równolegle do warstwowania skorupki małżów, zdolomityzowaną mikrofaunę reprezentowaną przez otwornice oraz ?bioklasty pozbawione mikrostruktury wewnętrznej prawdopodobnie pochodzenia mikrobialnego.

Szwy mikrostylolitowe rozwijają się wzdłuż lamin ilastych, czasami mają przebieg niezgodny z warstwowaniem

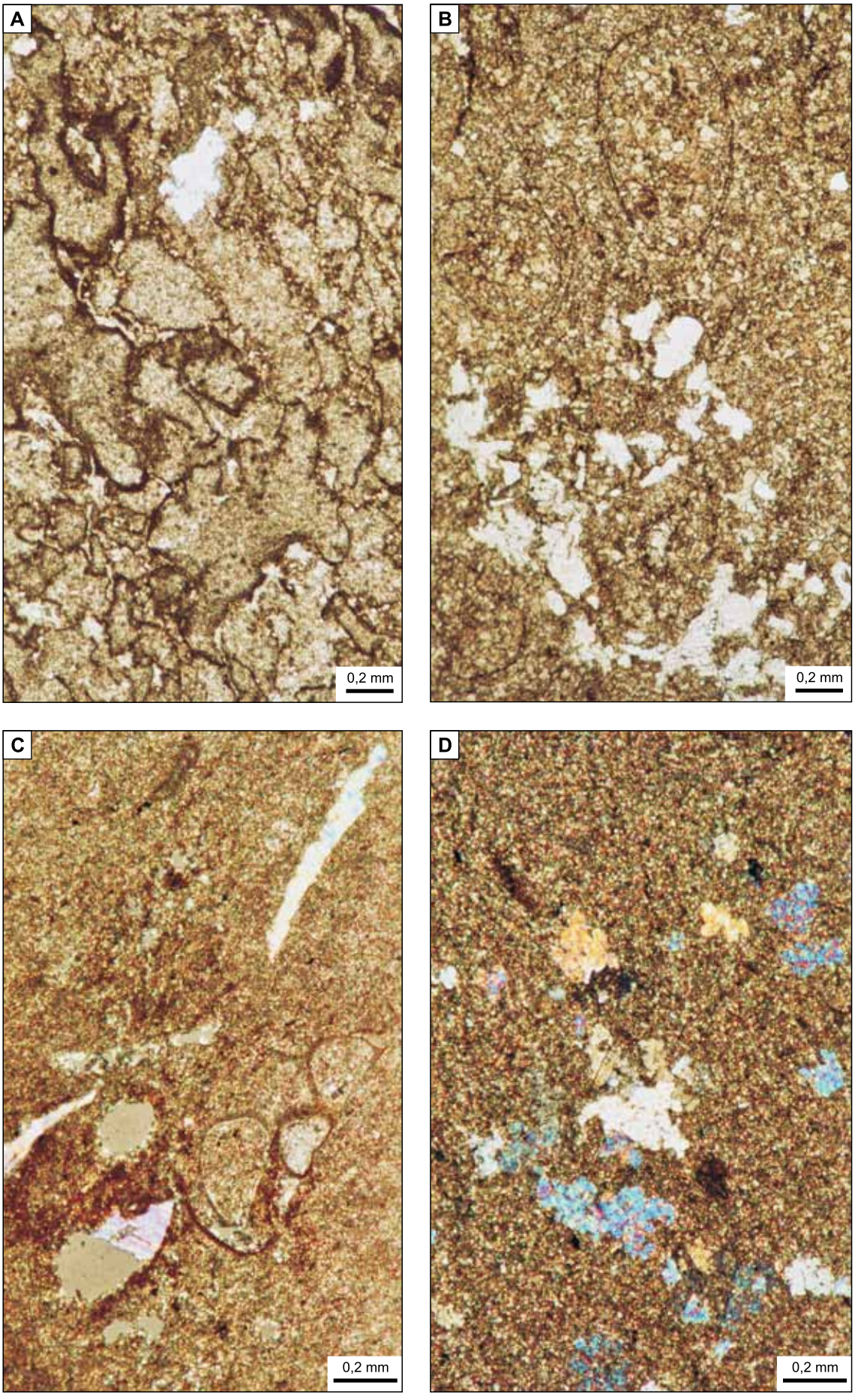

A
0,2 mm
B
0,2 mm
C
0,2 mm
D
0,2 mm

Fig. 13. A. Greinston organogeniczny, ziarnisty. Pokruszone, częściowo skompaktowane fragmenty grudek (?glonowych) o nieregularnych kształtach, postrzępionych lub falistych obrzeżach. Obrosty nitkowatych cyjanobakterii na obrzeżach ziaren. Białe plamy – anhydryt. Dolomit główny, głęb. 3076,6 m, PL. **B**. Zrekrystalizowany wakston/ ?pakston ooidowy. Pierwotna tekstura ziarnista uległa prawie całkowitemu zatarciu. Relikty ziarniste (?ooidy powierzchniowe) powleka cement mikrytowy. W tle skalnym i na obrzeżach ziaren są ciemne, węgliste skupienia nitkowatych i kokoidalnych cjanobakterii. Pory wypełnia cement węglanowy i anhydrytowy (białe plamy). Dolomit główny, głęb. 3048,3 m, PL. **C**. Wakston biodetrytyczny. Zmikrytyzowane i częściowo roztrawione ziarna węglanowe (?ooidy), wyraźne zarysy bioklastów (?małżoraczki, małże, otwornica). Na obrzeżach bioklastów ciemne powłoki mikrytowego cementu i węgliste agregaty (?otwornice płożące). W tle skalnym i we wnętrzu bioklastów obserwuje się cement węglanowy i anhydrytowy. Próżnie niezabudowane (pohalitowe) – szare barwy. Dolomit płytowy, głęb. 2945,6 m, XP. **D**. Madston/ ?wakston, kawernisty. W mikrosparytowy tle skalnym obserwuje się dolomitowo-węgliste skupienia peloidalne i towarzyszące im nodularne formy o nieregularnych kształtach, wewnątrz całkowicie rozpuszczone. Wnętrza próżni wypełnia anhydryt. Dolomit płytowy, głęb. 2957,3 m, XP

PL – bez analizatora, XP – nikole skrzyżowane

A. Organogenic-grainy greinston. Crushed and partly compacted fragments of clast (?algae) of irregular shapes with ragged or wavy margins. Cyanobacterial filaments grow around the grains. White spots – anhydrite. Main Dolomite, depth 3076.6 m, PL. **B**. Recristallized ooid wackestone/ ?packestone. Primary grainy structure is almost completely obliterated. Relict of the grains (?surficial ooids) are coated with micritic cement. Within groundmass and around the grains grow cyanobakterial coccoids and filaments. Pores are filled with carbonate and anhydrite cement (white spots). Main Dolomite, depth 3048.3 m, PL. **C**. Biodetritic wackestone. Micritized and partly dissolved carbonate grains (?ooids), distinctly visible outlines of bioclasts (?ostracoda, bivalve, foraminifera shell). Dark micritic cement and carbonic aggregates (sessile forams) ?overgrow bioclasts. Within groundmass and inside bioclasts carbonate and anhydrite cement are visible. Unfilled pores (after halite) – gray colour. Platy Dolomite, depth 2945.6 m, XP. **D**. Madstone?/ wackestone, cavernous. Within the microsparitic matrix, dark, peloidal concentrations, consisting of dolomitic and carbonic material are visible, accompanied with nodular forms of irregular shape completely dissolved inside. Voids are filled with anhydrite. Platy Dolomite, depth 2957.3 m, XP

PL – plane-polarized light, XP – crossed polars

i są wzbogacone w kwarc, idiomorficzny fluoryt (głęb. 3052,5 m), bituminy i minerały siarczanowe. Drobne spękania obserwowane w tym poziomie są również wypełnione anhydrytem (głęb. 3055,3 m). W interwale 3050,0–3055,5 m madston ma charakter skały zwięzłej, zbudowanej z mikrokrystalicznych i drobnokrystalicznych kryształów dolomitu (Ø 0,02–0,04 mm), w których obrębie pojawiają się nieciągłe smugi i pasemka ilasto-bitumiczne. Natomiast w górnym odcinku tej części profilu, na głębokości 3050,0–3051,9 m, jest widoczna budowa agregatowa – ziarnista (relikty po ?ziarnach obleczonych), wzbogacenie w ziarna kwarcu, smugi ilasto-bitumiczne (fig.12A).

Na głębokości 3048,1–3050,0 m występuje cienka warstwa (60 cm miąższości) pakstonu ooidowego (fig. 13B). Ooidy wielopowłokowe są w znacznym stopniu zrekrystalizowane, a dobrze zachowane powłoki wzbogacone w substancję ilastą. Przestrzenie międzyziarnowe są częściowo wypełnione anhydrytem, obecny jest również fluoryt (duże, tabliczkowate idiomorficzne osobniki). Kryształy dolomitu w tle skalnym mają rozmiary Ø 0,03–0,04 mm, kryształy dolomitu w obrębie ooidów są mniejsze (Ø 0,01–0,02 mm). W tle skalnym pojawiają się ciemne grudki peloidalne, sfosylizowane glony planktoniczne lub ich cysty (kuliste formy z plamką w środku) oraz agregaty o nieregularnych obrzeżach niewiadomego pochodzenia, roztrawione wewnętrznie i wypełnione cementem anhydrytowym (fig. 13B). Skała jest na ogół silnie zrekrystalizowana. Obecne tam szwy mikrostylolitowe o falistej amplitudzie są wypełnione substancją ilasto-węglistą, bituminami, ziarnami kwarcu i fluorytem.

W najwyższej części profilu (3041,8–3048,1 m) występuje mikroporowaty madston dolomitowo-marglisty ze szwami mikrostylolitowymi, wzbogaconymi w składniki terygeniczne, materiał ilasty, ilasto-organiczny i detrytyczny kwarc oraz liczne skupienia anhydrytowe, pocięte siecią drobnych spękań.

Środowisko sedymentacji

Analizowane osady dolomitu głównego (Ca2) to utwory mieszane, węglanowo-terygeniczne, które reprezentują przybrzeżne facje płytkiego zbiornika morskiego, charakteryzującego się stosunkowo łagodnym stokiem. Są to osady platformowe o dość jednolitym wykształceniu mikrofacjalnym, które początkowo osadzały się blisko brzegu zbiornika morskiego, później w nieco głębszej jego strefie.

W początkowym etapie transgresji (faza Ca2) w zbiorniku osadzały się płytkowodne facje spągowe (pakstony grudkowe i bioklastyczne, zbudowane z rozkruszonych szczątków ?glonów osiadłych, stosunkowo wcześnie zrekrystalizowanych i zmikrytyzowanych przez endolityczne mikroby – por. fig. 12A profil Ca2; fig. 13A), utworzone w aktywnym hydrodynamicznym środowisku poniżej lustra wody.

W miarę postępu transgresji nastąpiło pogłębienie zbiornika i spokojna depozycja osadów facji mułowo-węglanowej, które uległy wczesnej dolomityzacji, zidentyfikowanych w środkowej i górnej części profilu (fig. 12A profil Ca2). Udział elementów ziarnistych jest w tych osadach niewielki, za to pojawiają się liczne laminy margliste (węglanowo-kwarcowe), ilasto-organiczne (węgliste), laminy z pasemkami komponentów mikrobialnych (cyjanobakteryjnych) i z wydłużonymi agregatami o zatartej mikrostrukturze wewnętrznej wypełnionej cementem węglanowym i/lub anhydrytowym (być może o genezie ?mikrobialnej). Osady te powstawały w warunkach spokojnej sedymentacji, na obszarze płytkowodnym, do którego docierał materiał ilasty. Niewielkiej miąższości wkładka z ziarnami

(ooidy/ ?onkoidy), które wyróżniają się z tła skalnego cienką, zewnętrzna powłoką (fig. 12A profil Ca2; fig. 13B), wskazuje na okresowe zwiększenie aktywności hydrodynamicznej wód zbiornika.

Podsumowując, spokojna i monotonna sedymentacja osadów tzw. dolomitu głównego, reprezentowanych przez facje terygeniczno-węglanowe, okresowo była przerywana wzmożonym dopływem materiału ziarnistego (bioklasty, ooidy) do zbiornika morskiego. Równoległe tekstury kierunkowe, podkreślone przez ułożenie bioklastów, materiału terygenicznego, a także przez obecność lamin ilastych, prawdopodobnie były związane z działalnością okresowych prądów morskich o zmiennym nasileniu. Częste fluktuacje wód i zmienne nasilenie prądów, spowodowały zróżnicowany (ilościowo) dopływ materiału terygenicznego (głównie substancji ilastych i kwarcu frakcji pyłowej) oraz produktów przeobrażenia i rozkładu materii organicznej (sapropelowej i ?humusowej). Prawdopodobnie częsta wymiana wód, otwartych na wpływy bardziej natlenionej części zbiornika morskiego, spowodowała, że cementacja węglanowa nie mogła się swobodnie rozwijać, natomiast częste były procesy drążeniowe (endolityczne, bakteryjne i glonowe) i związane z tym powstawanie cementów mikrytowych. Obrosty i naskorupienia glonowo-cyjanobakteryjne miały dogodne warunki do rozwoju w obrębie wakstonów organodetrtycznych.

Diageneza

Największe znaczenie miały trzy procesy: rekrystalizacja (neomorfizm agradacyjny, często połączony z mikrytyzacją mechaniczną i biologiczną), dolomityzacja czyli zastępowanie przez dolomit luźnych mułów wapiennych (aragonitowych i/lub kalcytowych elementów biogenicznych i chemogenicznych oraz różnego rodzaju cementów kalcytowych, utworzonych w różnych stadiach diagenezy) oraz kompakcja (mechaniczna i chemiczna).

W mniejszym stopniu zaznaczyły się procesy rozpuszczania i cementacji.

Rekrystalizacja (w tym, przekształcenia polimorficzne aragonitu w kalcyt, modyfikacja kształtu i wielkości kryształów) doprowadziła do zmiany pierwotnego tła skalnego, a także większości elementów organogenicznych (szkieletowych i glonowych) i ziarnistych (ooidy, grudki i nieznanego pochodzenia agregaty). W większości osadów (madstonach, wakstonach/pakstonach i wapieniach organodetrytycznych), tło skalne ma dość jednolite wykształcenie, jest zbudowane z mikrosparu i/lub sparu dolomitowego (Ø 10–40 μm). Komponenty ziarniste mają powłoki zabudowane mikrosparem dolomitowym (Ø 5–10 μm). Podobnego rodzaju i wielkości kryształy dolomitowe występują w obrębie lamin mikrobialnych i wokół różnych agregatów o niezidentyfikowanym pochodzeniu.

Rekrystalizacja w powiązaniu z mikrytyzacją biologiczną (endolityczną) doprowadziła do znacznego zatarcia (homogenizacji) pierwotnych struktur ziarnistych w obrębie pakstonu ooidowo-?onkoidowego (3048,1–3048,8 m) – por. fig. 13B**.** Ujednolicenie pierwotnej struktury (?ziarnistej) szczególnie wyraźnie zaznaczyło się w osadzie bezpośrednio podścielającym (wyżej wspomniane) pakstony. Na głębokości 3048,8–3050,0 m, obserwuje się tylko relikty niezidentyfikowanych genetycznie agregatów i ziaren ?obleczonych. Rekrystalizacji i znacznej homogenizacji strukturalnej uległy prawdopodobnie pakstony ziarniste o genezie ?poglonowej (patrz opis mikrofacjalny, powyżej), dobrze widoczne w przyspągowej części profilu (3075,2–3076,7 m) – por. fig. 12A. Bezpośrednio powyżej pakstonów ziarnistych o genezie mikrobialnej, na głębokości 3068,4–3075,2 m, skały tworzą mozaikę zwięzłych drobnokrystalicznych dolomitów, wśród których są widoczne ciemne peloidalne grudki oraz pasma mikrobialne i niewyraźna mikrolaminacja ilasto-węglista. Można przypuszczać, że procesy rekrystalizacji, kompakcji chemicznej i kompakcji fizycznej (mechanicznej, w wyniku nacisku nadległych warstw), które rozpoczęły się już na wczesnych etapach (przed konsolidacją osadu) i rozwijały się z różną intensywnością w późniejszych stadiach diagenezy, przyczyniły się do znacznego ujednolicenia różnych składników facjalnych (ziarnistych, mułowych i mikrobialnych) i faz mineralnych (kalcytowych i dolomitowych).

Dolomityzacja jest najczęstszym rodzajem zastępowania w omawianej formacji osadów. Zostały nią objęte wszystkie składniki węglanowe (mineralne i facjalne) niezależnie od ich genezy. Proces dolomityzacji rozwijał się prawdopodobnie już w warunkach płytkiego pogrzebania, tuż po depozycji osadów wapiennych, pod wpływem krążących w osadzie wód porowych i postępował sukcesywnie w późniejszym stadium, już po lityfikacji osadów. Świadczy o tym obecność cementu dolomitowego (pokalcytowego/ poaragonitowego) we wnętrzach muszli małży i nielicznie zachowanych otwornic (wakstony/ pakstony organodetrytyczne obserwowane na głębokości 3065,5–3068,4 m), w obrębie ziaren obleczonych (ooidów/ ?onkoidów – głęb. 3048,1–3050,0), w grudkach i agregatach ziarnistych (bioklastach mikrobialnych; 3075,2–3076,7 m) – fig. 13A.

Rozpuszczanie tła skalnego w wyniku wczesnej dolomityzacji i/lub na skutek wczesnego przeobrażenia się i destrukcji materii organicznej jest słabo widoczne pod mikroskopem.

Te mikropory, które można mikroskopowo zaobserwować w tle skalnym są wypełnione mikrosparytowym cementem dolomitowym (Ø 5–10 μm), kwarcowym i drobnokrystalicznym pirytem, utworzonym zapewne w wyniku procesu sapropelizacji.

Rozpuszczanie tła skalnego, lamin ilastych, marglistych i mikrobialnych jest ściśle powiązane z kompakcją chemiczną, czego widocznym rezultatem są powszechne w badanych osadach (madstonach i wakstonach) mikrostylolity; rezyduum w szwie mikrostylolitowym jest na ogół dobrze widoczne, zawiera drobne ziarna kwarcu, piryt, minerały ilaste i bituminy.

Częściowe rozpuszczanie dolomitów miało miejsce podczas stylolityzacji i w szczelinach zlityfikowanego osadu, na co wskazują skorodowane częściowo obrzeża kryształów obecnego tam dolomitu. W obrębie żyłek i spękań obserwuje się zjawisko wtórnej porowatości co wskazuje

na późne rozpuszczanie składników mineralnych (głębokie pogrzebanie lub etap poformacyjny).

Cementacja doprowadziła do prawie całkowitej redukcji porowatości powstałej podczas różnych etapów rozpuszczania. Do najczęściej obserwowanych cementów należą:

- węglanowe (dolomitowe):
  - mikrytowe (powstałe w wyniku życiowej działalności glonów i cyjanobakterii), wykształcone w formie cienkich ciemnych, mikrosparytowych obrostów, widocznych na obrzeżach muszli małży, wokół komponentów ziarnistych (ooidów, grudek i niezidentyfikowanych genetycznie agregatów – fig. 12A profil Ca2; fig. 13B;
  - blokowe (sparytowe i drobnokrystaliczne), zabudowujące mikropory w tle skalnym i w obrębie lamin marglistych i mikrobialnych, wypełniające wnętrza muszli organizmów szkieletowych oraz późnie i szczeliny różnej genezy; cementy blokowe występują w obrębie żyłek i spękań, co wskazuje na stosunkowo późne ich powstawanie;
- siarczanowe:
  - anhydrytowe, które mają najczęściej charakter pasywnego wypełniania wnętrza bioklastów (w tym również i ?glonowych), ziaren chemogeniczno-mikrobialnych (ooidy, ?onkoidy, grudki) i zabudowy porów międzyziarnowych i międzykrystalicznych (fig. 12A profil Ca2; fig. 13B); czasami zdarza się, że anhydryt zastępuje dolomit (np. wakston organodetrytyczny na głęb. 3066,0 m); tego typu zastępowanie (anhydrytyzacja) jest zwykle związana z późniejszym etapem diagenezy i/lub z etapem poformacyjnym (zabudowa późno powstałych szczelin i spękań);
- inne:
  - pirytowy – impregnacje drobnych ziaren pirytu obserwuje się na powierzchni lamin ilasto-organicznych i w mikroporach tła skalnego; tego typu piryt jest prawdopodobnie wczesno diagenetyczny, utworzony w procesie sapropelizacji materii organicznej;
  - fluorytowy – drobne ziarna fluorytu występują w pobliżu szczelin i spękań, czasami w obrębie stylolitów; sposób wykształcenia (morfologia) wskazuje na jego późnodiagenetyczne pochodzenie;
  - substancja organiczna o różnym typie przeobrażenia i pochodzenia występuje w formie rozproszonej oraz tworzy impregnacje i skupienia węglowodorowe, które są obecne w tle skalnym, w laminach ilasto organicznych i w szwach mikrostylolitowych.

Najbardziej liczne deformacje **kompakcyjne** (chemiczne) obserwuje się w środkowej partii profilu (3050,0–3065,5 m) w madstonach i bezpośrednio powyżej, w obrębie pakstonu ziarnistego (3048,1–3050,0 m). Stylolity są tam najczęściej rozwinięte wzdłuż sprasowanych i pofalowanych lamin marglisto-ilastych, lamin ilasto-kwarcowych i mikrobialnych. W wakstonach i pakstonach organodetrytycznych (3065,5–3068,4 m) smugi ilaste, ilasto-organiczne i laminy marglisto-ilaste są miejscami silnie sprasowane i powyginane, a bioklasty ułożone zgodnie z przebiegiem lamin ilasto-marglistych.

Dolomit płytowy (Ca3)

Utwory dolomitu płytowego (Ca3) w otworze Gościno IG 1 mają miąższość 17,5 m, występują na głębokości 2940,5–2957,8 m. Zalegają bezpośrednio na utworach szarego iłu solnego (0,6 m miąższości T3, na głębokości 2957,8–2958,4 m). Serię osadów szarego iłu solnego (T3) budują ciemne iłowce i mułowce o spoiwie węglanowym, impregnowane mikrokrystalicznym anhydrytem, smugowane terygenicznym kwarcem i laminowane substancją ilasto-organiczną.

Granica pomiędzy klastyczno-węglanowymi utworami stropowej części szarego iłu solnego, a spągowymi partiami dolomitu płytowego jest ostra, erozyjna (Wagner, 2014 – ten tom)

Utwory dolomitu płytowego (Ca3) są wykształcone w facji dolomitów z cienkimi wkładkami utworów ilastych i marglistych. Zawartość dolomitu w badanych osadach wynosi 65–90% wag., resztę stanowią części nierozpuszczalne w kwasie solnym (kwarc, minerały ilaste, substancja organiczna i tlenki oraz siarczki żelaza), a także zmienne ilości minerałów siarczanowych.

Mikrofacje

W węglanowych utworach dolomitu płytowego występują następujące mikrofacje:

- madstony nielaminowane, jednorodne, w których materiał ilasty jest równomiernie rozproszony w mikrosparytowym tle węglanowym;
- madstony laminowane materiałem marglistym i mikrobialnym;
- biolaminoidy, charakteryzujące się nieciągłą laminacją poziomą, zaznaczoną obecnością ciemniejszej materii organicznej z reliktami laminitów mikrobialnych;
- wakstony biodetrytyczne (muszlowe i glonowe), gdzie stosunkowo większe nagromadzenie bioklastów (małży, małżoraczków i otwornic) pojawia się na głębokości 2944,0 –2947,2 m. W analizowanych szlifach mikroskopowych w obrębie tej mikrofacji (wakstony biodetrytyczne) zaobserwowano tylko niewyraźne relikty po organizmach szkieletowych, które są najczęściej zaanhydrytyzowane lub spirytyzowane i ogólnie silnie zrekrystalizowane (fig. 13C). Na ogół obiekty biogeniczne (szkieletowe i mikrobialne) są wtopione w tło skalne, a ich kształt często wyznacza tylko ilasta albo mikrobialna obwódka lub są widoczne ciemne grudki peloidalne, o niezidentyfikowanej genezie (2942,8–2945,6 m) – fig. 13C.

W madstonach laminowanych, powszechnie występujących w profilu (fig. 12B), obserwuje się alternację lamin jasnych (z większą zawartością materiału marglistego) oraz lamin ciemnych, zawierających znaczne domieszki materiału organicznego, wśród których tkwią liczne ziarna drobnokrystalicznego pirytu, utworzonego prawdopodobnie podczas sapropelizacji materii organicznej.

Na głębokości 2944,0–2957,5 m występują zwięzłe madstony/ ?wakstony o budowie agregatowej z niewielką

ilością składników ziarnistych (obiekty przekrystalizowane, po których pozostały relikty o kulistym kształcie, pojedyncze fragmenty małżów oraz próżnie po usuniętych elementach (prawdopodobnie bioklastach ?mikrobialnych) o nieregularnych, poszarpanych obrzeżach, obecnie w całości wypełnione przez anhydryt (2957,3–2957,5 m) – fig. 13D. Szczątki małżów są spirytyzowane i/lub zabudowane przez minerały siarczanowe (głównie anhydryt).

Środkową i górną część profilu dolomitu płytowego (2940,5–2944,0 m) stanowią przemiennie ułożone madstony laminowane lub smugowane materiałem ilasto-organicznym i biolaminoidy ze źle wykształconą, nieciągłą laminacją mikrobialną (fig.12B). W madstonach laminowanych obserwuje się alternację lamin jasnych (z większą zawartością materiału marglistego) oraz lamin ciemnych (zawierających znaczne domieszki materiału organicznego), wśród których tkwią liczne ziarna drobnokrystalicznego pirytu, utworzonego prawdopodobnie podczas przeobrażenia i destrukcji materii organicznej (sapropelizacja).

Wakstony biodetrytyczne (muszlowe i glonowe), które występują lokalnie w obrębie utworów laminowanych (na głębokości 2940,5–2942,7 m i poniżej, na głębokości 2944,0–2947,5 m) zawierają niewyraźne relikty po organizmach szkieletowych i mikrobialnych. Komponenty biogeniczne pojawiają się tam jako silnie przekrystalizowane formy, wtopione w tło skalne, których kształt jest zaznaczony ilastą obwódką albo są to ciemne skupienia peloidalne (bezstrukturalne), o nieregularnych obrzeżach (fig. 13C). Na głębokości 2942,8–2142,9 m skała jest porowata, zawiera liczne peloidalne skupienia ?poglonowe, występujące jako izolowane formy lub zwarte ciemne ilasto-?bitumiczne, węgliste kompleksy o przebiegu falistym splecione w nieregularną siatkę, oraz drobne fragmenty laminitów mikrobialnych.

Na głębokości 2941,2–2941,5 m występują znaczne domieszki frakcji mułowcowej z ziarnami kwarcu (Ø 0,05–0,10 mm, półobtoczone i ostrokrawędziste), peloidalne skupienia poglonowe i pasemka mikrobialne (węglisto-bitumiczne).

Środowisko sedymentacji

W rozwoju sekwencji dolomitu płytowego można wyróżnić dwa rodzaje mikrolitofacji, które wskazują, że sedymentacja odbywała się w warunkach płytkowodnych, w strefie przybrzeżnej platformy węglanowej. W początkowym etapie osadzały się madstony nielaminowane z nieliczną fauną małżową (2944,0–2957,5 m), później pojawiły się madstony jasne, laminowane materiałem marglistym i madstony ciemne, biolaminity z materiałem organicznym i cienką wkładką ?maty glonowej (2942,8–2142,9 m). Obie mikrofacje reprezentują sedymentację w strefie stoku platformy o niewielkim nachyleniu, który przechodzi stopniowo w równię basenową (łagodny stok dobasenowy).

W tych warunkach mogły lokalnie tworzyć się wakstony muszlowe, przy czym część materiału bioklastycznego przemieszanego z terygenicznym (głównie pyłem kwarcowym) była donoszona przez okresowo nasilające się prądy.

Diageneza

Do najważniejszych procesów diagenetycznych, obserwowanych w osadach dolomitu płytowego należą: rekrystalizacja, zastępowanie (głównie dolomityzacja) i kompakcja chemiczna powiązana z rozpuszczaniem skał pod ciśnieniem. Procesy rozpuszczania i cementacji zazębiały się, powtarzając się wielokrotnie w kolejnych stadiach diagenezy. Procesy późniejszej stabilizacji diagenetycznej w warunkach wgłębnych i poformacyjnych zaznaczyły się w niewielkim stopniu.

W madstonach laminowanych i smugowanych materiałem ilastym, marglistym i mikrobialnym wpływ kompakcji uwidacznia się deformacją lamin ilasto-organicznych (pofalowanie, sprasowanie i powyginanie). Podczas procesu deformacji lamin na skutek stosunkowo wczesnej kompakcji chemicznej i sukcesywnego procesu przeobrażania i rozkładu materii organicznej (zmiana odczynu wód porowych na bardziej kwaśne) powstawały mikropory, najczęściej w pobliżu lamin ilasto-organicznych. Endolityczna działalność mikrobów (bakteryjna i glonowa) stanowiła kolejny etap formowania porów w obrębie mikrosparytowego tła skalnego i ciemnych skupień peloidalnych (biogenicznych), zwłaszcza w górnym poziomie profilu (2942,8–2142,9 m), gdzie pojawia się zwiększona ilość komponentów roślinnych. Ubytki w mikropeloidowych agregatach wypełnia mikrosparytowy dolomit, drobnokrystaliczny piryt i składniki bitumiczne a w tle skalnym przeważa materiał terygeniczny (głównie kwarc).

Cementacja minerałami siarczanowymi (głównie anhydrytem) o budowie blokowej i kostkowej podzielności, miała miejsce w obrębie:

- agregatów (prawdopodobnie ?poglonowych) występujących w dolnej części profilu (2957,3–2957,5 m; patrz opis mikrofacjalny, powyżej) – fig. 13D;
- szczelinowatych ubytków o długości 2–5mm długości (próżni po wypreparowanych lub rozpuszczonych fragmentach biogenicznych) utworzonych w cienkich warstwach ilasto-mikrobialnych (głęb. 2949,0 m);
- spękań, równoległych z warstwowaniem osadu i skośnych lub pionowo tnących laminy; anhydrytowi towarzyszy piryt, fluoryt i halit.

Sposób wypełnienia i morfologia kryształów anhydrytu i towarzyszących mu minerałów wskazuje na stosunkowo późne stadium przemian diagenetycznych i/lub etap poformacyjny.

Dolomityzacja objęła wszystkie facje węglanowe: powszechnie występujące w profilu osady mułowe (madstony) i mniej liczne ziarniste i organogeniczne (wakstony ziarnisto-organodetrytyczne). Dolomityzacja była zapewne co najmniej dwufazowa, ale nieodległa w czasie (depozycja i wczesnego lub pośredniego pogrzebania), z uwagi na to, że dolomitowe jest zarówno tło skalne, jak również wypełnienia wnętrz muszli małżów, form poglonowych i elementów ziarnistych (grudek, peloidów i reliktów po ziarnach ?obleczonych); zdolomityzowany jest cement węglanowy, mikrosparytowy i sparytowy wypełniający mikropory w tle skalnym i próżnie po organizmach szkieletowych. Kryszta-

ły dolomitu w obrębie lamin ilasto-organicznych tworzą tło skalne, mają zmienną wielkość (Ø 5–20 μm) a te dolomity, które zawierają znaczną domieszkę substancji organicznej (pierwotnie rozproszonej w mule wapiennym) są na ogół ciemniejsze i drobniejsze.

Rekrystalizacji i znacznej homogenizacji strukturalnej uległy wakstony ziarniste o genezie ?poglonowej (patrz opis mikrofacjalny, powyżej), występujące w przyspągowej części profilu (2955,5–2957,5 m), gdzie w obrębie mikrosparytowego, dolomitowego tła skalnego są widoczne ciemne peloidalne grudki (obiekty przekrystalizowane), po których pozostały relikty o kulistym lub wydłużonym kształcie (fig. 13D). Znacznej homogenizacji (ujednoliceniu) uległy elementy szkieletowe (głownie małże, po których pozostały wyłącznie zarysy – fig. 13D) i ciemne, sfosylizowane fragmenty glonowe, które zachowały się w formie peloidalnych mikrokrystalicznych agregatów, zbudowanych z uwęglonych kulistych form pozbawionych mikrostruktury wewnętrznej lub rurkowatych obiektów włóknistych (górna część profilu na głębokości 2940,6–2943,9 m).

Grzegorz CZAPOWSKI

UTWORY SOLNE CECHSZTYNU

Zachowany materiał rdzeniowy opisano w sierpniu 1987 r. w ówczesnym magazynie rdzeni wiertniczych Instytutu Geologicznego w Leszczach koło Kłodawy. W opisie zachowanego rdzenia utrzymano interwały głębokości, podane na skrzynkach z materiałem rdzeniowym. Różnica w ilości rdzenia pomiędzy stanem opisanym przez Wagnera (patrz rozdz. „Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny") wynika z ubytków powstałych podczas opróbowania rdzenia w trakcie kolejnych profilowań. Wszystkie głębokości występowania wydzieleń litostratygarficznych cechsztynu przyjęto według ustaleń Wagnera w niniejszym tomie.

Cyklotem PZ4
(fig. 14)

2745,8–2752,0 m 5,0 m zachowanego rdzenia.

Poniżej opisane utwory przypisano formacji rewalskiej (FR, stanowiącej najwyższe wydzielenie litostratygraficzne cechsztynu (wg Wagnera, 1994). Utwory te występują w interwale głębokości 2672,5–2749,5 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

2,6 m – czerwonawy mułowiec, widoczne drobne płytki muskowitu i pojedyncze bioturbacje osadu w postaci zielonkawych odbarwień skały. W środkowej części rdzenia występuje strefa 20 cm grubości z przewarstwieniami szaro-zielonkawego mułowca i drobnoziarnistego piaskowca. W tych przewarstwieniach występują drobne, zdeformowane zespoły skośne (zmarszczki) oraz liczne bioturbacje. W dolnej części rdzenia pojawiają się drobne skupienia szarego anhydrytu, których ilość wzrasta w kierunku spągu;

0,40 m – anhydryt drobnokrystaliczny, różowawy, ze smugami i przewarstwieniami czerwonego iłowca, miejscami plastycznie zdeformowanymi.

Poniżej opisane utwory określono jako wydzielenie najmłodszej soli kamiennej stropowej ($Na4b_2$, subcyklotem PZ4b; wg Wagnera, 1994), które występuje w interwale głębokości 2749,5–2755,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

2 m – sól kamienna różnokrystaliczna (typ strukturalny B, średnica kryształów halitu 1–12 mm), biała, półprzezroczysta, Górne 0,8 m profilu to sól o zabarwieniu czerwonawym, spowodowanym obecnością rozproszonej, czerwonej substancji ilastej i różowego anhydrytu. W dolnej części profilu następuje zmiana barwy na szarawą i różowawą, ponadto pojawiają się większe kryształy halitu o średnicy >15 mm;

2752,0–2755,1 m 1,0 m zachowanego rdzenia:

1,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (od średnio- do grubokrystalicznej), różowawa, półprzezroczysta, z rozproszoną substancją ilastą. W dolnej części rdzenia występują partie soli o charakterze soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D) oraz plastycznie zdeformowane warstwy anhydrytu o grubości do 2 cm.

Utwory czerwonego iłu solnego górnego – część górna ($T4b_2$; subcyklotem PZ4b; wg Wagnera, 1994) występują w interwale głębokości 2755–2765,5 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

2755,1–2761,2 m 5,0 m zachowanego rdzenia:

0,3 m – porowaty beżowy anhydryt z kryształami czerwonawego halitu (zawierającego czerwony pelit ilasty) oraz smugami i przewarstwieniami czerwonego iłowca;

3,5 m – czerwonawy iłowiec, miejscami odbarwiony (strefy zielonkawo-szare), zawierający duże kryształy czerwonego halitu z rozproszoną czerwoną substancją ilastą;

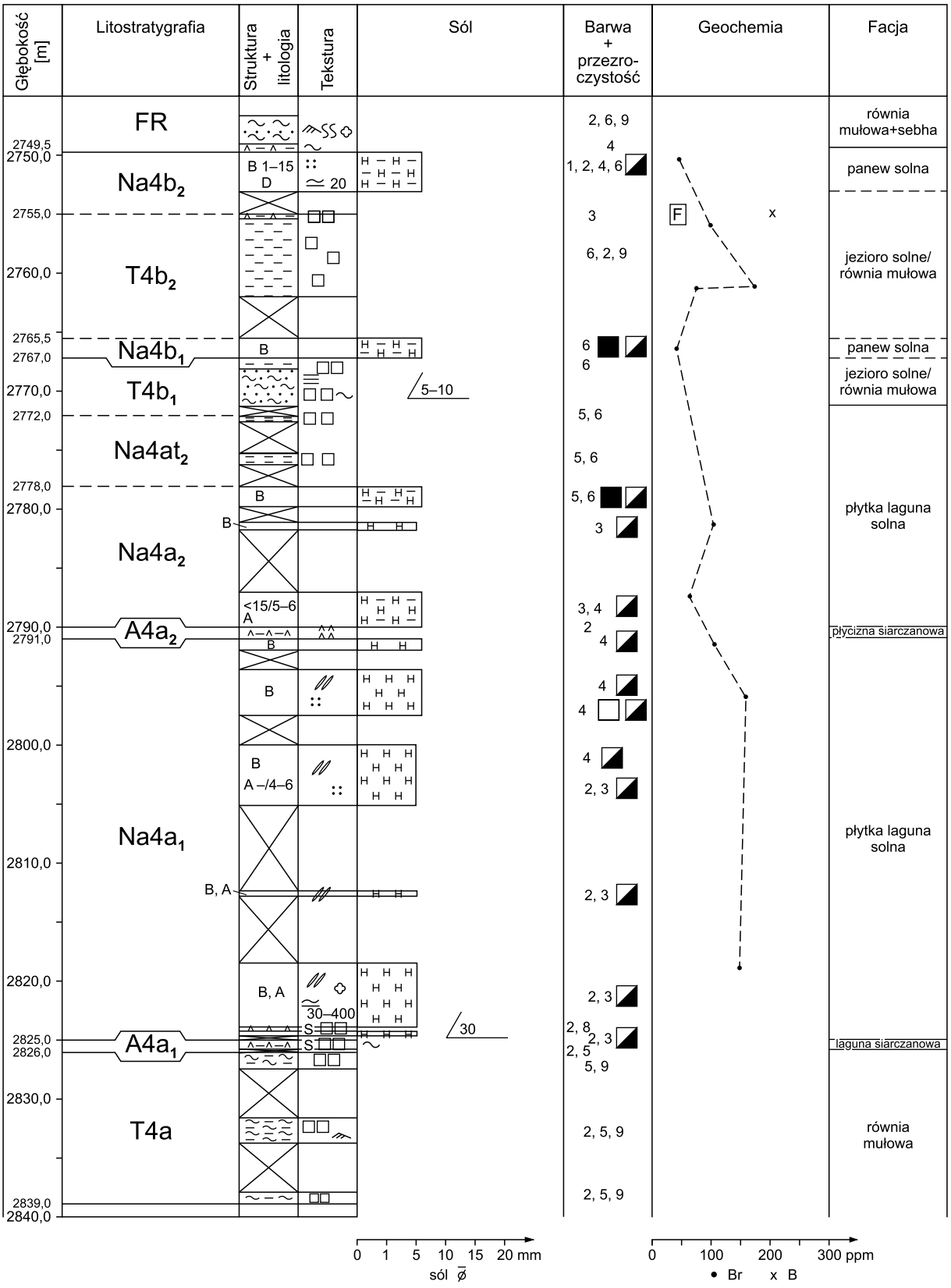
1,2 m – iłowiec jak powyżej.

2761,2–2765,7 m 0,5m zachowanego rdzenia:

0,5 m – iłowiec jak powyżej.

2765,7–2771,7 m 5,7 m zachowanego rdzenia:

1,8 m – sól kamienna różnokrystaliczna (od grubo- do wielkokrystalicznej), czerwonawa, nieprzezroczysta do lokalnie półprzezroczystej, zawiera rozproszoną substancję ilastą. Utwory te przypisano wydzieleniu soli rozdzielającej ($Na4b_1$), występującemu w interwale głębokości 2765,5–2767,0 m.


Głębokość [m]
Litostratygrafia
Struktura + litologia
Tekstura
Sól
Barwa + przezro-czystość
Geochemia
Facja
FR
Na4b2
T4b2
Na4b1
T4b1
Na4at2
Na4a2
A4a2
Na4a1
A4a1
T4a
2749,5
2750,0
2755,0
2760,0
2765,5
2767,0
2770,0
2772,0
2778,0
2780,0
2790,0
2791,0
2800,0
2810,0
2820,0
2825,0
2826,0
2830,0
2839,0
2840,0
B 1–15
D
20
B
5–10
<15/5–6
A
B, A
A –/4–6
30–400
S
30
2, 6, 9
4
1, 2, 4, 6
3
6, 2, 9
6
6
5, 6
5, 6
5, 6
3
3, 4
2
4
4
4
2, 3
2, 3
2, 3
2, 8
2, 3
2, 5
5, 9
2, 5, 9
2, 5, 9
F
x
równia mułowa+sebha
panew solna
jezioro solne/ równia mułowa
panew solna
jezioro solne/ równia mułowa
płytka laguna solna
płycizna siarczanowa
płytka laguna solna
laguna siarczanowa
równia mułowa
0 1 5 10 15 20 mm
sól ø
0 100 200 300 ppm
• Br x B

Objaśnienia do figur 14–16
Explanation for figures 14–16

iłowiec/ claystone
mułowiec/ *siltstone*

piaskowiec mułowcowaty/ mułowiec piaszczysty
silty sandstone/ sandy sittstone

anhydryt
anhydrite

anhydryt z domieszką substancji ilastej
anhydrite with clay admixture

halityt
halite (rock salt)

sól kamienna zailona
clayey halite (rock salt)

sól kamienna z solą potasową
rock salt with potash

Przezroczystość soli/ *Salt transparency*

sól przezroczysta
transparent

sól półprzezroczysta
semitransparent

sól nieprzezroczysta
non-transparent

skład mineralny: A – anhydryt, H – halit
minerals: A – *anhydrite,* H – *halite*

deformacje lamin/ smug
deformation laminate/ flames

zespoły skośne, (zmarszczki)
cross sets (ripples)

bioturbacje
bioturbations

oznaczenie składu mineralnego
analysis of mineral composition

An 40 grubość warstwy anhydrytu w mm
thickness of anhydrite layer in mm

struktura guzłowa
nodular structure

rozproszone mikroagregaty anhydrytu
dispersed anhydrite microaggregates

okruchy iłowców
claystone flackes

guzły anhydrytu
anhydrite nodules

smugi i laminy anhydrytu (licznik: odstępy pomiędzy laminami w mm, mianownik: wymiary w mm)
anhydrite flames and laminae (numerator: interlamina distance in mm,denominator: size in mm)

pseudomorfozy po kryształkach gipsu
gypsum pseudomorphs

automorficzyne kryształy halitu
authomorphic halite crystals

rozmycia (ługowanie)
solutions

kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej
zonal halite crystals

plastyczne zaburzenia lamin/ warstw siarczanowych
soft deformations of sulphate laminae/layers

laminacja równoległa
parallel lamination

laminacja falista
wavy lamination

tektonicznie zmienione kryształy halitu w danym typie soli
tectonically transformed halite crystals of the defined structural salt type

zespoły spękań
fractures

brak rdzenia
lack of core

60–70 nachylenie warstw/ spękań (kąt w stopniach)
layer/fracture plane inclination in angels

Typy strukturalne soli kamiennej/ *Halite structural types*

A sól równokrystaliczna (średnica kryształów halitu od–do/ średnia w mm)
monomorphic halite (crystal diameter: min–max/ average in mm)

B sól różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu od-do/ średnia w mm)
heteromorphic halite (crystal diameter: min-max/ average in mm)

C pierwotna sól wielkokrystaliczna warstwowa
primary giant bedded halite

D wtórna sól wielkokrystaliczna
secondary giant halite

M skała bezteksturalna („masywna”)
structures

S sparyt
sparite

T występowanie substancji ilastej
clay matter evidence

Barwa skały/ *Rock color*

1 – biała/ *white*
2 – szara/ *grey*
3 – beżowa/ *beige*
4 – różowa/ *pink*
5 – brunatna/ *brownish*
6 – czerwona/ *red*
7 – pomarańczowa/ *orange*
8 – niebieska/ *blue*
9 – zielona/ *green*
10 – miodowa/ *honey yellow*

Fig. 14. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ4 w otworze wiertniczym Gościno IG 1

Synthetic profile of salt deposits of PZ4 cycle in the Gościno IG 1 borehole

Poniżej opisane utwory określono jako wydzielenie czerwonego iłu solnego górnego – część dolną ($T4b_1$), które występuje w interwale głębokości 2767,0–2772,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

0,8 m – czerwonawy iłowiec, przechodzący w górnej partii w drobnoziarnisty piaskowiec zasilony, zawiera pojedyncze kryształy halitu z rozproszoną czerwoną substancją ilastą;

2,4 m – piaskowiec drobnoziarnisty, mułkowaty, silnie porowaty, w stropowej i spągowej części zawierający duże kryształy halitu z rozproszoną czerwoną substancją ilastą. Środkową część profilu cechuje laminacja horyzontalna i słabo nachylona (kąt 5–10°), podkreślona smugami substancji ilastej. W dolnej części piaskowca są widoczne plastyczne deformacje laminacji. Ok. 0,5 m ponad spągiem profilu zanika stopniowo laminacja i wzrasta udział substancji ilastej oraz wspomnianych kryształów halitu;

0,7 m – piaskowiec mułkowaty jak powyżej, przerośnięty solą kamienną drobnokrystaliczną, spękany, szczeliny miejscami wypełnione czerwonawą solą. Ponadto są widoczne warstwy (o grubości 4–6 mm) i gruzły spojonego solą mułowca.

2771,7–2775,3 m 0,2 m zachowanego rdzenia:

0,2 m – czerwonobrunatny iłowiec poprzerastany czerwonawą solą kamienną. Te i niżej leżące iłowce opisano wcześniej jako utwór zubrowy (patrz rozdz. „Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny"), określając je jako wydzielenie najmłodszej soli kamiennej ilastej ($Na4at_2$; subcyklotem PZ4a; wg Wagnera, 1994), które występuje w interwale głębokości 2772,0–2778,0 m.

2775,3–2781,3 m 2,5 m zachowanego rdzenia:

1,0 m – czerwonobrunatny iłowiec jak powyżej;

Poniżej opisane utwory określono jako wydzielenie najmłodszej soli kamiennej górnej (Na4a2, subcyklotem PZ4a), które występuje w interwale głębokości 2778,0–2790,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

1,5 m – sól kamienna różnokrystaliczna, czerwonawa, miejscami brunatna, nieprzezroczysta do lokalnie półprzezroczystej, zawiera rozproszoną substancję ilastą, której udział maleje w dolnej części profilu.

2781,3–2787,5 m 0,5 m zachowanego rdzenia:

0,5 m – sól kamienna grubokrystaliczna z przejściem do wielkokrystalicznej, beżowa, półprzezroczysta.

2787,5–2793,7 m 4,7 m zachowanego rdzenia:

3,0 m – sól kamienna równokrystaliczna (typ strukturalny A), grubokrystaliczna (przeciętna średnica kryształów halitu 5–6 mm, pojedyncze kryształy >15 mm), beżowa do różowawej, półprzezroczysta, występują punktowe skupienia czerwonej substancji ilastej.

Utwory opisane poniżej określono jako wydzielenie anhydrytu pegmatytowego górnego ($A4a_2$; subcyklotem PZ4a), które występuje w interwale głębokości 2790,0–2791,0 m.

Opis zachowanego wycinka rdzenia:

0,8 m – anhydryt szary, porowaty, z pseudomorfozami halitowo-siarczanowymi po kryształach gipsu („murawka gipsowa"), w szarym półprzezroczystym halicie są widoczne skupienia czerwonej substancji ilastej.

Utwory opisane poniżej reprezentują wydzielenie najmłodszej soli kamiennej dolnej ($Na4a_1$, subcyklotem PZ4a), które występuje w interwale głębokości 2791,0–2825,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

0,9 m – sól kamienna grubokrystaliczna z przejściem do wielkokrystalicznej, różowa, półprzezroczysta.

2793,7–2800,0 m 3,8 m zachowanego rdzenia:

3,0 m – sól kamienna jak powyżej;

0,6 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–10 mm), różowawa, półprzezroczysta, liczne kryształy halitu wyraźnie wydłużone (przebudowane tektonicznie);

0,2 m – sól kamienna grubokrystaliczna z przejściem do wielkokrystalicznej, różowawa, półprzezroczysta i przezroczysta, ze skupieniami mikrytowego anhydrytu.

2800,0–2806,0 m 5,0 m zachowanego rdzenia:

5,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna z przejściem do równokrystalicznej (przeciętna średnica kryształów halitu 4–6 mm), różowawa, półprzezroczysta, liczne kryształy halitu wyraźnie wydłużone (przebudowane tektonicznie).

2806,0–2812,5 m 2,5 m zachowanego rdzenia:

2,5 m – sól kamienna jak powyżej, szaro-beżowa, tekstura skały kierunkowa (włóknista), w dolnej części profilu występują skupienia białego mikrytowego anhydrytu.

2812,5–2818,5 m 0,2 m zachowanego rdzenia:

0,2 m – sól kamienna jak powyżej.

2818,5–2825,5 m 6,0 m zachowanego rdzenia:

5,5 m – sól kamienna jak powyżej, miejscami szara, półprzezroczysta. W odległościach licząc od stropu profilu: 0,8; 1,6; 2,6; 3,3; 3,7; 4,2; 4,8 i 5,0 m występują partie soli o grubości 10–20 cm zawierające liczne gruzły i 3–4 cm warstwy białego anhydrytu;

0,3 m – anhydryt szaro-niebieski, drobnosparytowy, poprzerastany 2–3 cm grubości warstwami soli kamiennej jak powyżej, o nachyleniu ok. 45°. Niektóre przewarstwienia anhydrytowe są porozrywane, szczeliny wypełnia sól kamienna;

0,2 m – sól kamienna jak powyżej, z soczewami i gruzłami anhydrytu, w spągu profilu widoczna 2 cm grubości warstwa anhydrytu poprzerastanego solą, nachylona pod kątem ok. 30°.

2825,5–2831,7 m 2,4 m zachowanego rdzenia:

Utwory opisane poniżej reprezentują wydzielenie anhydrytu pegmatytowego dolnego ($A4a_1$; subcyklotem PZ4a), które występuje w interwale głębokości 2825,0–2826,0 m.

Opis zachowanego wycinka rdzenia:

0,7 m – anhydryt szarawy i beżowy, drobnosparytowy, spękany, w dolnej części profilu bardziej porowaty, partiami faliście laminowany brunatną substancją ilastą. Lokalnie fałdowe deformacje laminacji, któ-

rym towarzyszy sól kamienna różowawa, różnokrystaliczna, o teksturze włóknistej. Podobna sól wypełnia spękania w anhydrycie.

Utwory opisane poniżej określono jako wydzielenie czerwonego iłu solnego dolnego (T4a; subcyklotem PZ4a), które występuje w interwale głębokości 2826,0–2839,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

1,6 m – iło-mułowiec brunatny, miejscami zielonkawy (odbarwiony), zawiera liczne czerwonawe lub białe przezroczyste kryształy halitu.

2831,7–2838,0 m 2,3 m zachowanego rdzenia:

2,3 m – iło-mułowiec jak powyżej. W środkowej części profilu występuje z ciągłym przejściem strefa o grubości 0,8 m szaro-zielonkawego mułowca, poprzerastanego czerwonymi kryształami halitu. W mułowcu jest widoczne drobne warstwowanie skośne.

2838,0–2844,5 m 4,0 m zachowanego rdzenia:

1,0 m – iło-mułowiec jak powyżej, zawierający drobne kryształy halitu, w górnej części profilu występuje 40 cm grubości warstwa mułowca szaro-zielonkawego.

Cyklotem PZ3

(fig. 15)

2838,0–2844,5 m 4,0 m zachowanego rdzenia (cd.):

Opis zachowanego wycinka rdzenia:

0,5 m – sól kamienna różnokrystaliczna, miodowa, beżowa i szara, półprzezroczysta, z rozproszonymi skupieniami czerwonej substancji ilastej oraz anhydrytu. Udział iłu maleje ku dołowi profilu, zaś w stropie przy kontakcie z iło-mułowcem skała ma charakter zubru (kryształu halitu w matriksie ilastym). Utwory te przypisywano wydzieleniu młodszej soli kamiennej ilastej (Na3t, cyklotem PZ3), które występuje w interwale głębokości 2839,0–2839,5 m.

Poniżej opisane utwory reprezentują wydzielenie młodszej soli kamiennej (Na3, cyklotem PZ3), występujące w interwale głębokości 2839,5–2892,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia:

2,5 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–12 mm), czerwona do miodowo-szarej, półprzezroczysta, z rozproszonymi skupieniami czerwonej substancji ilastej (jako matriks i inkluzje) oraz anhydrytu. W stropie profilu w obrębie soli widoczna 5–8 cm grubości warstwa szarego anhydrytu, laminowanego horyzontalnie.

2844,5–2850,5 m 5,0 m zachowanego rdzenia:

1,5 m – sól kamienna jak powyżej;

0,4 m – sól kamienna różnokrystaliczna z przejściem do wielkokrystalicznej, szara do miodowej, półprzezroczysta, z licznymi warstwami i gruzłami anhydrytu białego, drobnosparytowego i mikrytowego;

3,1 m – anhydryt biały i szarawy, drobnosparytowy, porowaty, pseudomorfozami halitowymi po kryształach gipsu, pory wypełnione halitem.

2850,5–2857,0 m 5,0 m zachowanego rdzenia:

2,4 m – anhydryt jak powyżej;

0,05 m – iło-mułowiec szaro-zielony, z czerwonymi smugami, laminowany faliście, lokalnie w części stropowej są widoczne drobnoskalowe warstwowania skośne. W górnej części iłowca występuje przerost soli kamiennej różnokrystalicznej, czerwonawej i różowej, półprzezroczystej, zbudowanej z dużych kryształów halitu, rozdzielonych substancją ilastą i anhydrytem;

2,55 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 3–10 mm), szara do miodowej, półprzezroczysta, zawiera rozproszoną szarą substancję ilastą, lokalnie partie soli o strukturze włóknistej.

2857,0–2863,5 m 3,0 m zachowanego rdzenia:

3,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (maks. średnica kryształów halitu >15 mm), szara do różowej, półprzezroczysta, zawiera rozproszoną szarą substancję ilastą, lokalnie partie soli o strukturze włóknistej. W środkowej części profilu występuje strefa o grubości ok. 0,5 m z licznymi gruzłami białego drobnosparytowego anhydrytu. Ok. 0,5 m powyżej spągu drobne gruzły anhydrytu tworzą strefy nachylone pod kątem ok. 75°, pojawiają się też drobne klasty brunatnego iłowca.

2863,5–2870,0 m 5,5 m zachowanego rdzenia:

5,5 m – sól kamienna jak powyżej, beżowa do białej, w wielu miejscach jest widoczna struktura włóknista.

2870,0–2876,5 m 5,0 m zachowanego rdzenia:

2,0 m – sól kamienna jak powyżej, liczne gruzły i soczewy anhydrytu;

3,0 m – sól kamienna równo- do różnokrystalicznej (przeciętna średnica kryształów halitu 4–5 mm), szara, półprzezroczysta, o wyraźnej strukturze włóknistej, w górnej części profilu występują drobne gruzły i soczewy białego mikrytowego anhydrytu.

2876,5–2883,0 m 4,0 m zachowanego rdzenia:

0,4 m – sól kamienna od różnokrystalicznej do wielkokrystalicznej, szara i miodowa, półprzezroczysta, poprzerastana anhydrytem w formie pionowych i poziomych smug, w całym profilu występuje czarna substancja ilasta;

0,2 m – anhydryt sparytowy i mikrytowy, z rozproszoną szarą substancją ilastą oraz pojedynczymi dużymi kryształami półprzezroczystego halitu miodowego;

3,4 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 3–16 mm, pojedyncze kryształy o średnicy >20 mm), beżowa do miodowej, półprzezroczysta, zawiera rozproszoną substancję ilastą i gruzły anhydrytu (na głęb. ok. 1,0; 1,2 i 3,8 m poniżej stropu odcinka występują strefy o grubości 20 cm szczególnie obfitujące w smugi, gruzły i soczewy anhydrytu).

2883,0–2889,5 m 6,0 m zachowanego rdzenia:

6,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 4–12 mm, przeciętna średnica 5–8 mm), w dolnej części profilu bardziej równokrystaliczna, miodowa, półprzezroczysta, zawiera anhy-

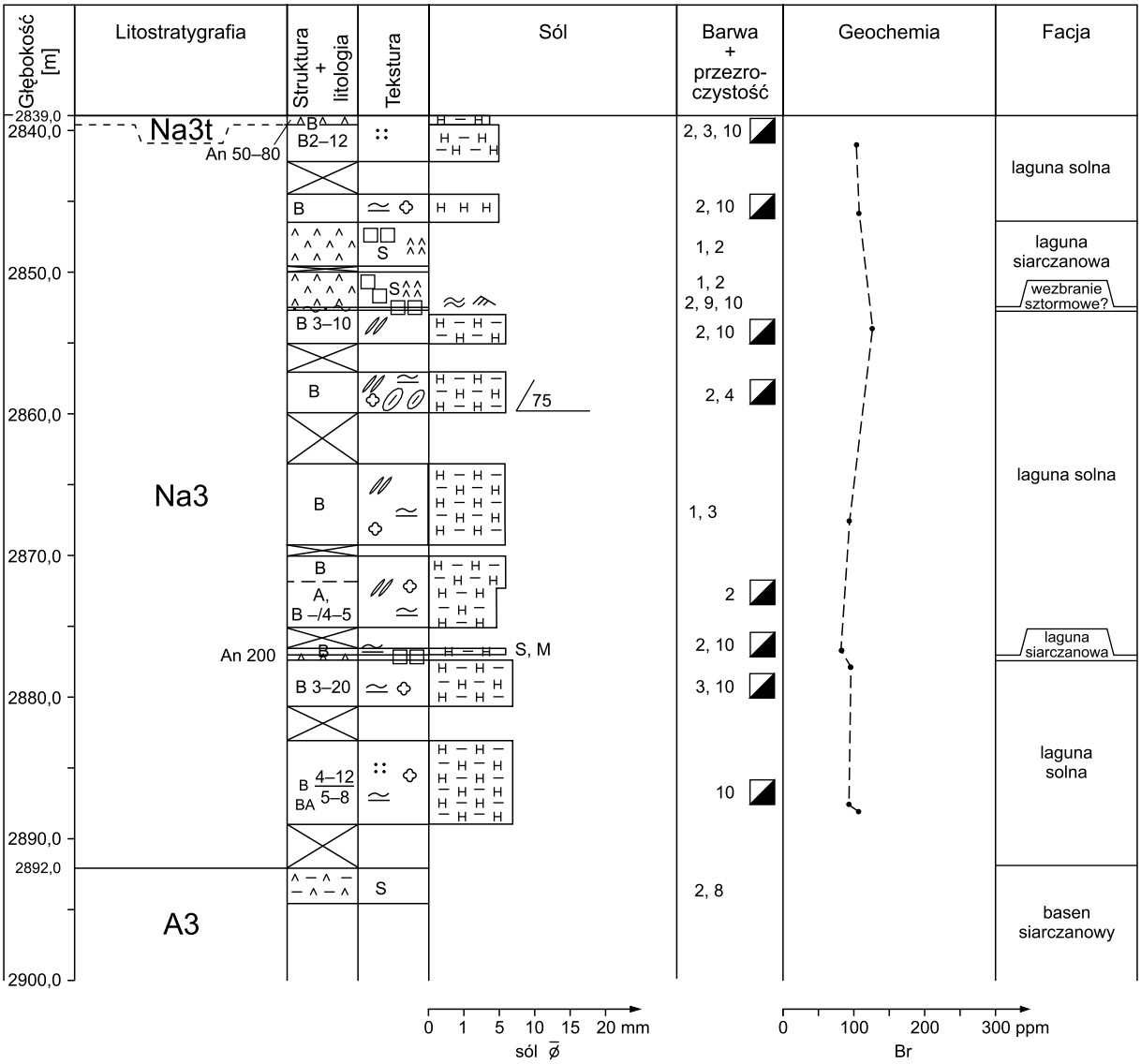


Fig. 15. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ3 w otworze wiertniczym Gościno IG 1

Objaśnienia jak na fig. 14

Synthetic profile of salt deposits of PZ3 cycle in the Gościno IG 1 borehole

Explanation as in Fig. 14

dryt w formie rozproszonej, gruzłowej i smug oraz skupienia substancji ilastej (udział tych składników wzrasta ku spągowi profilu).

Utwory opisane poniżej określono jako wydzielenie anhydrytu głównego (A3; wg Wagnera, 1994), które występuje w interwale głębokości 2892,0–2939,0 m.

Opis zachowanego wycinka rdzenia:

2889,5–2900,0 m 2,0 m zachowanego rdzenia (I i II skrzynki marszu):

2,0 m – anhydryt szaroniebieskawy, drobnosparytowy, ze smugami ciemno-szarego iłu, miejscami porowaty.

Cyklotem PZ2
(fig. 16)

Utwory opisane poniżej przypisano wydzieleniu anhydrytu kryjącego (A2r, cyklotem PZ2; wg Wagnera, 1994). Występują one w interwale głębokości 2956,5–2959,0 m.

Opis zachowanych wycinków rdzenia (fig. 3):

2959,0–2964,0 m 4,0 m zachowanego rdzenia (II–V skrzynki marszu):

1,0 m – anhydryt szary, drobnosparytowy, ze smugami iłu, laminowany faliście i o strukturze gruzłowej.

W spągowej części profilu widoczna 15 cm grubości strefa przerostów soli kamiennej i anhydrytu. W środkowej części profilu pojawiają się 2–6 mm grubości warstwy iłu, zaś w górnej przeważa anhydryt beztekstsuralny, z rzadka smugowany iłem.

Utwory opisane poniżej reprezentują w górnej części wydzielenie starszej soli kamiennej kryjącej (Na2r; cyklotem PZ2), które występuje w interwale głębokości 2959,0–2961,5 m, zaś w dolnej – wydzielenie starszej soli kamiennej potasowej (K2), które występuje w interwale głębokości 2961,5–2962,5 m. Przejście pomiędzy oboma rodzajami soli jest ciągłe.

Opis zachowanego wycinka rdzenia:

3,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (przeciętna średnica kryształów halitu 3–4 mm), różowo-pomarańczowa, półprzezroczysta, zawiera liczne kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej (tzw. chmurzaste – *cloudy*). W dolnej części profilu są widoczne pojedyncze skupienia czerwonego kainitu, współwystępujące z warstwami anhydrytu. W środkowej i górnej

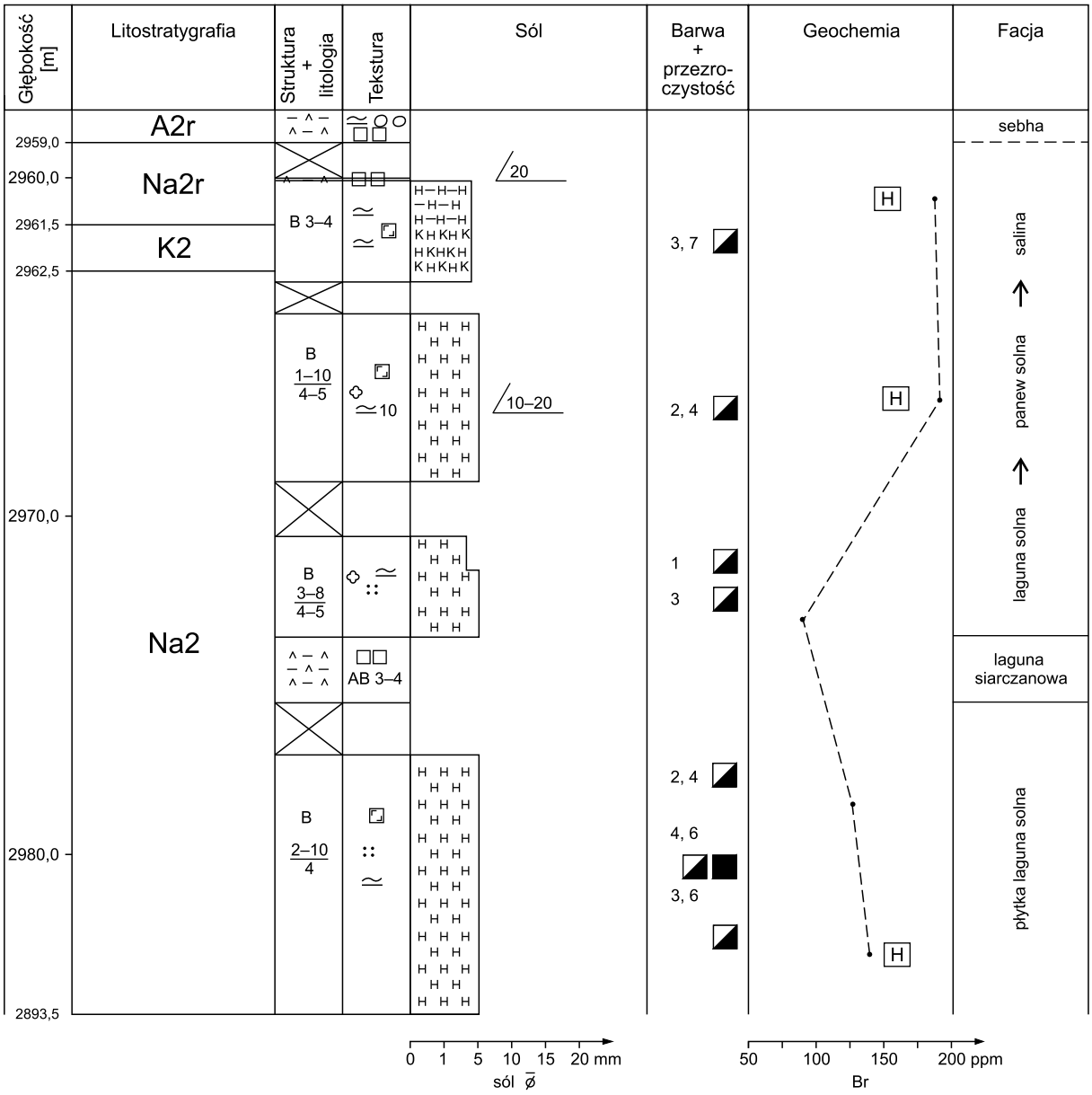


Fig. 16. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ2 w otworze wiertniczym Gościno IG 1

Objaśnienia jak na fig. 14

Synthetic profile of salt deposits of PZ2 cycle in the Gościno IG 1 borehole

Explanation as in Fig. 14

części profilu pojawiają się liczne smugi i cienkie warstwy anhydrytu z domieszką szarej substancji ilastej. W stropie odcinka rdzenia jest widoczna 10 cm grubości warstwa szarego anhydrytu, laminowanego równolegle, z licznymi kryształami halitu, nachylona pod kątem ok. 20°.

Poniżej opisane utwory określono jako wydzielenie starszej soli kamiennej (Na2), które występuje w interwale głębokości: 2962,5–3027,5 m.

2964,0–2970,5 m 5,0 m zachowanego rdzenia:

5,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 1–10 mm, przeciętna średnica kryształów 4–5 mm), szara i lokalnie różowawa, półprzezroczysta, zawiera liczne kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej. Sól jest poprzerastana anhydrytem w formie smug, gruzłów, lamin i warstw o grubości do 10 mm, powyginanymi i nachylonymi pod kątem 10–20°.

2970,5–2977,0 m 4,8 m zachowanego rdzenia:

0,8 m – sól kamienna różnokrystaliczna (przeciętna średnica kryształów halitu 3 mm), biała, półprzezroczysta, poprzerastana anhydrytem w formie smug, gruzłów, lamin i warstw;

2,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 3–8 mm, przeciętna średnica kryształów 4–5 mm), beżowa, półprzezroczysta, liczne smugi, gruzły i cienkie warstwy anhydrytu;

2,0 m – anhydryt poprzerastany solą kamienną równo-różnokrystaliczną (typ strukturalny AB; przeciętna średnica kryształów halitu 3–4 mm), szarą.

2977,0–2983,5 m 6,0 m zachowanego rdzenia:

2,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna, szara i różowa, półprzezroczysta, o rosnącym ku górze profilu udziale anhydrytu w formie smug, gruzłów i cienkich warstw;

4,0 m – sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–10 mm, przeciętna średnica kryształów 4 mm), beżowa i różowa, półprzezroczysta, zawiera liczne kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej oraz smugi, gruzły i cienkie warstwy anhydrytu, których udział wrasta ku górze profilu. Partie soli o czerwonawej są bardziej równokrystaliczne (przeciętna średnica kryształów 2–3 mm).

2983,5–3033,0 m brak rdzenia.

Utwory opisane poniżej reprezentują wydzielenie anhydrytu podstawowego (A2, cyklotem PZ2), występujące w interwale głębokości 3027,5–3037,0 m.

Opis zachowanego wycinka rdzenia:

3033,0–3037,1 m 1,0 m zachowanego rdzenia (I skrzynka marszu):

1,0 m – ciemnoszary anhydryt o budowie drobnogruzłowej (średnica gruzłów 2–10 mm), z domieszką substancji ilastej.

Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Badane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Gościno IG 1 obejmują fragmenty profili 3 cyklotemów: PZ2, PZ3 i PZ4. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic ogniw zostały ustalone przez Wagnera (2014 – ten tom).

Wykonane makroskopowe badania rdzeni solnych objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne – Czapowski, 1987, 1995; Czapowski i in., 1993) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe wtórne). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 23 próbkach, boru w 1 próbce i składu mineralnego w 4 próbkach; oznaczenia wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 1). Syntetyczne profile litologiczno-strukturalne z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania soli przedstawiają figury 14–16.

Cyklotem PZ4

Spośród utworów tego cyklotemu zachowały się (fig. 14) wycinki rdzeni (ok. 50% całego profilu cyklotemu) wydzieleń litostratygraficznych, wiązanych z subcykolotemami PZ4a i PZ4b (Wagner, 1994). Utwory te są przykryte utworami zaliczanymi do formacji rewalskiej (FR), stanowiącymi tu najwyższe wydzielenie litostratygraficzne cechsztynu (Wagner, 1994). Na podstawie aktualnego opisu zachowanego rdzenia utwory formacji rewalskiej w części spągowej (fig. 14) budują: 40 cm warstwa drobnokrystalicznego różowawego anhydrytu, ze smugami i przewarstwieniami czerwonego iłowca, przykryta 2,6 m serią czerwonawego mułowca, lokalnie odbarwionego, z płytkami muskowitu i wkładkami piaskowca z licznymi bioturbacjami i warstwowaniami zmarszczkowymi W dolnej części mułowca pojawiają się drobne skupienia szarego anhydrytu, miejscami plastycznie zdeformowane. Utwory te powstały w środowisku sebhy siarczanowej i równi mułowej.

Subcyklotem PZ4b

Subcyklotem ten (fig. 14) jest reprezentowany przez fragmenty rdzenia z czterech wydzieleń:

- najmłodszej soli kamiennej stropowej (Na4b2), o grubości 5,5 m, wykształconej jako biała, czerwonawa i różowa sól kamienna zailona, półprzezroczysta, różnokrystaliczna (typ strukturalny B, średnica kryształów

Tabela 1

Wyniki badań próbek soli cechsztynu z otworu wiertniczego Gościno IG 1

Results of investigations of samples salt deposits of the Gościno IG 1 borehole

Cyklotem	Wydzielenie	Głębokość pobrania próbki [m]	Zawartość bromu [ppm]	Zawartość boru [ppm]	Skład mineralny
PZ4b	Na4b2	2750,2	50	–	–
	T4b2	2755,3	–	210	anhydryt, halit, kwarc, chloryt, illit, dolomit
		2756,0	100	–	–
		2761,2	185	–	–
		2761,4	77	–	–
	Na4b1	2766,4	45	–	–
PZ4a	Na4a2	2781,4	105	–	–
		2787,4	67	–	–
	Na4a1	2791,7	105	–	–
		2796,0	160	–	–
		2819,0	150	–	–
PZ3	Na3	2840,6	108	–	–
		2845,9	110	–	–
		2854,0	127	–	–
		2867,6	97	–	–
		2876,8	85	–	–
		2878,0	98	–	–
		2887,6	94	–	–
		2888,4	103	–	–
PZ2	Na2r	2960,5	192	–	halit
	Na2	2966,5	189	–	halit
		2973,0	92	–	–
		2978,4	124	–	–
		2982,6	135	–	halit

halitu 1–12 mm), od średnio- do grubokrystalicznej, w dolnej części rdzenia występują partie soli o charakterze soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D) oraz plastycznie zdeformowane warstewki anhydrytu o grubości do 2 cm. Niski udział bromu (50 ppm; tab. 1) i wykształcenie osadów sugerują ich powstanie w warunkach nadmorskiej panwi solnej, z solanek rozcieńczanych przez wody opadowe (Holser, Wilgus, 1981);

- czerwonego iłu solnego górnego – część górna ($T4b_2$), o grubości 10,5 m, zbudowanego w stropie z 0,3 m warstwy porowatego beżowego anhydrytu z kryształami czerwonawego halitu (pigmentem jest czerwony pelit ilasty) oraz smugami i przewarstwieniami czerwonego iłowca. Poniżej występuje 4 m grubości zespół czerwonawych iłowców, lokalnie odbarwionych, z dużymi kryształami czerwonego halitu. Udział boru w iłowcach jest dość wysoki (210 ppm), zaś skład mineralny obejmuje: anhydryt, halit, kwarc, chloryt, illit i dolomit (tab. 1). Zamienny, wysoki od 77 do 185 ppm udział bromu w kryształach halitu z iłowca wskazuje na dość wysokie stężenie solanek porowych, typowe dla solanek morskich, co wraz z wykształceniem sugeruje powstanie serii iłowcowo-piaszczystej i siarczanowej w środowisku nadmorskiej równi mułowej lub okresowo wysychającego zbiornika jeziornego;
- soli rozdzielającej ($Na4b_1$), o grubości 1,5 m, reprezentowanej przez czerwonawą, zailoną sól kamienną różnokrystaliczną (od grubo- do wielkokrystalicznej), nieprzezroczystą do lokalnie półprzezroczystej. Niska zawartość bromu (45 ppm) w soli kamiennej sugeruje jej powstanie w obrębie panwi solnej;
- czerwonego iłu solnego górnego – część dolna ($T4b_1$), o grubości 5 m, zachowanego w postaci 0,8 m grubości warstwy czerwonego i brunatnego iłowca, podścielonego 3,1 m grubości serią piaskowców drobnoziarnistych, mułkowatych, silnie porowatych, z dużymi czerwonymi kryształami halitu, zaś w środkowej części – z laminacją horyzontalną i słabo nachyloną (kąt 5–10°), pod-

kreśloną smugami substancji ilastej. Utwory te powstały prawdopodobnie w obrębie okresowo wysychającego, zasolonego zbiornika jeziornego i otaczającej go równi mułowej.

Subcyklotem PZ4a

Subcyklotem ten (fig. 14), podobnie jak wcześniej opisany, jest reprezentowany przez fragmenty rdzenia z sześciu wydzieleń litostraygraficznych.

Najmłodszym wydzieleniem jest najmłodsza sól kamienna ilasta ($Na4at_2$), o grubości 6 m, reprezentowana przez fragmenty czerwonobrunatnego iłowca, poprzerastanego solą kamienną zasiloną o czerwonawym zabarwieniu. Łączna grubość zachowanej partii rdzenia wynosi 1,7 m i utwory te były wcześniej opisywane jako zuber (patrz rozdz. „Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny").

Poniżej występuje najmłodsza sól kamienna górna ($Na4a_2$), o grubości 12 m, zbudowana w górnej części interwału z fragmentów soli kamiennej zailonej, czerwonawej i brunatnej, nieprzezroczystej i lokalnie półprzezroczystej, różnokrystalicznej (typ strukturalny B), zaś w środkowej części profilu pojawia się beżowa sól grubokrystaliczna z przejściem do wielkokrystalicznej. W dolnej części profilu wydzielenia występuje zailona sól kamienna równokrystaliczna (typ strukturalny A), grubokrystaliczna (przeciętna średnica kryształów halitu 5–6 mm), beżowa do różowawej, półprzezroczysta.

Zawartość bromu w omawianej soli stopniowo wzrasta od 67 ppm w dolnej części do 105 ppm w środkowej części (tab. 1). Utwory obu omówionych wydzieleń solnych powstały prawdopodobnie w obrębie płytkiej laguny solnej.

Poniżej najmłodszej soli kamiennej górnej stwierdzono siarczany wydzielenia anhydrytu pegmatytowego górnego (A4a2), o grubości 1 m, wykształconego jako szary porowaty anhydryt z pseudomorfozami szarego (z pigmentem w postaci czerwonego iłu) halitu po gipsie. Osad ten powstał zapewne w środowisku płycizny w obrębie płytkiej laguny siarczanowej.

Kolejnym fragmentarycznie rdzeniowanym starszym wydzieleniem subcyklotemu PZ4a jest najmłodsza sól kamienna dolna ($Na4a_1$), o grubości 34 m, zbudowana z soli różnokrystalicznej (średnica kryształów halitu 2–10 mm), lokalnie równokrystalicznej z przejściem do wielkokrystalicznej, różowawej zaś w dolnej części szaro-beżowej, półprzezroczystej i przezroczystej (fig. 14). Sól zawiera liczne skupienia, gruzły i laminy anhydrytu oraz strefy z wyraźnie wydłużonymi kryształami halitu (przebudowane tektonicznie). W środkowej części profilu występuje 0,3 m warstwa szaro-niebieskiego, drobnosparytowego anhydrytu poprzerastanego 2–3 cm grubości warstewkami soli kamiennej. Spąg soli tworzy 2 cm grubości warstewka anhydrytu poprzerastanego solą, nachylona pod kątem ok. 30 stopni.

Zwartość bromu w soli zmniejsza się od 1500–160 ppm w dolnej i środkowej części profilu do 105 ppm w stropie. Chlorki te powstały prawdopodobnie w obrębie płytkiej laguny solnej, z okresowym rozcieńczeniem solanek prowadzącym do osadzenia wkładki siarczanowo-solnej.

Opisana sól kamienna jest podścielona utworami siarczanowym, przypisanymi wydzieleniu anhydrytu pegmatytowego dolnego ($A4a_1$), o grubości 1 m, wykształconymi jako szarawy i beżowy anhydryt drobnosparytowy, spękany, w dolnej części profilu bardziej porowaty, partiami faliście laminowany brunatną substancją ilastą (fig. 14). Osad ten powstał w środowisku laguny siarczanowej.

Poniżej fragmentarycznie rdzeniowano najstarsze wydzielenie subcyklotemu PZ4a, utwory czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), o grubości 13 m (fig. 14), zbudowane z brunatnego iło-mułowca z kryształami czerwonego halitu, lokalnie odbarwionego, w środkowej części profilu bardziej mułowcowego, z drobnymi warstwowaniami skośnymi. Utwory te powstały zapewne w środowisku nadmorskiej równi mułowej.

Cyklotem PZ3 – młodsza sól kamienna (Na3)

Utwory chlorkowe cyklotemu PZ3 występują w przedziale głębokości 2839,0–2892,0 m, osiągając miąższość 53 m. Są one fragmentarycznie rdzeniowane, zachowany rdzeń stanowi nieco ponad 60% profilu wydzielenia (fig. 15). Sole kamienne są podścielone utworami anhydrytu głównego (A3), wykształconymi w stropie jako anhydryt szaro-niebieskawy, drobnosparytowy, ze smugami ciemno-szarego iłu, miejscami porowaty. Siarczany te to produkt otwartego basenu siarczanowego.

Najwyższą część zbadanego profilu chlorków cyklotemu PZ3 (fig. 15) tworzy wydzielenie młodszej soli kamiennej ilastej (Na3t) o szacowanej grubości 0,5 m. Reprezentowane jest przez sól kamienną różnokrystaliczną miodową, beżową i szarą, półprzezroczystą, z rozproszonymi skupieniami czerwonej substancji ilastej oraz anhydrytu. Utwory te mają miejscami charakter zubru i w spągu są podścielone 5–8 cm grubości warstwą szarego anhydrytu, laminowanego horyzontalnie.

Poniżej występujące sole kamienne z przewarstwieniami anhydrytu odpowiadają wydzieleniu młodszej soli kamiennej (Na3). Wyższą część tego wydzielenia buduje sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–12 mm), miodowa, beżowa i szara, półprzezroczysta, z rozproszonymi skupieniami czerwonej substancji ilastej oraz warstewkami i gruzłami białego, drobnosparytowego i mikrytowego anhydrytu.

Poniżej opisanej serii solnej występuje 5,5 m grubości kompleks siarczanowy, zbudowany z białego i szarawego, drobnosparytowego anhydrytu, z pseudomorfozami halitowymi po kryształach gipsu (fig. 15). Siarczany te powstały w obrębie laguny o podwyższonym zasoleniu, sprzyjającym wytrącaniu gipsu z solanek. Opisany anhydryt jest podścielony cienką, 0,05 m grubości warstwą szaro-zielonego mułowca z czerwonymi smugami, laminowanego faliście, lokalnie w części stropowej są widoczne drobnoskalowe warstwowania skośne oraz przerost zailonej soli

kamiennej różnokrystalicznej, czerwonawej i różowej, półprzezroczystej, z anhydrytem.

Środkową część profilu młodszej soli kamiennej, poniżej wspomnianego anhydrytu, buduje głównie zailona sól kamienna różnokrystaliczna (maks. średnica kryształów halitu >15 mm), w górnej partii szara do różowej, niżej szara, beżowa do białej, półprzezroczysta, zawiera lokalnie partie soli o strukturze włóknistej. W środkowej części tego odcinka profilu soli występuje strefa o grubości ok. 0,5 m z licznymi gruzłami białego drobnosparytowego anhydrytu, które lokalnie tworzą strefy nachylone pod kątem ok. 75°, pojawiają się tu też drobne klasty brunatnego iłowca. Poniżej występuje sól równo- do różnokrystalicznej (przeciętna średnica kryształów halitu 4–5 mm), z gruzłami i soczewami białego mikrytowego anhydrytu. Sól ta przechodzi niżej w sól różnokrystaliczną do wielkokrystalicznej, szarą i miodową, poprzerastaną anhydrytem w formie pionowych i poziomych smug.

W dolnej części profilu wydzielenia młodszej soli kamiennej (fig. 15) pojawia się 0,2 m warstwa anhydrytu z rozproszoną szarą substancją ilastą oraz pojedynczymi dużymi kryształami półprzezroczystego halitu. Poniżej występuje zailona sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 3–16 mm, pojedyncze kryształy o średnicy >20 mm, przeciętna średnica 5–8 mm), w dolnej części profilu bardziej równokrystaliczna, beżowa do miodowej, półprzezroczysta, zawiera smugi, gruzły i soczewy anhydrytu.

Zawartość bromu (8 próbek) w badanym profilu (tab. 1; fig. 15) jest stosunkowo stała, zmienia się w niewielkich granicach od 85 ppm w dolnej partii do 127 ppm w wyższej części, by następnie obniżyć się nieco do 108 ppm w górze profilu.

Wykształcenie soli i stosunkowo niskie stężenie pierwotnych solanek, rejestrowane zawartością bromu, wskazują na środowisko powstawania chlorków w obrębie laguny solnej. Z kolei dłuższe okresy rozcieńczenia solanek przez dostawy z otwartego basenu morskiego doprowadziły do osadzenia serii siarczanowych, zaś silne wezbranie (sztormowe?) pozostawiło warstewkę mułowca ze strukturami prądowymi (warstwowania zmarszczkowe).

Cyklotem PZ2 – starsza sól kamienna (Na2)

Utwory chlorkowe cyklotemu PZ2 przypisywane wydzieleniu starszej soli kamiennej (Na2) występują w przedziale głębokości 2959,0–3027,5 m, osiągając miąższość 68,5 m. Zbadana część profilu obejmuje interwał głębokości 2959,0–2893,5 m i zachowane partie rdzenia reprezentują ponad 70% profilu soli (fig. 16).

Utwory solne są podścielone osadami anhydrytu podstawowego (A2), wykształconymi w stropowej partii jako ciemnoszary anhydryt o budowie drobnogruzłowej, z domieszką substancji ilastej, powstały zapewne w środowisku sebhy.

Ponad utworami solnymi występuje wydzielenie anhydrytu kryjącego (A2r), które w partii kontaktowej z solą kamienną jest wykształcone jako szary anhydryt drobnosparytowy, porowaty, ze smugami iłu, laminowany faliście i o strukturze gruzłowej (fig. 16). W górnej części profilu dominuje anhydryt beztekstualny, zaś w spągu występuje 15 cm grubości strefa przerostów soli kamiennej i anhydrytu. Osad ten powstał zapewne w obrębie płycizn na skraju panwi solnej lub na terenie sebhy siarczanowej.

W obrębie utworów solnych wyróżniono trzy wydzielenia litostratygraficzne: starszą sól kamienną kryjącą (Na2r), starszą sól potasową (K2) i starszą sól kamienną (Na2).

Starsza sól kamienna kryjąca (Na2r) jest reprezentowana przez 2 m grubości sól kamienną różowo-pomarańczową, półprzezroczystą, różnokrystaliczną (typ strukturalny B, o przeciętnej średnicy kryształów halitu 3–4 mm). Sól ta zawiera liczne kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej (tzw. chmurzaste) oraz anhydryt, który tworzy drobne skupienia, gruzły, smugi bądź laminy. Ponadto występuje tu rozproszona szara substancja ilasta. W stropie soli występuje 10 cm grubości warstwa szarego anhydrytu, laminowanego równolegle, z licznymi kryształami halitu, nachylona pod kątem ok. 20 stopni. Zawartość bromu (1 próbka) w badanym profilu soli (tab. 1; fig. 16) wynosi 189 ppm, zaś oznaczenia składu mineralnego wykazały jedynie obecność halitu (tab. 1).

Poniżej wyróżniono starszą sól potasową (K2), której odpowiada podobna strukturalnie i teksturalnie sól kamienna, o grubości 1 m, zawierająca pojedyncze skupienia czerwonego kainitu, współwystępujące z warstwami anhydrytu.

Pozostałą część zbadanego profilu chlorków cyklotemu PZ2 stanowi wydzielenie starszej soli kamiennej (Na2), reprezentowane przez sól kamienną szarą, białą, beżową i różową, półprzezroczystą. Sól ta zawiera w całym profilu liczne kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej (tzw. chmurzaste) oraz anhydryt, który tworzy drobne skupienia, gruzły, smugi bądź laminy. W profilu dominuje sól różnokrystaliczna (typ strukturalny B, o średnicy kryształów halitu 1–10 mm, przeciętna średnica kryształów halitu to 4–5 mm), zaś lokalnie występuje sól równo-różnokrystaliczna (typ strukturalny AB; przeciętna średnica kryształów halitu 3–4 mm). W środkowej partii profilu starszej soli kamiennej pojawia się warstwa o grubości 2 m anhydrytu, poprzerastanego solą kamienną równo-różnokrystaliczną, o przeciętnej średnicy kryształów halitu 3–4 mm (fig. 3).

Zawartość bromu (4 próbki) w badanym profilu (tab. 1; fig. 16) zmienia się stopniowo od 185 ppm w spągu profilu przez 92 ppm w środkowej części (powyżej serii siarczanowej), do wartości 192 ppm w górnej części. Oznaczenia składu mineralnego w 2 próbkach wykazały jedynie obecność halitu (tab. 1).

Wykształcenie soli i zawartość bromu świadczą o tym (Czapowski, 1987; Czapowski i in., 1993), że omawiane utwory solne powstały początkowo w środowisku płytkiej laguny solnej, następnie wypełnionej świeżymi solankami z otwartego basenu, co doprowadziło do powstania grubej serii siarczanowej (środowisko laguny siarczanowej). Później nastąpiło ponowne ograniczenie wymiany solanek i sukcesywny rozwój facji laguny solnej, stopniowo przeradza-

jącej się w bardziej izolowaną panew solną i salinę o wysokiej koncentracji solanki (wysoka zawartość bromu, ze sporadycznym strącaniem soli K-Mg – kainit). W tym etapie udział rozproszonej substancji ilastej sugeruje jej dostawę do zbiornika zapewne drogą eoliczną, zaś obecność wkładki siarczanowej w stropie profilu należy wiązać, przy braku śladów erozji soli, z epizodem napływu świeżych morskich solanek i okresową zmianą charakteru depozycji z chlorkowej na siarczanową.

TRIAS

Anna BECKER

WSTĘP

Identyfikacja osadów triasu profilu Gościno IG 1 i ich stratygrafia zostały opracowane przez zespół w składzie: Ryszard Dadlez, Irena Gajewska i Anna Szyperko-Śliwczyńska. Wyniki badań, przedstawione w Dokumentacji wynikowej otworu, opierały się głównie na analizie profilowań geofizycznych pod kątem opracowanej dla regionu litostratygrafii, ze względu na niewielki stopień rdzeniowania, sięgający kilku procent w skali systemu. Na potrzeby niniejszego opracowania przeanalizowano literaturę, dotyczącą triasu otworu Gościno IG 1 oraz regionu, w którym jest zlokalizowany. Na tej podstawie, przy pomocy opisu profilu oraz wykresów profilowań geofizycznych pierwotnych i zreinterpretowanych (połączonych) dokonano weryfikacji wydzieleń litostratygraficznych. Zweryfikowane dane głębokościowe pochodzą z wykresów pomiarów geofizycznych uzyskanych z danych cyfrowych reinterpretowanych, załączonych również do tego tomu. Za Bachmannem i in. (2010) uznaje się w niniejszym rozdziale wydzielenia pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper za wydzielenia litostratygraficzne w randze grup, zaś ich dolne, środkowe i górne części za podgrupy. Ze względu na brak pracy formalizującej podział litostratygraficzny utworów triasu basenu środkowoeuropejskiego (inaczej południowego basenu permskiego, basenu germańskiego) na grupy i podgrupy, w niniejszym tekście oraz w opisie profilu traktuje się ten podział jako nieformalny.

Anna BECKER, Anna SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE I LITOSTRATYGRAFIA UTWORÓW TRIASU DOLNEGO

Utwory triasu dolnego nawiercono w otworze Gościno IG 1 na głębokości 1659,0–2670,0 m. Odcinek ten był rdzeniowany tylko kontrolnie. Z całego 1011-metrowego interwału wydobyto 48,6 m rdzenia, co daje rdzeniowanie na poziomie 5%. Z tego względu stratygrafia triasu dolnego otworu Gościno IG 1 opiera się głównie na interpretacji wykresów pomiarów karotażowych i odniesieniu ich do schematu litostratygraficznego triasu dolnego Pomorza Zachodniego, a zwłaszcza do profilu otworu Kołobrzeg IG 1 (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982). W skład triasu dolnego reprezentowanego przez grupę pstrego piaskowca wchodzą wszystkie jej podgrupy: pstry piaskowiec dolny, środkowy oraz górny. Ze względu na brak danych chronostratygraficznych pochodzących bezpośrednio z tego otworu wszystkie granice chronostratygraficzne są umowne, postawione na najbliższych im granicach litostratygraficznych, opierając się na wynikach badań regionalnych (np. Orłowska-Zwolińska, 1984; Nawrocki, 1997; podsumowanie *w*: Pieńkowski i in., 2008). Litostratygrafia triasu dolnego otworu Gościno IG 1 została opracowana przez A. Szyperko-Śliwczyńską (później Szyperko-Teller) w trakcie rozpoznania budowy geologicznej północno-zachodniej Polski w latach 1966–1988.

Pstry piaskowiec

Utwory pstrego piaskowca dolnego są reprezentowane przez formację bałtycką o miąższości 274,5 m. Granicę między formacją rewalską cechsztynu a formacją bałtycką pstrego piaskowca postawiono według rdzenia na głębokości 2670,0 m (wg geofizyki otworowej 2672,5 m). Jest to granica między stosunkowo urozmaiconym litologicznie odcinkiem profilu najwyższego cechsztynu (formacja rewalska) oraz jednorodnym ilasto-mułowcowym kompleksem najniższej części formacji bałtyckiej. Granica ta jest dobrze czytelna na krzywej profilowania gamma i jest zgodna z jej opisem w pracy Szyperko-Teller (1982), w której sformalizowano oba wydzielenia w randze formacji. Strop formacji bałtyckiej wyznaczono na głębokości 2395,5 m w spągu charakterystycznego dla całego regionu ogniwa piaskowca drawskiego formacji pomorskiej (Szyperko-Teller, 1982). Zarówno strop, jak i spąg formacji zostały określone na podstawie profilowań geofizycznych. Formacja bałtycka jest wykształcona w postaci kompleksu iłowcowo-mułowcowego, o barwach głównie brunatnych i brunatno-czerwonych, z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami wapieni i piaskowców. Najbardziej miąższe i liczne przewar-

stwienia wapieni występują w środkowej części formacji na głębokości 2471,0–2563,0 m. We wszystkich odcinkach rdzeniowanych stwierdzono laminacje poziome, faliste, soczewkowe, rzadziej smużyste i zmarszczkowe (Iwanow i Szulc *w*: Krzywiec, 2000) oraz występowanie drobnych konkrecji anhydrytowych.

Środowisko sedymentacji formacji bałtyckiej dla całego obszaru Niżu Polskiego było interpretowane przez Szyperko-Teller (1997) oraz Iwanowa i Kiersnowskiego (1998). Krótką interpretację osadów otworu Gościno IG 1 przedstawili Iwanow i Szulc (*w*: Krzywiec, 2000). Według Szyperko-Teller (1997) w początkowej fazie formacja bałtycka była deponowana w transgredującym płytkim zbiorniku morskim. Następnie przekształcił się on w słodko- lub słonawowodne jezioro, które uległo spłyceniu i przekształceniu w system jezior. Iwanow i Kiersnowski (1998) środowisko sedymentacji formacji bałtyckiej zinterpretowali jako zbiornik (lagunę) o obniżonym zasoleniu. Iwanow i Szulc (*w*: Krzywiec, 2000) nazwali środowisko depozycji formacji bałtyckiej płytkim szelfem terygenicznym, wskazując na możliwość depozycji środkowej części formacji w warunkach bliskiego przybrzeża i płycizn. Pstry piaskowiec środkowy reprezentują w otworze Gościno IG 1 dwie jednostki litostratygraficzne w randze formacji: formacja pomorska i formacja połczyńska, co odpowiada pełnemu wykształceniu tej podgrupy regionu północno-zachodniej Polski (Szyperko-Teller, 1982). Formacja pomorska występuje na głębokości 2178,0–2395,5 m, osiągając miąższość 217,5 m. W obrębie jednostki wyróżniono ogniwo piaskowca drawskiego na głębokości 2349,0–2395,5 m (46,5 m) oraz ogniwo trzebiatowskie na głębokości 2178,0–2230,0 m (52,0 m). W górnej i w dolnej części ogniwa piaskowca drawskiego znajduje się kompleks piaskowcowy z nielicznymi przewarstwieniami mułowcowo-iłowcowymi. W wydobytym z tego ogniwa rdzeniu stwierdzono piaskowce drobnoziarniste ceglasto-czerwone, z nielicznymi przewarstwieniami piaskowca mułowcowego, o laminacjach poziomej, falistej i zmarszczkowej oraz z klastami mułowca dolomitycznego. Spąg tego ogniwa, równoznaczny ze spągiem formacji, jest bardzo dobrze czytelny na krzywych pomiarów geofizycznych (blokowy spadek wartości zliczeń na krzywej profilowania gamma). Strop ogniwa wyznacza pojedyncza wysoka dodatnia anomalia na krzywej PG, powyżej której następuje blokowy wzrost zliczeń w porównaniu do odcinka profilu odpowiadającego ogniwu piaskowca drawskiego. Z wyższej części formacji pobrano dwa rdzenie. Zawierają one utwory typowe dla tej części profilu formacji pomorskiej: mułowce i iłowce margliste, miejscami z przewarstwieniami wapieni marglistych mułowcowych, z nielicznymi konkrecjami anhydrytu, a w części najniższej mułowce piaszczyste z przewarstwieniami iłowca i mułowca. Najwyższa część formacji pomorskiej tworzy ogniwo trzebiatowskie (Szyperko-Teller, 1982), z którego nie pobrano żadnego rdzenia. Na podstawie pomiarów geofizycznych, próbek okruchowych i porównania z danymi z regionu ogniwo to jest zbudowane z iłowców i mułowców z przewarstwieniami piaskowców oraz prawdopodobnie wapieni. Strop ogniwa trzebiatowskiego jest czytelny na krzywych profilowań geofizycznych. Odpowiada on granicy między kompleksem o stabilnych wysokich zliczeniach oraz kompleksem charakteryzującym się licznymi negatywnymi ostrymi anomaliami na krzywej profilowania gamma i umieszczono go w spągu pierwszej takiej anomalii. Granica ta wyznacza równocześnie spąg formacji połczyńskiej. Najniższe ogniwo tej formacji – ogniwo kołobrzeskie – występuje na głębokości 2137,0–2178,0 m i charakteryzuje się naprzemianległym zaleganiem warstw piaskowcowych oraz iłowcowo-mułowcowych i podrzędnie wapnistych. Wykształcenie takie odzwierciedla się w wahaniach zliczeń na krzywej profilowania gamma oraz zostało potwierdzone w rdzeniu. Cechą charakterystyczną dla ogniwa kołobrzeskiego jest zachowanie niektórych cech typowych dla osadów niżej leżącej formacji pomorskiej. Jednocześnie ogniwo to rozpoczyna część profilu podgrupy środkowego pstrego piaskowca, w której przeważają piaskowce (Szyperko-Teller, 1982). Strop ogniwa kołobrzeskiego nie jest wyraźnie czytelny w profilu. Na głębokości 2137,0 m następuje zmiana charakteru krzywej profilowania gamma, wskazująca na zmniejszenie miąższości przewarstwień drobnoklastycznych w kompleksie piaskowcowym powyżej tej granicy. Wyższa, zasadnicza część formacji połczyńskiej, jest zbudowana z czerwonych piaskowców drobnoziarnistych, zawierających otoczaki iłowcowo-mułowcowe oraz cienkie przewarstwienia iłowców i mułowców brunatnych. Charakter krzywych karotażowych pozwala wnioskować, że skały ilasto-mułowcowe występują liczniej w wyższej części profilu, przeważając wręcz nad piaskowcami na głębokości 1809,0–1885,0 m. W rdzeniu z głębokości 1846,0–1853,2 m stwierdzono również przewarstwienie zlepieńca złożonego z otoczaków wapiennych scementowanych spoiwem piaszczysto-wapiennym oraz cienkie przewarstwienie wapienia.

Formacja połczyńska jest jednym z głównych horyzontów o dobrych właściwościach kolektorskich w północno-zachodniej Polsce. W otworze Gościno IG 1 na podstawie charakterystyki geofizycznej najlepszych właściwości kolektorskich można się spodziewać na głębokości 2020,0–2095,0 m (Becker, 2012).

Formacja pomorska po krótkim epizodzie spłycenia zbiornika (ogniwo piaskowca drawskiego, Iwanow i Szulc *w*: Krzywiec, 2000) była deponowana podobnie jak formacja bałtycka, w przybrzeżnej strefie laguny o obniżonym zasoleniu (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998). Formacja połczyńska reprezentuje środowisko lądowe, system depozycyjny fluwialny (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Pstry piaskowiec górny jest reprezentowany w profilu Gościno IG 1 przez formację barwicką. Zgodnie z definicją tej formacji również tutaj tworzy ją niejednorodny litologicznie kompleks różnobarwnych skał klastycznych z podrzędnymi przewarstwieniami skał węglanowych (Szyperko-Teller, 1982). Ze 150-metrowego odcinka profilu pobrano jedynie dwa rdzenie (14 m), stąd interpretacja litologii i litostratygrafii bazuje na krzywych profilowań geofizycznych oraz próbkach okruchowych. Spąg formacji określono na głębokości 1809,0 m w spągu mułowcowo-piaskowco-

wego kompleksu dobrze czytelnego w postaci dodatniej anomalii na krzywej profilowania neutron-gamma oraz udokumentowanego rdzeniem z głębokości 1799,5–1806,5 m. Rdzeń ten zawiera pstry mułowiec oraz czerwony piaskowiec drobnoziarnisty miejscami przekątnie warstwowany. Takie wykształcenie jest typowe dla najniższej części formacji barwickiej w całym regionie Pomorza Zachodniego (Szyperko-Teller, 1982). W profilu Gościno IG 1 nie udało się wydzielić charakterystycznych ogniw w obrębie formacji barwickiej. Wyższy rdzeń z głębokości 1738,0–1745,0 m zawiera piaskowce drobnoziarniste oraz mułowce miejscami ze smugami i konkrecjami anhydrytu (gipskrety wg opisu Szulca) a także spoiwem dolomitycznym (dolokrety wg opisu Szulca). W dokumentacji otworu jest opisane przewarstwienie zlepieńca, złożonego z otoczaków mułowców i iłowców scementowanych spoiwem mułowcowo-ilastym, którego jest brak w zachowanym rdzeniu. Opisany rdzeń pochodzi ze środkowej części formacji, odpowiadającej, według pierwotnego podziału tej części profilu, „retowi B" (Szyperko-Śliwczyńska, 1966). Strop formacji na głębokości 1659,0 m jest położony w spągu pierwszego przewarstwienia węglanowego wyraźnie czytelnego w zapisie geofizyki wiertniczej (krzywa profilowania gamma – ujemna anomalia, krzywa profilowania neutron-gamma – dodatnia anomalia, krzywe profilowania oporności – dodatnia anomalia), które rozpoczyna równocześnie profil wapienia muszlowego.

Iwanow i Szulc (*w*: Krzywiec, 2000) interpretują środowisko sedymentacji formacji barwickiej na podstawie dostępnych rdzeni jako środowisko równi mułowcowej i plaji. Interpretację tę potwierdzają według Iwanowa i Szulca ślady przerabiania eolicznego, występujące w osadach dolokrety, gipskrety i gips modularny, tworzący specyficzne rizolity, jak też liczne struktury z wysychania.

Anna BECKER, Irena GAJEWSKA

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE I LITOSTRATYGRAFIA UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO I GÓRNEGO

Trias środkowy

Do triasu środkowego w otworze Gościno IG 1 zaliczono osady na głębokości 1417,0–1659,0 m, reprezentujące grupę wapienia muszlowego oraz podgrupę kajpru dolnego. Z tego 242-metrowego odcinka profilu pobrano 20,2 m rdzenia, co daje rdzeniowanie na poziomie 8%. Podobnie jak dla osadów triasu dolnego, tak i tutaj podstawą interpretacji litologii i litostratygrafii były pomiary geofizyki otworowej oraz porównanie z otworami z regionu o pełniejszej dokumentacji, takimi jak: Połczyn IG 1 oraz Jarkowo 1. Granice chronostratygraficzne spągu i stropu triasu środkowego należy uznać za umowne, gdyż z omawianego odcinka profilu nie uzyskano danych chronostratygraficznych. Granice te postawiono na prawdopodobnie najbliższych im granicach litostratygraficznych, opierając się na wynikach badań regionalnych (np. Orłowska-Zwolińska, 1977, 1985; Nawrocki, Szulc, 2000; Szulc, 2000; podsumowanie *w*: Pieńkowski i in., 2008). Litostratygrafia triasu środkowego otworu Gościno IG 1 została opracowana przez Gajewską (1987).

Wapień muszlowy

Wapień muszlowy dolny występuje na głębokości 1605,4–1659,0 m, osiąga 53,6 m miąższości. Z odcinka tego nie został pobrany żaden rdzeń. Jest on wykształcony w znacznej części w facjach klastycznych (piaskowce i siltyty) deponowanych w przybrzeżnej części rozwijającego się płytkiego zbiornika morskiego (Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998; Iwanow, Szulc *w*: Krzywiec, 2000).

Wapień muszlowy środkowy występuje na głębokości 1570,6–1605,4 m, osiąga miąższość 34,8 m. Zaliczono do niego kompleks dolomitowo-wapienno-marglisty z nielicznymi przewarstwieniami piaskowca, głównie w dolnej części wydzielenia. Rdzenie pobrano z najniższego i najwyższego fragmentu tego odcinka profilu, uchwyciwszy granicę między wapieniem muszlowym środkowym i górnym. Sedymentacja tej części profilu zachodziła początkowo w trakcie postępującej transgresji morskiej, w wyniku której depozycja klastyków zastępowana była przez węglany, okresowo deponowane w warunkach sztormowych (Iwanow, Szulc *w*: Krzywiec, 2000). Dolomity, przeważające w górnej części wydzielenia, świadczą o stresie środowiskowym, związanym z regresją i redukcją połączeń basenu z otwartym zbiornikiem morskim, a w konsekwencji powstaniu laguny o podwyższonym zasoleniu (Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998; Beutler, Szulc, 1999).

Wapień muszlowy górny występuje na głębokości 1545,0–1570,6 m, osiąga miąższość 25,6 m. Zaliczono do niego kompleks wapieni i margli z fauną ryb i brachiopodów, miejscami intensywnie zbioturbowany, deponowany w płytkim zbiorniku morskim (Iwanow, Szulc *w*: Krzywiec, 2000). Rdzeń pobrano tylko z najniższego odcinka profilu. Strop wapienia muszlowego górnego, a tym samym całej grupy wapienia muszlowego, jest dobrze czytelny na krzywych profilowania geofizycznego, gdyż tworzy go strop najwyższej ostrej dodatniej anomalii na krzywej profilowania neutron-gamma oraz profilowań oporności. Cały odcinek profilu, odpowiadający grupie wapienia muszlowego, charakteryzuje się występowaniem ostrych dodatnich anomalii na obu rodzajach krzywych, co jest jednym z kryteriów jego wyróżniania.

Kajper

Zgodnie z opisem Iwanowa i Szulca (*w*: Krzywiec, 2000) warstwy sulechowskie (kajper dolny) reprezentowane są w profilu przez piaskowce drobnoziarniste i mułowce piaszczyste ciemnoszare i czerwono-brunatne, w dolnej części wapniste. W obrębie szarych osadów charakterystyczne jest występowanie zwęglonej sieczki roślinnej i skupień węglistych, świadczących o warunkach redukcyjnych środowiska. W rdzeniu z głębokości 1477,7–1481,8 m występują charakterystyczne pstre osady z gruzłami węglanowymi i anhydrytowymi świadczące o rozwoju procesów glebowych. Wykształcenie takie wskazuje na wycofanie się zbiornika morskiego z rejonu Gościna i zastąpienie sedymentacji morskiej wapienia muszlowego przez depozycję w obrębie przybrzeżnej równi mułowcowo-piaszczystej (Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998; Iwanow, Szulc *w*: Krzywiec, 2000).

Trias górny

Trias górny w profilu Gościno IG 1 występuje na głębokości 864,0–1417,0 m, osiąga miąższość 1806 m. Z tego odcinka pobrano 31,2 m rdzenia, co daje rdzeniowanie na poziomie 2%. Strop i spąg triasu górnego tak jak inne granice chronostratygraficzne w jego obrębie należy uznać za umowne ze względu na brak danych chronostratygraficznych, pochodzących z opisywanego otworu wiertniczego. Granice te zostały postawione na prawdopodobnie najbliższych im granicach litostratygraficznych, opierając się na wynikach badań regionalnych (np. Orłowska-Zwolińska, 1983; podsumowanie *w*: Pieńkowski i in., 2008). Ze względu na niski poziom rdzeniowania interpretacja litologii oraz litostratygrafii opiera się głównie na danych geofizyki otworowej. W rdzeniu został uchwycony jedynie strop piaskowca trzcinowego. Wyznaczenie granicy między kajprem dolnym i środkowym, będącej przybliżeniem spągu triasu górnego, było problematyczne w omawianym otworze. Podobnie problematyczna jest granica między warstwami zbąszyneckimi + jarkowskimi i warstwami gipsowymi górnymi, wyznaczona w obrębie kompleksu ilastego. W profilu otworu Gościno IG 1 jest brak charakterystycznego kompleksu anhydrytowo-gipsowego w stropie warstw gipsowych górnych (anhydryt stropowy), wyznaczającego granicę obu wydzieleń w rejonie położonym nieco dalej na południe. Jako reper litostratygraficzny dla osadów kajpru można uznać piaskowiec trzcinowy, wykształcony w facji piaskowcowej, który wyraźnie rozdziela ilaste kompleksy warstw gipsowych dolnych i górnych. Jest on wyraźnie czytelny na krzywych geofizyki otworowej, zwłaszcza w postaci ujemnych anomalii krzywej potencjałów samoistnych.

Warstwy gipsowe dolne tworzą jednolity kompleks iłowcowo-mułowcowy z pojedynczymi bardzo cienkimi przewarstwieniami piaskowców i dolomitów oraz pojedynczymi nodulami anhydrytowymi. W dolnej części wydzielenia (rdzeń z głęb. 1364,5–1370,0 m) w szarych iłowcach i piaskowcach występują skupienia i smugi węgliste, świadczące o warunkach sprzyjających zachowaniu się substancji organicznej, co jest bardziej typowe dla warstw sulechowskich, niż dla warstw gipsowych dolnych (Gajewska, 1987).

Piaskowiec trzcinowy jest wykształcony w postaci trzech kompleksów, najczęściej piaskowców przewarstwionych kompleksami z przewagą osadów drobnoziarnistych. Jedynie strop najwyższego kompleksu piaskowcowego został uchwycony w rdzeniu. Jest on wykształcony w postaci drobnoziarnistych piaskowców jasnoszaro-brązowawych przewarstwionych cienkimi laminami iłowców i mułowców, często zachowanych jedynie w postaci intraklastów. Wykształcenie takie świadczy o średniej energii środowiska, co w przypadku środowiska fluwialnego odpowiadałoby końcowemu etapowi wypełniania rynny fluwialnej lub depozycji w środowisku międzykorytowym np. w obrębie glifów krewasowych. Gajewska (1967) sugerowała występowanie rynny fluwialnej piaskowca trzcinowego pomiędzy obszarem Bobolic–Połczyna-Zdroju i Gościna.

Warstwy gipsowe górne charakteryzują się bardzo zredukowaną miąższością wynoszącą jedynie 21,5 m. Wykształcone są jako iłowce i mułowce, miejscami piaszczyste z nielicznymi konkrecjami anhydrytowymi i cienkimi przewarstwieniami piaskowca. Kryteria ich wydzielenia nie są jednoznaczne w otworze Gościno IG 1, gdyż ich wykształcenie wskazuje na ciągłość depozycyjną z piaskowcem trzcinowym. Granica z warstwami zbąszyneckimi+jarkowskimi jest postawiona w obrębie iłowców – nie stanowi zatem granicy litologicznej. Za wyznaczeniem stropu warstw gipsowych górnych na głębokości 1164,5 m przemawia występowanie na krzywej profilowania gamma ostrych dodatnich anomalii, często spotykanych w tej pozycji stratygraficznej w regionie (Gajewska, 1978; Becker, 2013).

Warstwy zbąszyneckie i jarkowskie są wykształcone jako iłowce i mułowce z cienkimi przeławiceniami piaskowców. Osady są masywne lub warstwowane faliście soczewkowo, miejscami dolomityczne. W rdzeniach z głębokości 1022,3–1028,3 m oraz 1011,0–1016,3 m występują przewarstwienia opisane jako zlepieńce węglanowe, które prawdopodobnie są związane z poziomami glebowymi. Osady były deponowane na równi mułowej, okresowo pod stałym przykryciem wody, okresowo odsłoniętej i poddanej procesom glebowym podobnie jak w pobliskim otworze Kamień Pomorski IG 1 (Pieńkowski *w*: Krzywiec, 2000).

Warstwy wielichowskie osiągają miąższość 118 m, lecz nie pobrano z nich żadnego rdzenia. Ich spąg wyznaczono w spągu 22 m kompleksu piaskowcowego, wyraźnie zaznaczającego się na krzywych geofizyki otworowej. Strop zaś wyznacza spąg miąższego kompleksu piaskowcowego jury dolnej. Ponad warstwą piaskowca, rozpoczynającą wydzielenie, występuje kompleks ilasto-mułowcowy z podrzędnymi wkładkami piaskowców najwyżej kilkumetrowej miąższości. Zgodnie z wynikami badań regionalnych oraz wykształceniem osadów środowisko ich depozycji jest interpretowane jako system fluwialny z przewagą osadów pozakorytowych (Iwanow, 1998).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY DOLNEJ I ŚRODKOWEJ

Jura dolna

W otworze wiertniczym Gościno IG 1 stwierdzono pełny profil jury dolnej. Utwory tego wieku występują na głębokości 140,0–865,5 m, ich miąższość wynosi 725,5 m. Leżą one bezpośrednio na utworach iłowcowo-mułowcowych najwyższego triasu (warstwy wielichowskie). W stropie są przykryte utworami mułowcowymi bajosu górnego (jura środkowa).

W obecnym opracowaniu zastosowano podział litostratygraficzny jury dolnej według Pieńkowskiego (2004), dokonując tym samym zmian w stosunku do stratygrafii zamieszczonej w dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego.

Profil jury dolnej rozpoczyna kompleks piaskowcowy o miąższości 170,5 m. W jego obrębie stwierdzono cztery wkładki mułowcowe kilkumetrowej miąższości. Kompleks ten reprezentuje formację zagajską oraz być może ?skłobską i odpowiada nierozdzielonym warstwom mechowskim dolnym i środkowym według podziału R. Dadleza (1969). Wiek tych utworów w obu podziałach stratygraficznych jest przyjmowany jako hetang. Potwierdza to obecność megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, stwierdzona w środkowej partii profilu warstw mechowskich dolnych i środkowych w pobliskim otworze Koszalin IG 1 (Dadlez, 1977). Obecność formacji skłobskiej w profilu jest mocno niepewna. Cechą diagnostyczną pozwalającą na wydzielenie tej formacji jest obecność piaskowców i heterolitów pochodzenia morskiego (Pieńkowski, 2004). Omawiany kompleks piaskowcowy w otworze wiertniczym Gościno IG 1 został przewiercony bezrdzeniowo, dlatego nie można jednoznacznie stwierdzić czy kompleks piaskowcowy obejmuje jedynie, powszechne w rejonie niecki pomorskiej utwory pochodzenia rzecznego (formacja zagajska), czy również te osadzone w środowisku płytkomorskim (formacja skłobska).

Powyżej występuje 72,0 m kompleks mułowcowo-iłowcowy, z licznymi kilkumetrowymi wkładkami piaskowca. Reprezentuje on dolną część formacji ostrowieckiej i był wydzielany w regionie pomorskim przez R. Dadleza (1969) jako warstwy mechowskie górne. W rdzeniach stwierdzonych w tej części profilu przeważają heterolity piaskowcowo-iłowcowe z pojedynczymi konkrecjami syderytu, nielicznymi spirytyzowanymi fragmentami roślin oraz śladami żerowania i ?śladami po wyługowanych skorupkach małży. Przypuszczalnie powstały one w środowisku przybrzeżnym – deltowym lub lagunowym.

Wyższy odcinek formacji ostrowieckiej, o miąższości 97,0 m, jest wykształcony jako piaskowce i został przewiercony bezrdzeniowo. Jedynie z najwyższego odcinka pobrano materiał rdzeniowy, w którym stwierdzono heterolity piaskowcowo-iłowcowe z licznym muskowitem oraz fragmentami uwęglonych roślin. Górny odcinek profilu formacji ostrowieckiej odpowiada warstwom radowskim według R. Dadleza (1969). Obecność licznych poziomów z rizoidami oraz wkładek węgla w całym profilu warstw radowskich w pobliskim otworze Koszalin IG 1 (Dadlez, 1977) oraz górnym odcinku formacji ostrowieckiej w otworach Jamno IG 1, IG 2 (Feldman-Olszewska, 2008), wskazuje na lądowe, rzeczno-bagienne środowisko sedymentacji omawianych utworów.

Formacja ostrowiecka (oraz jej odpowiedniki warstwy mechowskie górne i radowskie) są wieku synemurskiego (Dadlez, 1969; Pieńkowski, 2004).

Pozostała część profilu jury dolnej została przewiercona bezrdzeniowo. Na podstawie krzywych geofizycznych wydzielono tu formacje: łobeską, komorowską, ciechocińską i borucicką.

Formację łobeską, o miąższości 52,5 m, tworzy w przeważającej mierze zwarty kompleks iłowcowo-mułowcowy (40,0 m); jedynie w najwyższym odcinku zwiększa się udział materiału piaszczystego i profil jest mułowcowo-piaskowcowy. Na morską genezę tych utworów wskazuje obecność otwornic w profilach Koszalin IG 1 (Dadlez, 1977) i Jamno IG 1 (Feldman-Olszewska, 2008) oraz makrofauny małżowej w profilu otworu Ustronie IG 1 (Dadlez, 1986). Wiek tej formacji, na podstawie przewodniej fauny amonitowej z obszaru Kamień Pomorski–Wolin, określono na pliensbach dolny (Dadlez, Kopik, 1972).

Leżąca powyżej formacja komorowska jest wykształcona w postaci kompleksu piaskowcowego, miejscami zailonego, z nielicznymi wkładkami mułowców. Jego miąższość wynosi 135,0 m. Wiekowo utwory te reprezentują pliensbach górny. Są datowane na podstawie ich położenia w profilu ponad warstwami łobeskimi oraz korelacji z profilem Koszalin IG 1. Z warstw komorowskich w tym otworze Marcinkiewicz (1977) oznaczyła megasporę *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz, której zasięg wiekowy w Polsce obejmuje późny synemur i pliensbach.

Profil formacji ciechocińskiej leżącej wyżej, o łącznej miąższości 63,5 m, rozpoczynają mułowce zielone, ku górze stopniowo coraz bardziej ilaste. Ich miąższość wynosi 18,5 m. Wyższy odcinek formacji jest bardziej piaszczysty, w profilu stwierdzono występujące naprzemian utwory mułowcowe i piaskowcowe, przechodzące w siebie nawzajem w sposób stopniowy. Wiek formacji ciechocińskiej jest przyjmowany na toark dolny (Dadlez, 1969; Pieńkowski, 2004). W pobliskim otworze Koszalin IG 1, w profilu formacji ciechocińskiej (= warstwy gryfickie) stwierdzono występowanie megaspor charakterystycznych dla toarku, reprezentujących zespół *Thomsonia phyllica* (Marcinkiewicz, 1977).

Najmłodsze utwory jury dolnej reprezentują formację borucicką. W profilu formacji przeważają utwory piaskowcowe, w dolnym odcinku zailone oraz z wkładkami mułowców. Jej całkowita miąższość wynosi 135,0 m. Odpowiada ona wydzielanym wcześniej na tym obszarze warstwom kamieńskim, a jej wiek jest określany na toark górny (Pieńkowski, 2004).

Jura środkowa

W otworze wiertniczym Gościno IG 1 przewiercono 43,0 m profil jury środkowej. Utwory te nie są w otworze bezpośrednio datowane, ich stratygrafię ustalono na podstawie korelacji regionalnej z pobliskimi otworami. Z układu regionalnego wynika, że powyżej utworów jury dolnej występuje w profilu luka stratygraficzna obejmującą aalen i bajos dolny (Dayczak-Calikowska, 1976, 1987).

Najstarszymi utworami jury środkowej stwierdzonymi w otworze wiertniczym są mułowce i mułowce piaszczyste, ciemnoszare, z fauną małżową oraz wkładką syderytu piaszczystego. Ich miąższość wynosi 21,0 m. Ku górze mułowce przechodzą w kompleks piaskowców o miąższości 12,0 m. Na podstawie korelacji z profilami Ustronie IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1986) oraz Koszalin IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1977) uznano tą część profilu za bajos górny. Wiek tych utworów udokumentowano w profilu Koszalin IG 1 na podstawie mikrofauny na kujaw dolny i środkowy (Bielecka, 1977), co odpowiada bajosowi górnemu według podziału standardowego (Kopik, 1998). Ponadto w położonym w pobliżu Białogardu otworze kartującym Lulewiczki, udokumentowano na podstawie fauny amonitowej obecność poziomu amonitowego *Garantiana tetragona* (Dadlez, Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1976).

Powyżej w profilu występuje 8,0 m miąższości kompleks mułowców, nieco piaszczystych w części środkowej, przykryty w stropie przez 2,0 m piaskowca. Utwory te zaliczono do batonu dolnego.

Pozostała część utworów jury środkowej została erozyjnie usunięta podczas wypiętrzania wału pomorskiego na przełomie kredy i paleogenu. Utwory jury środkowej są przykryte bezpośrednio przez utwory czwartorzędowe (gliny zwałowe, a wyżej piaskowce).

Fig. 5. Wyniki obserwacji mikroskopowych i szczegółowych analiz chemicznych wykonanych w profilu Gościno IG 1 (wg J. Dadlez, 1973), zaprezentowane na tle obecnych wydzieleń stratygraficznych (Matyja, 1993, 2006)

Results of microscopic observations and detailed chemical analyses performed in the Gościno IG 1 borehole (after J. Dadlez, 1973), presented against the background of up-to-date stratigraphic units (Matyja, 1993, 2006)