

# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH

## PERM

Ryszard WAGNER

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW CECHSZTYNU

#### Uwagi o stratygrafii

W otworze Brześć Kujawski IG 1 nawiercono najwyższe osady cechsztynu, liczące wraz z formacją rewalską 326,0 m. Osady te są wykształcone w specyficznej litofacji zubrów, charakterystycznej dla centralnej części basenu. Z tego powodu zastosowano, oprócz litostratygrafii cyklotemowej, formalny podział litostratygraficzny opracowany dla strefy występowania zubrów (Wagner, 1988, 1994). Głębinie otworu zostało zatrzymane w obrębie formacji Gwdy, obejmującej osady zubrów z pogranicza cyklotemów PZ4 i PZ3. Z powodu braku rdzenia z najniższego odcinka profilu, nie jest całkowicie pewne, czy granica cyklotemów PZ4 i PZ3 została osiągnięta.

Rdzeń z głęb. 4535,0–4542,0 m reprezentuje ogniwo Drawna, stanowiące odpowiednik czerwonego łu solnego (T4a), najniższego poziomu subcyklotemu PZ4a. Interpretacja stratygraficzna niższego odcinka, poniżej omawianego rdzenia, jest niepewna. Być może stanowi ona niższą część ogniwa Drawna lub reprezentuje w jakiejś części ogniwo Tuczna, stanowiącego odpowiednik młodszej soli kamiennej ilastej (Na3t) cyklotemu PZ3.

Powyżej formacji Gwdy uzyskano prawie kompletny profil cyklotemu PZ4. Brak jest tylko najwyższego ogniwa Nakła, stanowiącego odpowiednik subcyklotemu PZ4e.

Uzyskanie tego profilu ma duże znaczenie dla wyjaśnienia zmienności miąższości i facji unikatowej litofacji zubrów. Jest to pierwszy, prawie kompletny profil we wschodniej części basenu zubrów.

#### Uwagi o sedymentacji

Stosunkowo niewielka ilość materiału rdzeniowego z salinarnych osadów cechsztynu nie pozwala na bardziej szczegółowe wnioski sedymentologiczne. Jest jednak wystarczająca do potwierdzenia ogólnych trendów zmian środowiskowych najwyższego cechsztynu, opisanych na innych obszarach.

Charakterystyczne następstwa soli ilastych i zubrów silnie zailonych oraz czystych soli kamiennych lub słabo zailonych, umożliwiły podział na subcyklotemy od PZ4a do PZ4d łącznie. Uzyskano dzięki temu pewność, że procesy sedymentacyjne przebiegały w omawianej strefie podobnie, jak w dobrze rozpoznanej strefie Pomorza Zachodniego. Formacje Gwdy, Parsęty, Korytnicy i Iny powstały zapewne, tak jak i w tamtym rejonie, w basenie morskim.

Interesujący jest rdzeń z dolnej części ogniwa Złotowa, należącego do najniższej części formacji Piławy. Występowanie w nim barw szarozielonych, podobnie jak na Pomorzu Zachodnim, może sugerować morską genezę tych osadów.

Ponadto w tym rdzeniu stwierdzono obecność przewarstwień drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych. Jest to ważny dowód na istnienie domniemanego dotychczas transportu materiału terygenicznego z północnego wschodu.

Wyższa część formacji Piławy osadziła się najprawdopodobniej w słonym jeziorze.

Dość dobrze rdzeniowane osady formacji rewalskiej są identyczne z analogicznymi osadami na Pomorzu Zachodnim. Osadziły się one w środowisku playi, ze słabymi wpływami środowiska fluwialnego w najwyższej części profilu.

Grzegorz CZAPOWSKI

GENEZA UTWORÓW PERMU NA PODSTAWIE  
BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH

## Perm, cechsztyń PZ4a–d

Utwory formacji Piławy (subcyklotemy PZ4c i PZ4d; występujące w interwale głęb. 4296,0–4375,0 m; fig. 7A, patrz rozdz. „Sedymentologiczny opis rdzenia z otworu Brześć Kujański IG 1”), w odcinkach sprofilowanych z górnej części sukcesji (interwał głęb. 4296,0–4310,0 m) są reprezentowane głównie przez poziomo i faliście laminowane, sporadycznie gruzłowe, osady ilaste facji jeziorzyskowej. W jeziorach okresowo następował wzrost zasolenia, prowadzący do strącania siarczanów czy halitu z solanek wewnątrzosadnych, zaś podczas dłuższych okresów ewaporacji – do osadzenia warstw zailonej soli kamiennej z gruzłami siarczanów (warstwa soli w interwale głęb. 4304,4–4305,4 m). W okresach tych wspomniane jeziora nabierały cech panwi solnych, rozlokowanych w obrębie równi nadmorskiej bądź śródlądowej równiny.

Niższa część omawianej formacji, sprofilowana w interwale głęb. 4363,0–4368,5 m (fig. 7A), zawiera „czyste” i zailone sole kamienne, podobne do opisanych powyżej, z klastami iłowców i gruzłami siarczanów, przewarstwione iłowcami. Utwory te powstały w obrębie panwi solnych sebk lub jeziora typu playa, gdzie ewaporaty rejestrowały salinarne stadia rozwoju zbiorników, zaś iłowce – okresy zalewów (np. spiętrzeń sztomowych) morskich czy powodzi i osadzania klastycznego materiału zawieszinowego.

Podobnego typu szare i różowe zailone sole kamienne, sprofilowane poniżej w interwale głęb. 4448,0–4454,1 m (fig. 7A) i przypisywane ogniwu Kluczewa, zawierają pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej (tzw. „chmurzaste” kryształy halitu) i reprezentują osady laguny bądź panwi solnej sebk (patrz – cechy facji solnych w: Czapoński, 1995). W tym samym środowisku powstały też brunatne zailone sole kamienne, z klastami i przewarstwieniem

iłowców szarych i beżowych, sprofilowane w interwale głęb. 4535,0–4542,0 m (fig. 7A) i związane z ogniwem Drawna formacji Gwdy.

Omawiane utwory cechsztyń uległy znacznemu postsedymentacyjnemu zaangażowaniu tektonicznemu, którego wyrazem są gęste systemy spękań, wykorzystanych do wtórnej mineralizacji gipsem i ?galeną, oraz występowanie stref silnie wydłużonych kryształów halitu w obrębie warstw soli kamiennej.

## Formacja rewalska

Sprofilowany odcinek utworów formacji rewalskiej (fig. 7B), której grubość w świetle danych geofizycznych jest szacowana na 45 m (w interwale głęb. 4251,0–4296,0 m), reprezentuje głównie zawieszinowe osady pelityczne jeziorzyska. Okresowo w wyniku ewaporacji następowało w nim podwyższenie zawartości jonów i strącanie węglanów (dolomityzacja) oraz siarczanów (gips) z solanek przesycających osad denny. Obecność bioturbacji, przypominających utworzone przez systemy korzeniowe, sugeruje okresowe warunki płytkowodne, zaś współwystępowanie deformacji typu *teepee* i klastów iłowcowych – nawet wynurzenie, prowadzące do wysychania i fragmentacji odsłoniętego osadu oraz redepozycji okruchów. Brak wyraźnych powierzchni rozmyć czy stref z czytelnymi szczelinami z wysychania sugeruje względnie krótkie okresy emersji w części zbiornika reprezentowanej przez omawiany profil.

Podobnie jak utwory cechsztyń, osady formacji rewalskiej uległy znacznemu postsedymentacyjnemu zaangażowaniu tektonicznemu, zarejestrowanemu przez systemy spękań, wykorzystanych do wtórnej mineralizacji gipsem, kalcytem i ?galeną.

Grzegorz CZAPOWSKI

SEDYMENTOLOGICZNY OPIS RDZENIA UTWORÓW PERMU  
Z OTWORU WIERTNICZEGO BRZEŚĆ KUJAŃSKI IG 1

## Formacja rewalska (fig. 7B)

**Formacja rewalska** występuje w interwale głęb. 4251,0–4296,0 m.

Głębokość w m

Opis litologiczny

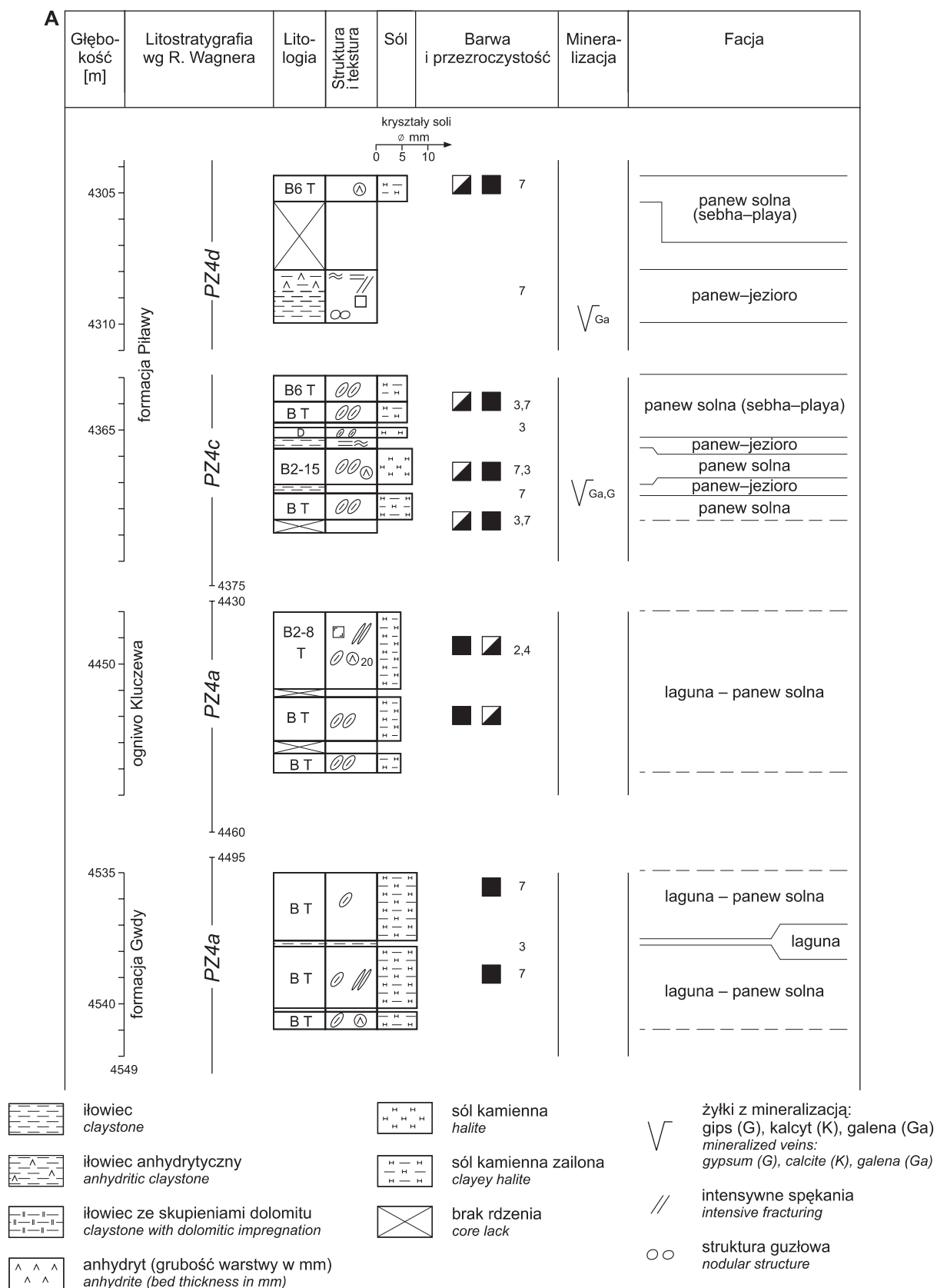
4268,0–4271,0 3,0 m rdzenia, w tym:

0,7 m – iłowiec brunatny ze smugami czerwonymi, drobne, soczewkowe skupienia białego gipsu, strefy

scementowane anhydrytem, w dolnej części struktura gruzłowa (i drobne okruchy iłowca)

0,4 m – iłowiec brunatny z przewarstwieniami (o grubości 1–3 cm) gipsu włóknistego, cienkie warstewki węglanowe, laminacja pozioma i falista, drobne zaburzenia typu *teepee*

1,50 m – iłowiec jw., laminacja pozioma i falista, szczeliny synerezyjne, w środkowej i dolnej części gruzły i soczewy gipsu włóknistego



**Fig. 7. Profil sedymentologiczny utworów cechsztynu 4a–d (PZ4a–d) (A) i formacji rewalskiej (B) w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 1**

Sedimentological profile of the Zechstein PZ4a–d (A) and Rewal Formation (B) deposits in the Brześć Kujawski IG 1 borehole

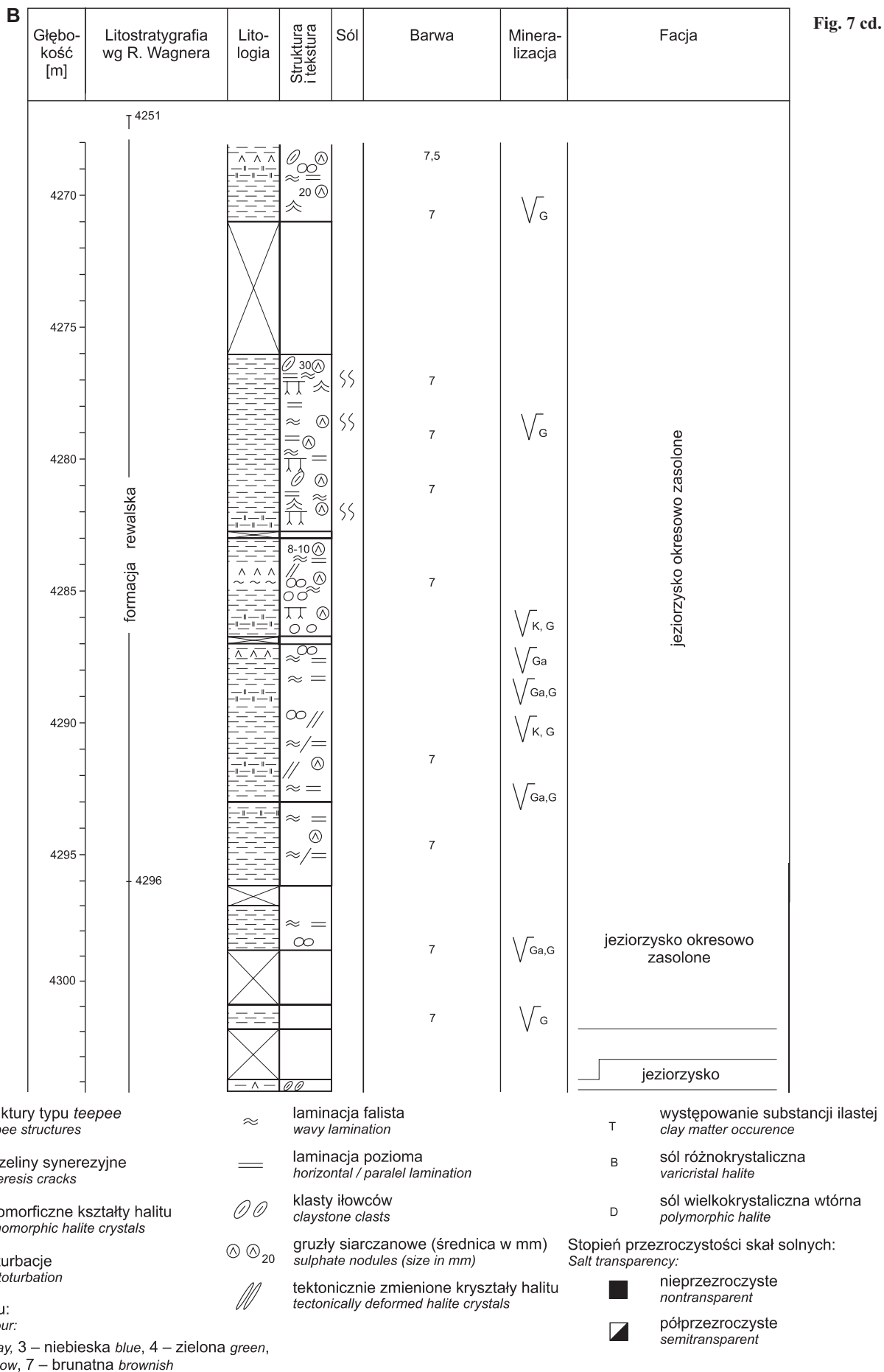


Fig. 7 cd.

0,40 m – iłowiec jw., laminacja silnie plastycznie zaburzona, przewarstwienia (o grubości do 1 cm) gipsu włóknistego

4271,0–4276,0 karotaż

4276,0–4283,0 6,4 m rdzenia, w tym:

1,60 m – iłowiec jw., z pojedynczymi gruzłami (o średnicy do 3 cm) i cienkimi żyłkami gipsu, laminacja pozioma i falista, szczeliny synerezyjne, pojedyncze drobne zaburzenia typu *teepee*, w środkowej części silne zaburzenia laminacji (?fitoturbacje) i okruchy iłowca

0,20 m – pakiet iłowca jw., silnie poprzerastany warstewkami (o grubości 0,3–2,5 cm) gipsu włóknistego

1,18 m – iłowiec jw., laminacja pozioma i falista, silne zaburzenia laminacji (?fitoturbacje)

0,38 m – iłowiec jw.

1,44 m – iłowiec jw., laminacja pozioma i falista, szczeliny synerezyjne, pojedyncze gruzły anhydrytu i okruchy iłowca

0,10 m – pakiet iłowca jw., poprzerastany silnie zaburzonymi warstewkami gipsu włóknistego

1,20 m – iłowiec jw., laminacja pozioma i falista, pojedyncze drobne zaburzenia typu *teepee*, w dolnej części silne zaburzenia laminacji (?fitoturbacje)

0,30 m – pakiet iłowca jw., o silnie zaburzonej laminacji, warstewki (o grubości do 3 cm) gipsu włóknistego, pojedyncze szczeliny synerezyjne oraz soczewki i warstewki węglanowe (dolomit)

4283,0–4287,0 3,60 m rdzenia, w tym:

0,60 m – iłowiec brunatny, silnie zaburzona falista laminacja, liczne warstewki i soczewki (średnica 0,8–1,0 cm) gipsu włóknistego, nachylenie (tektoniczne) laminacji do 30°

0,42 m – iłowiec jw., laminacja pozioma i falista, drobne gruzły siarczanowe

0,13 m – iłowiec jw., z licznymi i dużymi (o średnicy do 2 cm) gruzłami siarczanowymi, w górnej części blok (6,5 × 12,0 cm) spękanego szarego anhydrytu z wyługowanymi kawernami, wypełnionymi wtórnym gipsem

0,35 m – mułowiec brunatny z fragmentami gruzłowego anhydrytu i skupieniami (gruzły i żyłki) beżowego gipsu

0,10 m – iłowiec brunatny z warstewkami (o grubości do 1 cm) gipsu włóknistego

1,20 m – iłowiec jw., faliście laminowany, w dolnej części gruzły i żyłki gipsu

0,80 m – iłowiec jw., w stropie i spągu o strukturze gruzłowej, zaburzona plastycznie laminacja, pojedyncze szczeliny synerezyjne i drobne kawerny, często wypełnione wtórnym kalcytem i gipsem

4287,0–4290,0 3,00 m rdzenia, w tym:

0,10 m – iłowiec jw., o strukturze gruzłowej, silnie zaburzonej, w stropie i spągu soczewki i żyłki gipsu włóknistego

0,20 m – iłowiec jw., z laminami dolomitowymi, poprzerastany wtórnym gipsem, intensywnie spękany i plastycznie zdeformowany gips, płytki miki i kryształowy ?galeny w szczelinach

0,10 m – iłowiec faliście laminowany, spękany, gips i kalcyt w szczelinach

0,04 m – warstewka anhydrytu bezteksturalnego i gruzłowego, w stropie faliście laminowanego

1,44 m – iłowiec poziomo i faliście laminowany, żyły i soczewki kalcytu ze skupieniami kryształów ?galeny

0,22 m – iłowiec o strukturze gruzłowej ze skupieniami wtórnego gipsu i ?galeny

0,90 m – iłowiec poziomo i faliście laminowany, soczewki dolomitu i wtórnego gipsu, pionowe żyły kalcytu ze skupieniami kryształów ?galeny

4290,0–4293,0 3,00 m rdzenia, w tym:

0,30 m – iłowiec o strukturze gruzłowej, z pionowymi żyłami kalcytu, ze skupieniami kryształów ?galeny

0,45 m – iłowiec silnie zbrekcjowany, spękany, spękania wypełnione gipsem włóknistym, liczne kawerny

1,00 m – iłowiec poziomo i faliście laminowany, partie spojone anhydrytem i dolomitem, drobne szczeliny synerezyjne, w spągu pionowe szczeliny wypełnione wtórnym gipsem

0,90 m – iłowiec jw., system pionowych szczelin, wypełnionych wtórnym gipsem i kalcytem ze skupieniami kryształów ?galeny, liczne kawerny

0,35 m – iłowiec jw., silnie zbrekcjowany, spękany, okruchy dolomitu, w spągu przeładowania

4293,0–4297,0 3,20 m rdzenia, w tym:

0,80 m – iłowiec poziomo i faliście laminowany, drobne szczeliny synerezyjne, spękania wypełnione gipsem włóknistym

0,07 m – warstewka szarego dolomitu, ponad nią skupienia gruzłów anhydrytu

2,33 m – iłowiec poziomo i faliście laminowany, w stropie liczne gruzelki i żyłki wtórnego gipsu

4297,0–4301,0 1,7 m rdzenia:

iłowiec jw., w dolnej części o strukturze gruzłowej, w żyłkach wtórnego gipsu skupienia kryształów ?galeny

4301,0–4304,0 1,1 m rdzenia:

iłowiec jw., zbrekcjowany, żyłki i soczewki wtórnego gipsu

4304,0–4308,0 1,4 m rdzenia, w tym:

0,4 m – iłowiec jw.

#### Cechsztyń 4a–d (PZ4a–d) (fig. 7A)

Utwory **formacji Piławy** (FP, subcyklotemy PZ4c i PZ4d; wg Wagnera, 1994) występują w interwale głębokości (geofizycznej) 4296,0–4375,0 m.

1,0 m – okruchy soli kamiennej brunatnej, pół- i nieprzezroczystej, różnokryształicznej (typ B, kryształy soli o średnicy do 6 mm), z gruzełkami anhydrytu

4308,0–4312,0 2,0 m rdzenia, w tym:

2,0 m – iłowiec brunatny, w górnej części poziomo i faliście laminowany, w dolnej bardziej gruzłowy, pseudomorfozy po kryształach halitu i pojedyncze kryształy automorficznego ciemnego kwarcu, liczne żyłki wtórnego gipsu skupienia kryształów ?galeny

4312,0–4363,0 karotaż

4363,0–4370,0 5,60 m rdzenia, w tym:

1,00 m – fragmenty soli kamiennej brunatnej i miodowej, pół- i nieprzezroczystej, różnokryształicznej (typ B), z okruchami brunatnego iłowca

0,20 m – brak rdzenia

0,55 m – sól jw., bardziej miodowa, nieregularne przerosty (o grubości 12 cm) brunatnego iłu

0,06 m – warstewka brunatnego iłowca

0,20 m – sól jw.

0,10 m – brak rdzenia

0,15 m – sól kamienna brunatna, różnokryształiczna (typ B) z soczewkami soli wielkokryształicznej wtórnej (typ D) i okruchami brunatnego iłowca

0,14 m – przewarstwienia soli kamiennej i brunatnego iłowca o grubości do 4 cm

0,50 m – iłowiec brunatny, poziomo i faliście laminowany, z przewarstwieniami soli kamiennej o grubości do 2 cm, liczne żyłki siarczanowe

1,40 m – sól kamienna brunatna i beżowa, pół- i nieprzezroczysta, różnokryształiczna (typ B, kryształy soli o średnicy 2–15 mm), z gruzełkami anhydrytu w większej ilości w górnej i środkowej części

0,30 m – iłowiec brunatny z przewarstwieniami soli kamiennej i anhydrytu, liczne żyłki wtórnego gipsu

1,00 m – sól kamienna brunatna i miodowa, pół- i nieprzezroczysta, różnokryształiczna (typ B), nieregularne przerosty brunatnego iłowca

4370,0–4448,0 karotaż

Utwory solno-ilaste **ogniwa Kluczewa** (OKL, subcyklotem PZ4a; wg Wagnera, 1994) występują w interwale głębokości 4430,0–4460,0 m

4448,0–4455,0 6,2 m rdzenia, w tym:

3,00 m – sól kamienna szara i różowa, pół- i nieprzezroczysta, różnokryształiczna (typ B, kryształy soli o średnicy 2–8 mm), sporadycznie „chmurzaste” kryształy halitu, w górnej i dolnej części w większej ilości okruchy szarego iłowca o średnicy do 20 mm

0,23 – brak rdzenia

1,77 m – sól jw., zmienna ilość okruchów szarego iłowca (więcej w strefach o grubości 40–50 cm, w odstępach 60–70 cm)

0,43 m – brak rdzenia

0,77 m – sól jw., w górnej połowie liczne okruchy szarego iłowca

4455,0–4535,0 karotaż

Utwory solno-ilaste **formacji Gwdy** (subcyklotem PZ4a; wg Wagnera, 1994) występują w interwale głębokości (geofizycznej) 4539,0–4573,0 m.

4535,0–4542,0 6,0 m rdzenia, w tym:

2,60 m – fragmenty soli kamiennej brunatnej, nieprzezroczystej, różnokryształicznej (typ B), okruchy i w dolnej części przewarstwienia szarego iłowca

0,23 m – iłowiec beżowy poprzerastany solą kamienną

2,37 m – sól jw., często tektonicznie wydłużone kryształy halitu, w górnej części większa ilość okruchów szarego iłowca

0,15 m – brak rdzenia

0,65 m – sól jw., w dolnej części większa ilość okruchów szarego iłowca i gruzłów anhydrytu



## TRIAS

**Anna SZYPERKO-TELLER**

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH W UTWORACH PSTREGO PIASKOWCA

W otworze Brześć Kujawski IG 1 przewiercono pełny profil pstrego piaskowca, liczący 1646,0 m. Jest to jedna z największych stwierdzonych dotychczas miąższości tej jednostki na Niżu Polskim i stanowi ok. 93% jej miąższości maksymalnej, znanej z otworu wiertniczego Kutno 1 (Szyperko-Teller, Moryc, 1988).

Podobnie jak Kutno 1, otwór wiertniczy Brześć Kujawski IG 1 jest położony na obszarze, który we wczesnym triasie stanowił najintensywniej obniżaną strefę bruzdy śródpolskiej, określoną jako depresja kutnowska. Najbardziej wyraziście przy tym zaznaczała się specyfika tego obszaru w czasie sedymentacji środkowego pstrego piaskowca.

Profil został dobrze poznany dzięki równomiernemu i stosunkowo częstemu rdzeniowaniu. Sumaryczna miąższość od-cinków rdzeniowanych wyniosła ok. 13% miąższości profilu. Tylko jego najwyższa część, odpowiadająca pstromu piaskowcowi górnemu, była mniej rdzeniowana. Załedwie 4 wydobyte stąd rdzenie stanowią ok. 7% miąższości profilu pstrego piaskowca górnego.

**Pstry piaskowiec dolny (głęb. 3864,0–4251,0 m)** jest reprezentowany przez typowo rozwiniętą drobnoklastyczną formację bałtycką. Na uwagę zasługuje niewielka ilość w jej profilu wkładek wapieni oolitowych, co świadczy o tym, że profil formacji bałtyckiej z otworu Brześć Kujawski IG 1 powstał w ściśle wewnętrznej strefie zbiornika sedymentacyjnego.

**Pstry piaskowiec środkowy (głęb. 2778,5–3864,0 m)** jest wyraźnie dwudzielny. Część dolną (głęb. 3443,0–3864,0 m) stanowi dość typowo rozwinięta formacja pomorska, z ponad 30-metrowym przyspągowym kompleksem piaszczystym

wydzielanym jako ogniwo piaskowca drawskiego oraz z dużej miąższości (165,0 m) ogniwem trzebiatowskim w części najwyższej. Część górną (głęb. 2778,5–3443,0 m) pstrego piaskowca środkowego stanowi dość jednorodny kompleks brunatnych i ceglanych skał mułowcowo-iłwcowych, analogiczny do występującego w bardziej południowej części bruzdy centralnej, aż po północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Dla wydzielonego kompleksu przyjęto roboczą nazwę „formacja ilasta”, kompleks ten nie został dotychczas ujęty w formalny schemat stratygraficzny. „Formacja ilasta” odpowiada formacji półczyńskiej Pomorza Zachodniego. Podobnie jak w przypadku formacji półczyńskiej, w jej profilu można wyodrębnić najwyższy fragment charakteryzujący się obecnością skał piaszczystych, a określane jako ogniwo świnińskie, o miąższości 123,5 m.

**Pstry piaskowiec górny (głęb. 2605,0–2778,5 m)** w profilu Brześć Kujawski IG 1 został najslabiej rozpoznany. Analiza wykonanych w otworze wiertniczym wykresów badań geofizycznych oraz nieliczne rdzenie pozwalają przypuszczać, że nie jest to typowa litofacja retu, lecz profil litologicznie zbliżony do profilu formacji barwickiej Pomorza Zachodniego. Są to więc głównie skały klastyczne, z niewielką liczbą wkładek skał węglanowych (odpowiednik „ogniwa iłowców z Czaplinka”), zgrupowanych w większej ilości na głęb. 2741,5–2768,5 m. W jednym rdzeniu pochodzącym z wyższej części profilu stwierdzono, charakterystyczne dla górnej części triasu dolnego, małże *Costatoria costata* (Zenker). Ten typ wykształcenia górnego pstrego piaskowca wskazuje na istotny wpływ na jego sedymentację północno-wschodniego obszaru wyniesionego.

**Hubert KIERSNOWSKI**

### SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W UTWORACH PSTREGO PIASKOWCA DOLNEGO I ŚRODKOWEGO

Analiza sedymentologiczna rdzeni wiertniczych triasu dolnego i środkowego oraz analiza sekwencyjna wynikają z badań wykonanych w ramach grantu KBN „Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna basenu triasowego niżu Polskiego” (Krzywiec i in., 2001). Komentarze te stanowią uzupełnienie i pewną modyfikację uprzednich ustaleń oraz zawierają elementy analizy sekwencji.

**Formacja bałtycka (głęb. 3864,0–4251,0 m).** Osady tej formacji reprezentują marginalne facje basenu triasu dolnego. Są interpretowane jako tworzące się w płytkomorskim środo-

wisku sedymentacji, w najpłytszej części szelfowego morza epikontynentalnego.

Są to brunatne i brunatnoszare, miejscami ciemnoszare mułowce i iłowce, ze sporadycznymi przewarstwieniami wapieni oolitowych oraz bardzo znacznym udziałem łyszczyków, tworzących niekiedy jednorodne litologicznie koncentracje. Niewielki udział wapieni oolitowych (pierwotnie ławic oolitowych) wskazuje na bliższe brzegu środowiska sedymentacji. Utwory klastyczne cechowała obecność bardzo licznych granic erozyjnych, związanych z częstymi rozmyciami, ekspozycjami subarealnymi (szczeliny z wysychania, pozio-

my z licznymi intraklastami). Stwierdzono bardzo częste warstwowania zmarszczkowe (zmarszczki falowe i prądowe) oraz sporadycznie warstwowania rynnowe małej skali, występujące w obrębie zachowanych zagłębień erozyjnych. Kompleksy osadów tego rodzaju występują naprzemian z osadami z przewagą laminacji równoległej płaskiej lub falistej, smużystej i soczewkowej. Sedymentację tych osadów cechował bardzo wyrównany i stabilny rozwój, odzwierciedlający się w postaci regularnych sekwencji heterolitycznych. Pomimo słabego zróżnicowania litologicznego w osadach tych można wyróżnić szereg parasekwencji odzwierciedlających cykliczne zmiany warunków sedymentacji. Zespoły tych cykli odzwierciedlają cykliczność wyższego rzędu oraz migrację facji w kierunku do- lub obrzeżowym. Pomimo dobrego rdzenia i koincydencji litologii osadu z krzywą PG wyróżnione na profilu kompleksy osadowe są jedną z możliwych interpretacji cyklicznego uporządkowania i następstwa zmian, jakie zachodziły w trakcie sedymentacji osadów.

W dolnej części profilu formacji bałtyckiej występują ciemnoszare mułowce i iłowce z licznymi przewarstwieniami zlepów muszli cienkoskorupowych małży i z inkrustacjami pirytem. Tam też można dopatrywać się osadów związanych z poziomem maksymalnego zalewu (MFS). W wyższych częściach profilu następuje prawdopodobnie kilkakrotny nawrót do warunków interpretowanych jako MFS.

W stropowym odcinku profilu formacji bałtyckiej zaznacza się słabo czytelne stopniowe spłylenie, którego kulminacją są fluwialne piaskowce ogniwa drawskiego, tradycyjnie włączane do spągu formacji pomorskiej.

Charakterystyczną cechą osadów formacji bałtyckiej, jak również występującej powyżej formacji pomorskiej, są poziomy z licznymi dużymi szczelinami i upłynnieniami osadu (*quicksands*), interpretowanymi jako powstałe na skutek wielokrotnych wstrząsów sejsmicznych (J. Szulc, inf. ustna).

**Formacja pomorska (głęb. 3443,0–3864,0 m).** W tradycyjnym ujęciu formacja pomorska rozpoczyna się osadami lądowymi, interpretowanymi jako fluwialne piaskowce korytowe oraz osady pozakorytowe. Jest to tak zwane ogniwo piaskowca drawskiego. W omawianym profilu, w dolnej części formacji pomorskiej, występują prawdopodobnie piaskowce fluwialne (odcinek w przeważającej mierze nierdzieniowany), których spąg stanowi granicę erozyjną z leżącymi niżej osadami formacji bałtyckiej. Według autora charakter tej granicy wskazuje, że piaskowce drawskie raczej są kulminacyjnym ogniwem formacji bałtyckiej lub stanowią oddzielny epizod sedymentacyjny i tylko w stropowej części mogą reprezentować piaskowce rozpoczynające rozwój osadów formacji pomorskiej, być może o charakterze piaskowców transgresywnych.

Osady formacji pomorskiej, podobnie jak bałtyckiej, powstawały również w płytkomorskim środowisku sedymentacji. Dzielą się one na szereg słabo zróżnicowanych kompleksów osadowych, reprezentujących sedymentację w warunkach na przemian głębszych i płytszych, na obszarze bardzo płytkiego szelfu morza epikontynentalnego. Dolną część se-

kwencji formacji pomorskiej tworzą brunatnociemnoszare heterolityczne mułowce i piaskowce pylaste, ze sporadycznymi cienkimi przewarstwieniami węglanów (wapieni oolitowych). Występują w nich nagromadzenia szczątków liścionogów w formie tanatocenozy lub skupisk przyżyciowych. Miejscami spotyka się szczeliny dehydratacyjno-kompakcyjne. W górę profilu, podobnie jak w osadach formacji bałtyckiej, występują na przemian monotonne sekwencje heterolityczne i bardziej urozmaicone litologicznie i teksturalnie sekwencje osadów związane z okresowymi znaczącymi spłyleniami, ekspozycjami subarealnymi i częstymi granicami erozyjnymi. Cechą charakterystyczną są występujące w niektórych odcinkach profilu sekwencje heterolityczne, łącznie z wapieniami przybierającymi formy bulaste lub soczewkowe.

Górną część sekwencji formacji pomorskiej tworzą w przewadze osady ciemnoszare i czarne, interpretowane jako występujące relatywnie głębiej w zbiorniku sedymentacyjnym. Przeważa laminacja smużysta i soczewkowa. Występują horyzonty ze szczelinami dehydratacyjno-kompakcyjnymi. Częste są nagromadzenia szczątków liścionogów, sporadycznie występują łuski ryb i zwęglony detrytus flory. Mogą tam również występować przewarstwienia wapieni oolitowych, choć nie zostały one stwierdzone w materiale rdzeniowym.

W dolnej i górnej części osadów formacji pomorskiej występują osady reprezentujące MFS, co sugeruje jej kompleksowość i przypuszczalną dwudzielność. W środkowej części profilu wyraźne są znaczne różnice w zapisie krzywych geofizycznych, sugerujące istnienie wyraźnie wyodrębnionych przewarstwień węglanów. Nie znajduje to jednak odniesienia w analizowanych rdzeniach, ze względu na brak węglanów w tych właśnie interwałach.

**„Formacja ilasta” (odpowiednik formacji półczyńskiej) (głęb. 2778,5–3443,0 m).** W omawianym profilu osady „formacji ilastej” tworzą relatywnie ciągłą sukcesję osadową z leżącymi niżej osadami formacji pomorskiej. Następuje nieznaczny wzrost piaszczystości, a granica pomiędzy formacjami została postawiona w miejscu zasadniczej i permanentnej zmiany środowiska sedymentacji z płytkomorskiej na lądową. Jest ona podkreślona nieznaczną erozją. W innych częściach basenu spąg formacji półczyńskiej ma bardziej wyraźny charakter erozyjny.

Osady „formacji ilastej” powstały w środowisku sedymentacji fluwialnej równi zalewowej, zdominowanym przez osady pozakorytowe i podrzędnie korytowe. Tworzą one monotony, mięszczy kompleks składający się z brunatnych i miejscami brunatnozielonych mułowców, iłowców i piaskowców drobnodziarnistych. Osady te dzielą się na trzy wyraźne kompleksy (megacykle sedymentacyjne), przedzielone granicami erozyjnymi, których zróżnicowanie wynika z oddziaływania subsydencji o charakterze nieciągłym. Kompleksy te zostały wydzielone w następujących granicach:

- część górna – głęb. 2778,5–3043,0 m;
- część środkowa – głęb. 3043,0–3257,0 m;
- część dolna – głęb. 3257,0–3443,0 m.



Są one uporządkowane w szereg cykli prostych, charakterystycznych dla silnie obciążonych rzek o dużej krętości z wyraźnymi rozbudowanymi członami drobnoklastycznymi (*fluvial fines*). Cechą charakterystyczną tych osadów jest powszechne występowanie drobnych kongregacji węglanowych i sporadycznie śladów korzeni, interpretowanych jako związanych z niedojrzałymi poziomami glebowymi. W osadach tych, szczególnie w dolnej i górnej, bardziej piaszczystej części formacji, spotyka się zwęglony detrytus flory, artefakty korzeni i sporadycznie nagromadzenia szczątków liściono-

gów. W części środkowej profilu dominują mułowcowe osady równi powodziowej.

Cykliczne zmiany piaszczystości w całym kompleksie osadowym wskazują na trendy agradacyjne lub retrogradacyjne fluwialnego systemu depozycyjnego, prawdopodobnie związane również ze zmianami przestrzeni akomodacji. Osady te są interpretowane jako powstające w warunkach wysokiego poziomu wody (HST).

W stropie fluwialnych osadów „formacji ilastej” występują morskie, węglanowe osady retu.

**Hubert KIERSNOWSKI, Joachim SZULC, Andrzej IWANOW**

#### SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W UTWORACH PSTREGO PIASKOWCA GÓRNEGO (RET)

Utwory **formacji retu (głęb. 2605,0–2778,5 m)** dzielą się na dwie sekwencje depozycyjne.

Sekwencję pierwszą (S1), której dolną granicę (SB) tworzy strop lądowych osadów formacji półczyńskiej, reprezentują ciemne wapienie pozbawione fauny i bioturbacji, depozycjonowane w warunkach dysoksydacyjnych (*Transgressive System Tracks* – TST). W wyższej części tej sekwencji pojawiają się alternacje wapienno-mułowcowe ze zubożoną fauną, interpretowane jako osady wysokiego stanu morza (*Highstand System Tracks* – HST), zastąpione następnie osadami fluwial-

nymi, definiującymi granicę następnej sekwencji retu (*Sequence Boundary* – SB).

Druga sekwencja depozycyjna retu (S2) jest zbudowana z marglistych wapieni, mułowców i siltytów z małżami *Costatoria costata* (Zenker) (TST). W stropie pojawiają się pstre osady równi mułowcowej (*mudflat*) z nodułami gipsu, charakterystyczne dla środowiska sebkii (HST). Sekwencję zamykają ceglaste osady fluwialne ze strukturami z wysychania (*red-beds*), które bardzo wyraźnie definiują też granicę następnej sekwencji depozycyjnej, już wieku anizyjskiego (A1).

**Marta KUBERSKA**

#### WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW TRIASU DOLNEGO

##### Charakterystyka petrograficzna skał

Analizę petrograficzną osadów pstrego piaskowca z profilu Brześć Kujawski IG 1 przeprowadzono na podstawie wyników 50 ekspertyz płytek cienkich, wykonanych z piaskowców, mułowców, iłowców, a także z pojedynczych próbek wapieni. Płytki cienkie wszechstronnie zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym. W celu identyfikacji minerałów węglanowych wszystkie próbki poddano analizie barwnikowej. W próbkach piaskowców i mułowców wykonano analizę planimetryczną (Jaworowski, Juskowiak, 1973; *tab. 11*), a w nazewnictwie zastosowano zmodyfikowaną nomenklaturę zalecaną przez Pettijohna i in. (1972). Wybrane próbki poddano analizie katodoluminescencyjnej oraz badaniom w elektronowym mikroskopie skaningowym.

**Pstry piaskowiec dolny** opisano na podstawie analizy 20 próbek skalnych reprezentowanych przez osady iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe, sporadycznie wapienie (*fig. 8A*), należące do formacji bałtyckiej. Występują one naprzemianległe, charakteryzują się strukturą pelitową, pelitowo-aleurytową, psamitowo-aleurytową oraz teksturą kierunkową. W kierunku stropu warstwowanie laminarne podlega różnym zaburzeniom. Obserwuje się odkształcenia i przerwanie warstewek ilastych, być może powstałe na skutek kompaktacji me-

chanicznej działającej na jeszcze plastyczny osad. Występują także liczne zaburzenia gęstościowe, na przykład w postaci piaskowcowych wcisków diapirowych.

Iłowce i mułowce są zbudowane z minerałów ilastych impregnowanych wodorotlenkami żelaza i mikrytu węglanowego. Materiał silikoklastyczny jest reprezentowany przez nieobtoczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy ok. 0,06 mm. Powszechnie spotyka się ooidy kalcytowe o zachowanej strukturze promienisto-koncentrycznej.

Piaskowce występują głównie w formie różnej miąższości wkładek wśród skał iłowcowo-mułowcowych. Są to głównie arenity subarkozowe i arkozowe o dosyć dobrym wysortowaniu materiału detrytycznego. Przeciętna średnica ziarn detrytycznych wynosi ok. 0,12 mm, wskaźnik kontaktów określono liczbą dwa, przy czym są to kontakty punktowe i proste. Głównym składnikiem detrytu są ziarna kwarcu monokrystalicznego, skalenie – przeważnie potasowe, rzadziej plagioklasy. Wszystkie opisywane osady są wzbogacone w minerały łyszczykowe: muskowit i biotyt. Biotyt często bywa schlorytzowany. Poza tym w niektórych piaskowcach zaobserwowano nieznaczną domieszkę okruchów skalnych reprezentowanych przez kwarcowo-łyszczykowe fragmenty skał pochodzenia metamorficznego. Obecne są także ooidy kalcytowe ( $\text{Ca}_{0,974}(\text{Mg}_{0,011}\text{Mn}_{0,012}\text{Fe}_{0,003})(\text{CO}_3)$ ), miejscami zażelazione. Licznie występują skupienia minerałów nieprzezroczystych,

Tabela 11

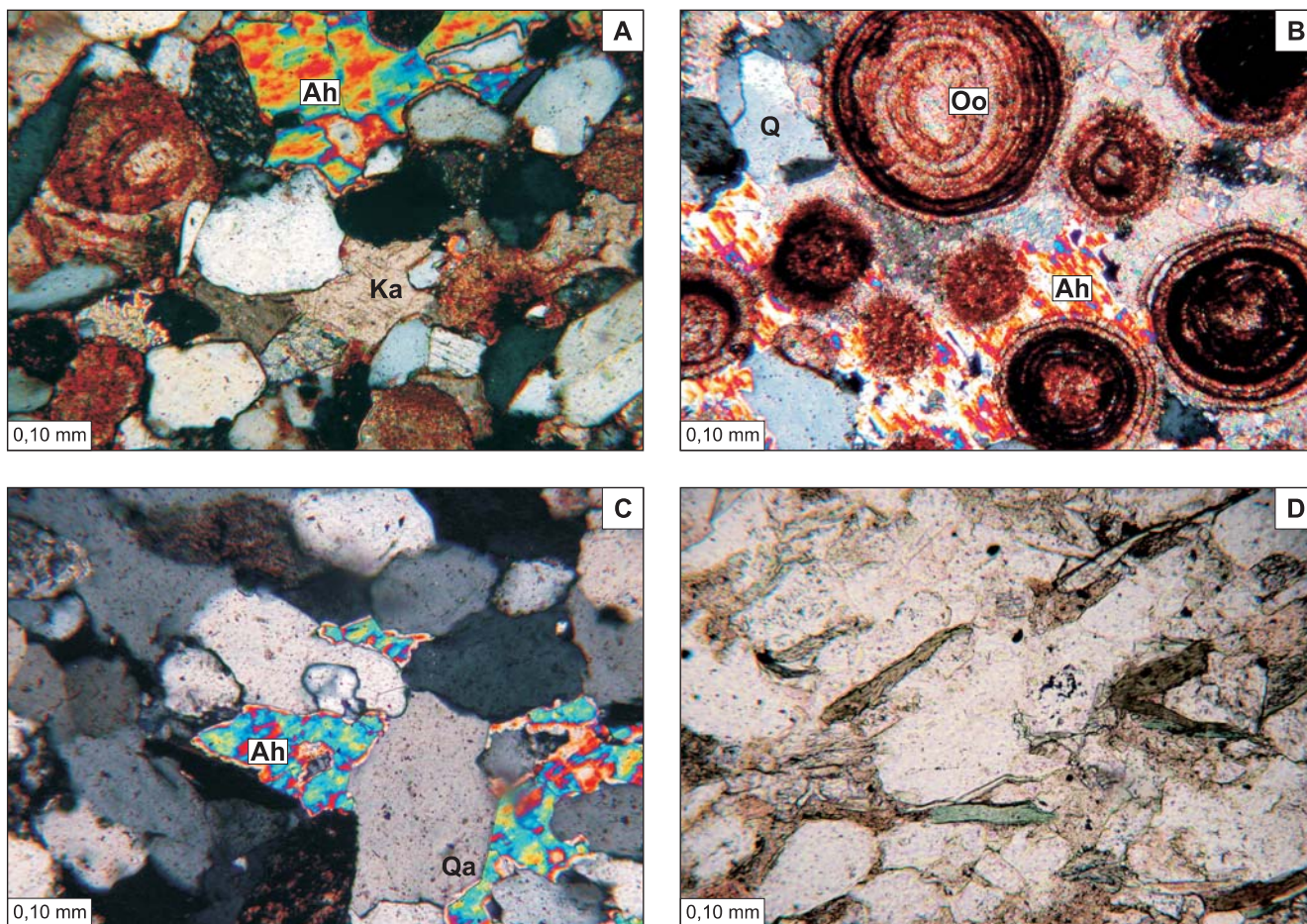
## Skład mineralny skał pstręgo piaskowca [% obj.]

Mineral composition of the Bunsandstein rocks [% vol.]

Wiek	Głębokość [m]	Typ skały	Kwarc	Skalenie	Litoklasty	Łyszczyki	Minerały ciężkie	Ooidy	Matrix	Węglany	Siarczany	Autogeniczne minerały ilaste	Kwarc autogeniczny	
górný	2611,5	mc	35,0	2,0	5,0	10,0	0,0	0,0	48,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	2663,6	pc dr.	40,4	8,9	4,7	3,2	1,6	0,0	15,0	15,6	1,3	2,0	7,3	
śródkowy	2829,6	pc bdr.	45,0	2,0	1,0	6,0	1,2	0,0	44,8	0,0	0,0	0,0	0,0	
	3021,0	pc dr.	41,9	9,7	4,0	2,9	1,9	0,0	9,7	7,5	12,0	0,0	9,7	
	3093,5	mc	42,0	1,0	1,0	12,0	3,0	0,0	39,0	2,0	0,0	0,0	0,0	
	3188,4	mc	43,0	2,0	0,0	12,0	0,0	0,0	43,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	3360,5	pc dr.	49,3	2,0	1,3	1,7	1,0	0,0	28,7	3,7	1,6	5,0	5,7	
	3402,8	pc dr.	60,6	11,1	5,0	3,9	0,0	0,0	2,6	1,3	0,6	3,0	11,9	
	3783,5	mc	35,0	2,0	0,0	15,0	3,0	0,0	12,0	33,0	0,0	0,0	0,0	
	3826,5	pc dr.	30,1	8,7	2,0	5,3	2,3	16,0	9,3	22,3	0,3	0,0	3,7	
	3827,5	pc dr.	37,3	5,3	1,4	0,6	0,0	17,8	12,3	21,9	1,2	0,0	0,0	2,2
	3849,5	pc dr.	45,7	9,1	2,0	0,3	0,9	10,7	8,9	19,5	1,6	0,0	0,0	1,3
dolny	3894,3	pc dr.	24,6	10,8	4,0	6,2	4,3	15,5	4,4	23,0	0,6	0,0	6,6	
	3946,2	mc	24,0	0,0	0,0	26,0	0,0	0,0	48,0	2,0	0,0	0,0	0,0	
	4008,8	mc	18,0	1,0	0,0	35,0	0,0	0,0	15,0	31,0	0,0	0,0	0,0	
	4030,4	pc dr.	25,0	2,0	0,0	23,0	1,0	0,0	14,0	31,0	0,0	0,0	0,0	
	4076,4	mc	34,0	1,0	0,0	20,0	1,0	0,0	39,0	5,0	0,0	0,0	0,0	
	4100,6	mc	28,0	2,0	0,0	20,0	1,0	0,0	39,0	10,0	0,0	0,0	0,0	
	4124,6	pc bdr.	31,0	2,0	0,0	25,0	1,0	0,0	12,0	24,0	0,0	0,0	5,0	
	4149,8	pc dr.	27,6	12,8	0,0	12,4	5,2	11,8	5,2	13,8	1,4	0,0	9,8	

mc – mulowiec; pc bdr., dr. – piaskowiec bardzo drobno-, drobnoziarnisty

mc – mudstone; pc bdr., dr. – very fine, fine grained sandstone



**Fig. 8. A.** Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu subarkozowego z ooidami kalcytowymi; widoczne spoiwo kalcytowe (Ka) i anhydrytowe (Ah); pstry piaskowiec środkowy, głęb. 3849,5 m; nikole skrzyżowane. **B.** Fragment wapienia (oosparytu) z domieszką materiału detrytycznego; ooidy kalcytowe (Oo) i kwarc detrytyczny (Q) scementowane sparem kalcytowym; widoczny efekt częściowej anhydrytyzacji (Ah) wapienia; pstry piaskowiec dolny, głęb. 3877,5 m; nikole skrzyżowane. **C.** Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu subarkozowego; widoczna silna cementacja kwarcem autogenicznym (Qa) i miejscami anhydrytem (Ah); pstry piaskowiec środkowy, głęb. 3402,8 m; nikole skrzyżowane. **D.** Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu subarkozowego; widoczne zielone blaszki schlorityzowanego biotytu; pstry piaskowiec górny, głęb. 2663,6 m; bez analizatora

**A.** Fine grained sandstone of subarkosic arenite composition with calcite ooids; calcite (Ka) and anhydrite (Ah) cement are visible; Middle Buntsandstein, depth 3849.5 m; crossed polars. **B.** Fragment of limestone (oosparyte) with the admixture of detrital materials; calcite ooids (Oo) and detrital quartz (Q) are cemented by calcite; effect of partial anhydritization of limestone is visible; Lower Buntsandstein, depth 3877.5 m; crossed polars. **C.** Fine grained sandstone of subarkosic arenite composition; very strong cementation by authigenic quartz (Qa), in place by anhydrite (Ah) is visible; Middle Buntsandstein, depth 3402.8 m; crossed polars. **D.** Fine grained sandstone of subarkosic arenite composition; green plates of chloritised biotite are visible; Upper Buntsandstein, depth 2663.6 m; without analyser

przeważnie pseudomorfoz leukoksenowych. Spoiwo piaskowców jest głównie kalcytowe, miejscami kwarcowe. Spóradycznie obserwuje się występowanie anhydrytu.

W jednym przypadku zauważono (głęb. 3877,5 m; fig. 8B) oosparyt z domieszką materiału detrytycznego, reprezentowanego przez ziarna kwarcu i pojedyncze skalenie. Ooidy wykazują strukturę promienisto-koncentryczną, są zażelazone, a ich przeciętna wielkość waha się od 0,18 do 0,22 mm. W wapieniu zaobserwowano proces anhydrytyzacji sparytu kalcytowego.

**Pstry piaskowiec środkowy** opisano na podstawie 11 próbek skał należących do formacji pomorskiej i 13 próbek należących do „formacji ilastej” (połężyńskiej).

Osady formacji pomorskiej reprezentują (od spągu): iłowiec żelazisty, mikryt mułowcowy, mułowiec wapnisty, piaskowiec mułowcowy o składzie waki kwarcowej oraz piaskowiec drobno- lub średnioziarnisty o składzie arenitu subliptycznego lub subarkozowego (fig. 8A). Osady wykazują teksturę kierunkową, laminowaną, często widoczne są zaburzenia gęstościowe.



Ilowce i mułowce wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową, aleurytową i aleurytowo-psamitową. Materiał detrytyczny jest reprezentowany przez nieobtoczone, izometryczne lub wydłużone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,03–0,05 mm. Powszechnie występuje muskowit. Masą spajającą bywa mikryt kalcytowy oraz substancja ilasto-żelazista.

Głównym składnikiem piaskowców są nieobtoczone lub półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego, podrzędnie polikrystalicznego. Ich przeciętna średnica waha się od 0,08 do 0,29 mm. Kwarc dosyć często zawiera drobne wrostki chlorytów, czasami ziarna bywają spękane. Skalenie przeważnie są reprezentowane przez plagioklasy, rzadziej odmiany potasowe. W niewielkich ilościach występują okruchy skalne. Najczęściej obserwuje się kwarcowe fragmenty łupków krystalicznych. W piaskowcach występują także ooidy, których przeciętna średnica wynosi od 0,16 do 0,26 mm. Wykazują one promienisto-koncentryczną strukturę wewnętrzną, są izometryczne – kuliste bądź dyskoidalne. Spoiwo piaskowców jest kalcytowe, kalcytowo-ankerytowe (Kuberska, 1999), miejscami kwarcowe. Masą spajającą bywa także matriks złożony z mułku kwarcowego. Wśród procesów diagenetycznych zauważono efekty cementacji kalcytem i kwarcem autigenicznym, rozpuszczania ziarn skaleni, kwarcu detrytycznego oraz ooidów, a także ich zastępowania kalcytem i częściowo anhydrytem (Kuberska, *op. cit.*).

„Formacja ilasta” (połczyńska) jest reprezentowana przez naprzemianległe osady ilowcowo-mułowcowo-piaskowcowe. Ku stropowi wzrasta udział osadów najdrobniejszych. W próbkach obserwuje się różnorodne mikrostruktury sedymentacyjne związane z zaburzeniami gęstościowymi, spękania wypełnione materiałem o grubszym ziarnie oraz spękania i żyłki wypełnione węglanami.

Ilowce i mułowce wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową i aleurytową. Materiał detrytyczny jest reprezentowany przez mułek kwarcowy. Obserwuje się wzbogacenie w minerały łyszczykowe – muskowit i biotyt, bardzo często schlorytyzowany. Spoiwo stanowią substancja ilasto-żelazista i mikryt węglanowy.

Piaskowce charakteryzują się strukturą psamitową lub psamitowo-aleurytową, należą do arenitów i wak kwarcowych lub subarkozowych. Materiał detrytyczny jest słabo upakowany, dosyć dobrze wysortowany, półobtoczony. Przeciętna średnica ziarn detrytycznych wynosi ok. 0,10 mm, miejscami dochodzi do 0,18 mm. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc monokrystaliczny (kwarc polikrystaliczny nie przekracza 3,5% obj.). Skalenie występują w zmiennych ilościach; są to zarówno ziarna plagioklazów, jak i skaleni potasowych. Niektóre z nich uległy procesom częściowego przeobrażenia w minerały ilaste lub zostały zastąpione przez kalcyt czy anhydryt (Kuberska, *op. cit.*). Piaskowce są wzbogacone w minerały łyszczykowe – muskowit i biotyt. Ten ostatni bardzo często ulegał chlorytyzacji. Odnotowano także skupienia pirytu i hematytu. Spoiwo piaskowców jest zróżnicowane. Obserwuje się cementację kalcytem, kwarcem autigenicznym i anhydrytem (fig. 8C). Zauważono także niewielkie

skupienia kaolinitu, powstałe zapewne na skutek przeobrażenia skaleni. Poza tym widoczne są efekty diagenetycznego rozpuszczania ziarn detrytycznych.

**Pstry piaskowiec górny** opisano na podstawie analizy petrograficznej 6 próbek skalnych reprezentujących formację barwicką. Są to osady (od spągu) mikrosparytowe, przechodzące w mułowce i piaskowce z przewarstwieniami mułowcowo-ilowcowymi, silnie zażelazionymi.

Wapienie mikrosparytowe są zbudowane z kalcytu. Zawierają domieszkę nieobtoczonych ziarn kwarcu oraz łyszczyków. Miejscami zauważa się także obecność minerałów ilastych, nadających osadom węglanowym charakter marglisty.

Ilowce i mułowce wykazują strukturę pelitowo-aleurytową i aleurytowo-psamitową. Materiał detrytyczny jest reprezentowany głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu oraz minerały łyszczykowe. Masą spajającą jest substancja ilasto-żelazista, nadająca ciemnobrunatną barwę opisywanym osadom.

Piaskowce wykazują strukturę psamitową i psamitowo-aleurytową, teksturę kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek łyszczyków. Materiał detrytyczny jest nieobtoczony lub półobtoczony. Kontakty międzyziarnowe są punktowe i proste. Przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi ok. 0,11 mm. Piaskowce (arenity i waki) są reprezentowane przez odmiany kwarcowe lub subarkozowe. Głównym składnikiem detrytycznym jest kwarc monokrystaliczny. Poza tym występują skalenie potasowe i plagioklasy, okruchy skalne (fragmenty łupków kwarcowo-łyszczykowych, bardzo drobnoziarnistych piaskowców i mułowców). Piaskowce są wzbogacone w minerały łyszczykowe: muskowit i biotyt z zauważalnymi efektami chlorytyzacji (fig. 8D). Materiał detrytyczny jest scementowany spoiwem kalcytowym (miejscami Fe-kalcytem) i kwarcowym. Zauważono także obwódki ilasto-żelaziste na ziarnach detrytycznych. W opisywanych skałach widoczne są efekty działania kompaktacji mechanicznej, cementacji, rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego (Kuberska, *op. cit.*).

## Podsumowanie

1. Pstry piaskowiec z otworu Brześć Kujawski IG 1 jest reprezentowany przez osady ilowcowo-mułowcowe, często margliste z wkładkami wapieni ooidowych. Piaskowce stanowią wtrącenia i pakiety o różnej miąższości w obrębie serii aleurytowo-pelitowych.

2. Materiał detrytyczny badanych skał jest reprezentowany głównie przez ziarna kwarcu monokrystalicznego (ziarna polikrystaliczne nie przekraczają 5% obj.). Skalenie (plagioklasy i skalenie potasowe) występują w zmiennych ilościach, tworząc wśród piaskowców odmiany arkozowe i subarkozowe. Litoklasty stanowią grupę składników dosyć nieliczną, reprezentowaną przede wszystkim przez fragmenty skał metamorficznych. Cechą charakterystyczną jest wzbogacenie omawianych osadów w minerały łyszczykowe: muskowit

i biotyt. Piaskowce pstrego piaskowca dolnego i środkowego zawierają także domieszkę ooidów kalcytowych.

3. Materiał detrytyczny skał mułowcowych i piaskowcowych jest z reguły nieobtoczony i półobtoczony, o różnym stopniu wysortowania, słabo upakowany (średni wskaźnik kontaktów ziarn jest równy liczbie dwa). Kontakty międzyziarnowe są proste i punktowe.

4. Iłowce i mułowce są złożone z minerałów ilastych z udziałem wodorotlenków żelaza, często z domieszką minerałów węglanowych, tworzących przelawiczenia margliste. Matriks ilasto-żelazisty oraz mułek kwarcowy występują także w spoiwie piaskowców, tworząc waki. Poza tym, szczególnie w arenitach, rozwinięta jest cementacja kalcytem, ankerytem (pstry piaskowiec środkowy), kwarcem autigenicznym oraz anhydrytem. Autigeniczne minerały ilaste (kaolinit, chloryt) odnotowano w osadach pstrego piaskowca środkowego i górnego.

**Irena GAJEWSKA**

#### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW WAPIENIA MUSZLOWEGO I KAJPRU

W otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG I utwory wapienia muszlowego i kajpru były rdzeniowane zaledwie w 7,4%, jednak rdzenie pobrane były tak, że dobrze charakteryzują omawiane osady, a razem z próbkami okrucowymi i wykonanymi w otworze profilowaniami geofizycznymi pozwoliły na dość dokładne określenie profilu litologicznego i przeprowadzenie podziału litostratygraficznego.

Na podstawie pełnej analizy wszystkich dostępnych materiałów geologicznych i geofizycznych, w otworze Brześć Kujawski IG I utwory wapienia muszlowego i kajpru zostały wydzielone na głęb. od 2117,5<sup>1</sup> do 2605,0 m.

W czasie sedymentacji wapienia muszlowego obszar lokalizacji otworu Brześcia Kujawskiego IG I znajdował się na północnym skłonie basenu, bliżej jego strefy osiowej. Profil

5. Opisane osady po lityfikacji podlegały licznym procesom związanym z diagenезą. Do najważniejszych należy zaliczyć kompaktację mechaniczną (w znikomym stopniu chemiczną), cementację i zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie diagenetyczne. Najbardziej widoczne efekty działania procesów diagenetycznych w piaskowcach z otworu Brześć Kujawski IG 1 są związane z cementacją (kalcytem, kwarcem autigenicznym, anhydrytem) oraz z przeobrażaniem skałeni (kaolinityzacja, illityzacja) i blaszek łyszczaków (chlorytyzacja biotyту).

6. Większość omawianych procesów miała miejsce w trakcie trwania mezodiagenезy (w ujęciu Choquette, Pray, 1970). W eodiagenезie początek miała kompaktacja mechaniczna i tworzenie obwódek ilasto-żelazistych w pstrym piaskowcu górnym (Kuberska, 1999).

wapienia muszlowego charakteryzuje się pełnym wykształceniem o miąższości 177,5 m, która jest miąższością regionalną dla tej strefy.

W profilu kajpru stwierdzono jedynie jego dolne dwa ogniwa – warstwy gipsowe dolne i warstwy sulechowskie. Miąższość zachowanych osadów kajpru (310,0 m) wskazuje jednak, że omawiany obszar znajdował się w strefie pierwotnego przegłębienia, gdzie osadziły się także wyższe ogniwa kajpru (piaskowiec trzcinowy i częściowo warstwy gipsowe górne). Na przelomie kajpru i noryku, w wyniku przemieszczania się mas solnych w kierunku struktury solnej Lubień-Łaniańta oraz dźwigania się także obszaru leżącego na przedłużeniu tej struktury, osady piaskowca trzcinowego i warstw gipsowych górnych zostały usunięte.

**Joachim SZULC**

#### CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I SYSTEMY DEPOZYCYJNE WAPIENIA MUSZLOWEGO

Ze względu na niewielkie rdzeniowanie interwału obejmującego profil wapienia muszlowego w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 1, rekonstrukcję rozwoju sedymentacji oparto na metodyce stratygrafii sekwencji depozycyjnych, zdefiniowanych głównie na podstawie danych geofizycznych (krzywa gamma), odniesionych następnie do wcześniej zdefiniowanego schematu sekwencji 3. rzędu dla

całego basenu epikontynentalnego środkowej Europy (Szulc, 2000).

Wapień muszlowy wykazuje typową trójdzielność i jest zdominowany przez osady wapienne dolnego i górnego wapienia muszlowego, rozdzielone utworami ewaporatowymi środkowego wapienia muszlowego.

<sup>1</sup> Według stratygrafii podanej przez Gajewską i Deczkowskiego w dokumentacji wynikowej otworu Brześć Kujawski IG 1 (Marek, red., 1989), granica między norykiem i kajprem przypada na głęb. 2130,0 m. W wersji stratygrafii przyjętej do druku (patrz odnośnik w profilu otworu), została ona przesunięta na głęb. 2117,5 m na podstawie wyników prac Kiersnowskiego i Iwanowa (w: Krzywicz i in., 2001)



**Wapień muszlowy dolny.** Sukcesję wapienia muszlowego dolnego rozpoczynają ciemnoszare wapniste mułowce ze śladami wysychania, które wyżej są zastąpione wapieniami bioklastycznymi, złożonymi z tempestytowych muszlowców reprezentujących *Transgressive Systems Tracks* (TST) sekwencji A1.

Wyżej występują wapień ciemnoszare, pozbawione fauny i bioturbacji, deponowane w słabo przewietrzanym zbiorniku. Reprezentują one sekwencję A2.

Leżące wyżej gruboziarniste, oolitowo-onkoidowe wapień pływaczni węglanowych (*shoalbar*), wykazujące wielkoskalowe warstwowanie przekątne, ze śladami meteorycznego rozpuszczania (porowatość oomoldyczna), reprezentują *Highstand Systems Tracks* (HST) sekwencji A3.

**Wapień muszlowy środkowy** budują głównie dolomity i anhydryty o szarej barwie. Drobną laminacją, ciemną barwą, brak fauny (także ichtofauny) oraz brak śladów emersji

wskazują, że w środkowym wapieniu muszlowym dominowały warunki dość głębokiego zbiornika ewaporacyjnego o bardzo ograniczonej cyrkulacji. Całość środkowego wapienia muszlowego reprezentuje 4. sekwencję depozycyjną anizyku (A4).

**Wapień muszlowy górny** jest słabo rdzeniowany i to tylko w wyższej części profilu, gdzie występują ciemnoszare mułowce z wkładkami muszlowców (?brachiopodowych), wykazujące podobieństwo do leżących wyżej utworów dolnego kajpru. Horyzont ten zawiera konodonty drugiej strefy konodontowej (Narkiewicz, 1999), wskazujące na dolnoladyński wiek tego interwału, który jednocześnie wchodzi w zakres pierwszej sekwencji depozycyjnej lądynu (L1). Występujące w tym horyzoncie brekcje kostne odpowiadają jednej z tzw. granicznych brekcji kostnych (*Grenzbonebed*) charakterystycznych dla stropowych interwałów wapienia muszlowego (Hagdorn, Reiff, 1988).

## Katarzyna NARKIEWICZ

### BADANIA KONODONTOWE UTWORÓW TRIASU

Z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 1 pobrano 15 próbek z interwału 2277,2–2723,5 m, w celu przeprowadzenia analizy biostratygraficznej na podstawie obecności konodontów. Z odcinka profilu obejmującego ret, z utworów wapienia ilastego, pobrano 3 próbki z głęb.: 2723,5; 2722,6 i 2720, 3 m. Z utworów wapienia muszlowego dolnego zbadano 6 próbek z głęb.: 2602,2 (wapień marglisty); 2601,35 (muszlowiec); 2567,15; 2569,5 (wapień falisty); 2527,3 m (wapień drobnoziarnisty) i 2472,3 m (dolomit silnie ilasty). Z osadów wapienia muszlowego górnego – 2 próbki z głęb. 2434,95 m (iłowiec z wkładkami wapnistymi) i 2434,1 m (wapień organodetrytyczny), natomiast z górnego odcinka profilu odniesionego do kajpru – 3 próbki z głęb.: 2278,7 (iłowiec); 2278,2 (łupek ilasty) i 2277,2 m (iłowiec łupkowy). Wszystkie próbki skalne były macerowane w kwasie mrówkowym, a uzyskane reziduum wzbogacono cieczami ciężkimi.

Konodonty uzyskano tylko z utworów wapienia organodetrytycznego, z próbki pobranej na głęb. 2434,1 m. Próbką

ta dostarczyła dość bogatego zespołu elementów konodontowych (21 okazów), który pozwolił zaliczyć badane utwory do poziomu 2. (patrz Kozur, 1968). Zasięg stratygraficzny tego poziomu obejmuje najmłodszy illyr i najstarszy fassan (Kozur, 1980). W obrębie elementów platformowych stwierdzono występowanie *Neogondolella mombergensis* (Tatge), który według definicji jest gatunkiem dominującym w omawianym poziomie oraz *N. prava* (Kozur), gatunek towarzyszący (patrz Kozur, 1968). Ponadto zidentyfikowano: *N. cornuta* (Budurov et Stefanov), *N. constricta* Mosher i Clark i *N. balcanica* Budurov et Stefanov. W obrębie elementów gałęzkowych zidentyfikowano dwa gatunki towarzyszące (Kozur, 1968): *Ozarkodina tortilis* Tatge i *Prionodina muelleri* (Tatge). Szczegółowe dane dotyczące frekwencji, problemów taksonomicznych i biostratygraficznych oraz dokumentację fotograficzną przedstawiono w pracy Narkiewicz (1999).

## Zbigniew DECZKOWSKI

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW NORYKU I RETYKU

W otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 1, na głęb. 1993,5–2117,5 m, wydzielono na podstawie profilowania geofizycznego oraz próbek okrucowych i odcinków rdzeniowanych dwa kompleksy litologiczne. W kompleksach tych nie stwierdzono skamieniałości, które dokumentowałyby wiek omawianych utworów. Z porównania profilu tych osadów z profilami uzyskanymi z sąsiednich otworów wiertni-

czych oraz materiałów zawartych w publikacjach Franczyk (1983) oraz Deczkowskiego i Franczyk (1988a), a także badań palinologicznych wykonanych przez Orłowską-Zwolińską (1983), wynika, że dolny kompleks skalny odpowiada norykowi, a górny – retykowi.

Wyniki dotychczasowych badań wskazują, że przebieg sedymentacji noryku był uzależniony od objawiających się

w tym czasie ruchów tektonicznych, które wywarły duży wpływ na rozkład miąższości i zmienność wykształcenia osadów.

Otwór Brześć Kujawski IG 1 jest zlokalizowany na elemencie strukturalnym, który dźwigał się na przełomie kajpru górnego i noryku, o czym świadczy ułożenie tych osadów bezpośrednio na warstwach gipsowych dolnych kajpru. W stosunku do obszarów przyległych zaznacza się, w obrębie wymienionego elementu strukturalnego, znaczna redukcja osadów noryku. W profilu otworu Brześć Kujawski IG 1 ich miąższość wynosi 56,0 m<sup>2</sup> i narasta w kierunku północnym i zachodnim do 150,0 m, a południowym – do 200,0 m (Deczkowski, Franczyk, 1988a). Noryk na ogół jest wykształcony jako iłowce i mułowce brązowe i czerwono-brunatne, często z zielonkawymi plamami. Wśród iłowców pojawiają się miejscami przewarstwienia piaskowców drobnoziarnistych. W obrębie tego kompleksu występują również iłowce gruzłowe oraz zlepieńce i iłowce węglanowe, jak również kongregacje węglanowe typu *caliche*. Omawiane osady tworzyły się w zróżnicowanych warunkach środowiskowych – od słodkowodnych do pliohalinowo-brakicznych, z zaznaczającymi się epizodycznie słabymi wpływami morskimi. Trzeba zazna-

czyć, że osady noryku charakteryzują się znaczną zmiennością wykształcenia litologicznego tak w układzie poziomym, jak i w pionowym. Dotyczy to zwłaszcza obszarów znajdujących się w sąsiedztwie struktur wydzwigniętych na przełomie kajpru górnego i noryku przez ruchy soli cechsztyńskich.

Z końcem sedymentacji osadów noryku nastąpiła zmiana klimatu z suchego i gorącego na bardziej wilgotny, co znajduje odzwierciedlenie w zaniku osadów o pstrym zabarwieniu i pojawieniu się osadów szarych typowych już dla retyku. W składzie tego kompleksu skalnego dominują już iłowce i mułowce szare, z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. Na ogół w omawianych osadach występują powszechnie liczne szczątki zwęglonej flory. W profilu otworu Brześć Kujawski IG 1 miąższość retyku wynosi 68,0 m. Na podstawie miąższości tych osadów w otworach Konary IG 1 (85,0 m) i Cykowo IG 1 (72,0 m) stwierdzono ich nieznaczną redukcję w kierunku otworu Brześć Kujawski IG 1.

Analizowane utwory noryku oraz retyku nie wykazują wyraźniejszych zaburzeń tektonicznych. Dość często obserwuje się jedynie jednokierunkowe spękania i drobne złustrowania, a upad warstw nie przekracza 3°.

**Hubert KIERSNOWSKI, Andrzej IWANOW**

#### SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W UTWORACH TRIASU GÓRNEGO

Analiza sedimentologiczna rdzeni wiertniczych i ponowna interpretacja danych geofizyki otworowej rdzeni triasu górnego oraz analiza sekwencyjna wynikają z badań wykonanych w ramach grantu KBN „Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna basenu triasowego niżu Polskiego” (Krzywiec i in., 2001).

##### **Kajper (głęb. 2117,5–2427,5 m).**

Warstwy sulechowskie (głęb. 2290,0–2427,5 m). W pojedynczym rdzeniowanym odcinku wyróżniono drobnoziarniste, żelaziste piaskowce i mułowce z rozproszonymi drobnymi skupieniami anhydrytu. W spągu warstw sulechowskich występuje typowa brekcja kostna, która może być horyzontem korelacyjnym tego interwału.

W górnej części warstw sulechowskich jest widoczne spływanie poprzedzające transgresję związaną z rozwojem warstw gipsowych dolnych. Sekwencja jest zakończona w stropie granicą transgresji (TS).

##### Warstwy gipsowe dolne (głęb. 2117,5–2290,0 m).

W rdzeniu wyróżniono ciemnoszare i czarne iłowce oraz mułowce dolomityczno-wapniste, z cienkimi poziomymi gruzłami anhydrytowych oraz ze szczątkami ryb, małży i flory.

W stropie sekwencji istnieje granica erozyjna związana z długotrwałą luką stratygraficzną.

**Noryk (głęb. 2061,5–2117,5 m).** Osady noryku mają niewielką miąższość i są rozpoznane w bardzo niedostatecznym stopniu z powodu nikłego rdzeniowania. W badanym profilu stwierdzono obecność typowych dla noryku ciemnobrunatnych mułowców z licznymi drobnymi, pojedynczymi lub tworzącymi skupienia gruzłkami węglanowymi, czasem o charakterze septarii, przypuszczalnie związanymi z procesami pedogenicznymi. Kończą się one granicą erozyjną.

**Retyk (głęb. 1993,5–2061,5 m).** Z powodu niewielkiego rdzeniowania osady retyku są niedostatecznie rozpoznane. W profilu występują ciemnoszaroczarne łupki ilaste i białe piaskowce ze zwęglonym detrytusem flory, charakterystyczne dla najwyższego odcinka triasu (odpowiednik warstw wielichowskich wydzielanych w zachodniej Polsce). Kontynuują się one w osadach jury dolnej lub są ograniczone granicą erozyjną.

<sup>2</sup> Według stratygrafii podanej przez Deczkowskiego w dokumentacji wynikowej otworu Brześć Kujawski IG 1 (Marek, red., 1989), miąższość utworów noryku wynosi 69,0 m. Według opracowania Kiersnowskiego i Iwanowa (2001, w: Krzywiec i in., 2001) i stratygrafii przyjętej do druku (patrz odnośnik w profilu otworu) wynosi ona 56,0 m

## JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH  
UTWORÓW JURY DOLNEJ

Otwory wiertnicze Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 usytuowano w centralnej części basenu dolnojurajskiego, na skraju kutnowskiego segmentu bruzdy śródpolskiej. Strefa ta podlegała najsilniejszej we wczesnej jurze subsydencji w basenie polskim (Deczkowski, Franczyk, 1988b), co skutkuje obecnością maksymalnych miąższości oraz pełnego profilu stratygraficznego, bez luk sedymentacyjnych. Omawiane otwory wiertnicze rozmieszczono w jednej linii ponad poduszką solną: otwór Brześć Kujawski IG 1 w jej szczytowej partii, natomiast dwa pozostałe otwory – na jej południo-zachodnim skrzydle.

W omawianych otworach wiertniczych z rejonu Brześcia Kujawskiego jura dolna została w pełni przewiercona jedynie w otworze Brześć Kujawski IG 1. Otwory Brześć Kujawski IG 2 i IG 3 po przewierceniu osadów toarku i plienschachu zatrzymano w utworach synemuru, przy czym otwór IG 2 nawiercił jedynie jego stropowe partie, natomiast IG 3 – jego znaczny odcinek. Stwierdzone miąższości utworów jury dolnej wynoszą odpowiednio: 856,0; 644,0 i 908,0 m.

Dość równomierne, choć niezbyt gęste rdzeniowanie utworów jury dolnej w badanych wierceniach, w powiązaniu z analizą krzywych geofizycznych, umożliwiło podział profilu na jednostki litostratygraficzne i wydzielenie formacji. W obecnym opracowaniu stratygrafii otworów zastosowano nowy podział litostratygraficzny jury dolnej, zaproponowany przez Pieńkowskiego (2004). Najstarsze formacje – zagajską i skłobską przewiercono jedynie w otworze Brześć Kujawski IG 1. Pozostałe formacje: ostrowiecką, gielniowską, drzewicką, ciechocińską i borucicką wydzieleno we wszystkich trzech wierceniach.

Najstarszą część profilu tworzą piaskowce różnoziarniste, średnio- i drobnoziarniste, niekiedy o warstwowaniu przekątnym, lub masywne, z pojedynczymi smugami ilastymi. Pomędzy nimi występuje miąższy kompleks iłowców ciemnoszarych z fragmentami uwęglonych roślin. Zarówno piaskowce, jak i iłowce powstały w środowisku lądowym, piaskowce są pochodzenia rzecznoego, natomiast grube pakiety iłowcowe prawdopodobnie jeziorno-bagiennego. Otwory te reprezentują **formację zagajską**, której miąższość stwierdzona w otworze Brześć Kujawski IG 1 wynosi 134,0 m. Jej wiek jest datowany na wczesny hetang. Odpowiada ona warstwom kłodawskim górnym oraz najniższej części warstw ksawerowskich w starszym podziale litostratygraficznym Różyckiego (1958).

Powyżej występuje miąższy kompleks naprzemianległych utworów mułowcowych i piaskowcowych. Jedyne rdzenie pobrane z tego odcinka zawiera heterolity o laminacji soczewkowej i falistej oraz piaskowce o warstwowaniu smużystym, a także drobne bioturbacje. Cechy te sugerują raczej środowisko płytkomorskie. Wyraźnie morski charakter tych utworów

stwierdzono w otworze Krośniewice IG 1, z którym ta część profilu bardzo dobrze się koreluje. Występują tam naprzemianległe warstewki piaskowców o warstwowaniu kopułowym (sztormowa geneza) oraz piaskowców bardzo silnie zbioturbowanych przez *Chondrites* isp. (Feldman-Olszewska, 2000). Otwory te wydzielono jako **formację skłobską** o miąższości 74 m. Wiekowo odpowiada ona prawdopodobnie młodszemu hetangowi. W podziale Różyckiego (*op. cit.*) otwory te odpowiadały pozostałej (wyższej) części warstw ksawerowskich.

Nadległy, dość znacznej grubości odcinek profilu tworzą naprzemianległe kompleksy piaskowcowe i iłowcowe o różnej miąższości. Liczne rdzenie pobrane z tego odcinka profilu we wszystkich trzech otworach pozwalają stwierdzić, że dominują wśród nich piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste, jasnoszare, często prawie białe, masywne lub z pojedynczymi smugami ilastymi lub węglistymi, niekiedy o warstwowaniu przekątnym. Czasem występuje w nich kaolinit w porach, dość liczny jest muskowit. W dolnym odcinku profilu jury dolnej w otworze Brześć Kujawski IG 3, w iłowcach na głęb. 2188,0–2191,0 m jest obecna uwęglona flora oraz milimetrowej grubości warstewki węgla, a w górnej części również korzenie roślin. Cechy te wskazują na dominację środowiska lądowego w tej części profilu jury dolnej. Otwory te są w zdecydowanej większości osadami rzek meandrujących. Jedyne rdzenie z głęb. 2035,0–2040,0 m w otworze Brześć Kujawski IG 3 wykazuje odmienne cechy. Obserwuje się tu heterolity o warstwowaniu soczewkowym i falistym, którym towarzyszy obecność skamieniałości śladowych *Planolites beverleyensis* (Billings) oraz *Skolithos* isp. Cechy te sugerują obecność środowiska płytkomorskiego lub deltowego, co może wskazywać na ingresję morską w obrębie miąższych osadów pochodzenia lądowego. Opisane otwory na podstawie cech sedymentologicznych uznano za **formację ostrowiecką**, która według Pieńkowskiego (2004) wiekowo reprezentuje synemur. Jej miąższość w poszczególnych otworach wynosi: 284,5 (IG 1); 28,5 (IG 2 – nieprzebita) i 295,0 m (IG 3 – nieprzebita). W podziale Różyckiego (1958) otwory tej formacji reprezentują prawie całe warstwy sławęcińskie główne, bez ich stropowego odcinka ilasto-mułowcowego.

Wyżej w profilu następuje wyraźna zmiana litologiczna. Pojawia się miąższy kompleks iłowcowo-mułowcowy, mniej lub bardziej piaszczysty w środkowej części profilu. W rdzeniach dominują iłowce i mułowce o laminacji poziomej, falistej lub soczewkowej, ze śladami *Planolites* isp. i *Skolithos* isp. W otworze Brześć Kujawski IG 2 na głęb. 1804,1 m stwierdzono ponadto muszlę małża. Niekiedy występują kilkudziesięciocentymetrowe wkładki piaskowcowe o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, przypuszczalnie o genezie sztormowej. Opisane cechy wskazują na morskie (raczej płyt-

komorskie, ?lagunowe, ?deltowe) pochodzenie kompleksu drobnoziarnistego. Reprezentuje on **formację gielniowską**, która jest korelowana z formacją łobeską występującą na Pomorzu i której wiek jest dobrze datowany na podstawie amonitów na wczesny pliensbach (Dadlez, Kopik, 1972; Pieńkowski, 2004). Utwory te odpowiadają najwyższej części warstw sławęcińskich głównych oraz najniższej części warstw sławęcińskich górnych (Feldman-Olszewska, 1997). Miąższość formacji gielniowskiej w otworach wiertniczych z rejonu Brześcia Kujawskiego wynosi odpowiednio: 97,0 (IG 1); 119,5 (IG 2) i 111,5 m (IG 3).

Wyżej ponownie zaczynają dominować piaskowce, miejscami przewarstwiane dość grubymi kompleksami drobnoziarnistymi. Niezbyt liczne rdzenie pobrane z tego odcinka profilu wskazują, że wśród piaskowców dominują odmiany drobnoziarniste, jasnoszare, często prawie białe, czasem z kaolinitem w porach, masywne lub ze smugami ilastymi wzbogaconymi w muskowitz. Mułowce i heterolity wykazują głównie laminację falistą. Ponadto w rdzeniu z głęb. 1628,6 m w otworze Brześć Kujawski IG 2 stwierdzono korzenie roślin, a nieco niżej uwęglone fragmenty roślin. Uwęglone fragmenty roślin stwierdzono również w otworze Brześć Kujawski IG 1 (głęb. 1365,8 m) oraz Brześć Kujawski IG 3 (głęb. 1705,2–1707,0 i 1790,0–1791,0 m). Są to utwory pochodzenia lądowego, powstałe w środowisku rzek meandrujących. Wydzielono je jako **formację drzewicką**. Odpowiada ona środkowej i górnej części warstw sławęcińskich górnych według Różyckiego (1958). Miąższości tej formacji w poszczególnych otworach układają się następująco: IG 1 – 143,0 m; IG 2 – 189,5 m; IG 3 – 170,5 m. W jej stropowych partiach występuje kompleks ciemnoszarych iłowców i heterolitów. W rdzeniu pobranym z tego odcinka profilu w otworze Brześć Kujawski IG 3

stwierdzono osady o laminacji soczewkowej, ze skamieniałościami śladowymi *Teichichnus* isp., *Diplocraterion* isp., *Skolithos* isp. oraz *Planolites beverleyensis* (Billings). Są to utwory o wyraźnie morskiej genezie, rozpoczynające następną transgresję morską na Kujawach (Feldman-Olszewska, 2000).

Wyżej pojawia się miąższy kompleks iłowcowo-mułowcowy, charakteryzujący się szarzieloną barwą osadu. Reprezentuje on **formację ciechocińską**, której wiek przyjmuje się na wczesny toark. Są to iłowce masywne ze zlustrowaniami tektonicznymi lub mułowce i heterolity o laminacji i warstwowaniu soczewkowym, często z licznym muskowitzem. Występują w nich wkładki piaskowców bardzo drobnoziarnistych o warstwowaniu zmarszczkowym, falistym lub smużystym. W wyższej części profilu otworu Brześć Kujawski IG 1 stwierdzono 15 cm wkładkę węgla, a poniżej iłowce węgliste oraz rizoidy. We wkładkach piaskowcowych zaobserwowano ślady *Skolithos* isp. (Brześć Kujawski IG 3 – głęb. 1572,0–1577,0 m). Utwory te powstały w środowisku brakicznej zatoki.

W górnym odcinku formacji ciechocińskiej w otworach Brześć Kujawski IG 2 i IG 3 występuje miąższy kompleks piaskowcowy, przykryty następnie pakietem ilasto-mułowcowym o ciemnoszarej barwie oraz o warstwowaniu soczewkowym lub laminacji poziomej. Skamieniałości śladowe stwierdzone w rdzeniach z tego odcinka profilu w innych wierceniach regionu kujawskiego wyraźnie wskazują na jego morską lub przynajmniej deltową genezę (Feldman-Olszewska, 2000). Właśnie morski charakter tego ciemnoszarego odcinka profilu zdecydował o jego włączeniu do formacji ciechocińskiej na obszarze Kujaw. Kompleks ten prawdopodobnie nie występuje w wierceniach Brześć Kujawski IG 1, ze względu na zredukowany profil warstw ciechocińskich.

Łączna miąższość omawianej formacji w poszczególnych otworach z Brześcia Kujawskiego jest zbliżona i wynosi odpowiednio: 69,0 (IG 1); 94,5 (IG 2) i 93,5 m (IG 3).

Najwyższa część profilu jury dolnej rejonu Brześcia Kujawskiego jest zdominowana przez piaskowce bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, często prawie białe, masywne lub z pojedynczymi smugami ilastymi, wzbogaconymi w muskowitz oraz uwęgloną sieczką roślinną. Pomiędzy nimi występują wkładki mułowcowe o kilkumetrowej miąższości. Utwory te reprezentują **formację borucicką**. Miąższość tej formacji w poszczególnych otworach wiertniczych jest bardzo zróżnicowana i wynosi: 54,5 (IG 1); 212,0 (IG 2) oraz 237,5 m (IG 3). Tak wyraźne różnice miąższości warstw borucickich należy wiązać ze wznoszącym ruchem poduszki solnej w późnym toarku.

Na podstawie analizy miąższości poszczególnych formacji we wszystkich trzech omawianych profilach wiertniczych (tab. 12), można wnioskować o aktywności poduszki solnej Brześcia Kujawskiego w jurze dolnej. Przez cały okres jej trwania, szczytowa część tej poduszki podlegała ruchom wznoszącym w stosunku do południowo-zachodniego skrzydła. Ruch ten był związany z przepływem soli w podłożu od synkliny kutnowskiej, w kierunku centralnej części poduszki (Brześć Kujawski IG 1).

**Tabela 12**

**Zestawienie miąższości poszczególnych formacji jury dolnej dla otworów Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3**

Breakdown of the Lower Jurassic formation's thickness from the Brześć Kujawski IG 1, IG 2 and IG 3 boreholes

Stratygrafia	Brześć Kujawski IG 1	Brześć Kujawski IG 2	Brześć Kujawski IG 3
<b>Jura dolna</b>	<b>856,0</b>	<b>&gt;644,0</b>	<b>&gt;908,0</b>
Formacja borucicka	54,5	212,0	237,5
Formacja ciechocińska	69,0	94,5	93,5
Formacja drzewicka	143,0	189,5	170,5
Formacja gielniowska	97,0	119,5	111,5
Formacja ostrowiecka	284,5	>28,5	>295,0
Formacja skłobska	74,0	–	–
Formacja zagajska	134,0	–	–



**Elżbieta KRYSKIEWICZ****WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY DOLNEJ****Charakterystyka petrograficzna skał**

Do badań petrograficznych skał osadowych jury dolnej z otworów wiertniczych Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 pobrano w sumie 97 próbek, z których wykonano płytki cienkie do badań w mikroskopie polaryzacyjnym, a także preparaty do badań w katodoluminescencji (CL), do analizy inkluzji fluidalnych (FI) oraz w mikroskopie elektronowym (SEM) i mikrosondzie rentgenowskiej (EDS). Część próbek opisano wstępnie w postaci ekspertyz (Kuberska, 1989a, b – 5 próbek z otworu Brześć Kujawski IG 1 i 9 próbek z otworu Brześć Kujawski IG 3; Żączkiewicz, 1989 – 17 próbek z otworu Brześć Kujawski IG 3). Poza tym wykorzystano również wyniki badań petrologicznych skał dolnojurajskich przeprowadzonych przez Maliszewską (1967, 1993, 1996, 1997).

W wymienionych otworach wiertniczych dominującymi utworami jury dolnej, z których pobrano próbki do badań, są skały klastyczne, najczęściej reprezentowane przez litofację piaszczystą, w której przeważają arenity kwarcowe. Materiał detrytyczny budujący arenity bądź waki kwarcowe jest zwykle dobrze wyselekcjonowany i półobtoczony. Najgrubszy materiał (psefitowy) jest najczęściej obtoczony, ziarna mają zaokrąglone kształty, chociaż nie zawsze są izometryczne. Materiał okrucowy jest na ogół ściśle upakowany. Spoiwo piaszczystych jest zwykle skąpe, niejednorodne, złożone z kwarcu autogenicznego i minerałów ilastych, niekiedy wzbogacone w substancję węglistą, a miejscami zawiera również węglany. Materiał detrytyczny był wielokrotnie przerabiany i pochodzi z osadów starszych niż jurajskie (prawdopodobnie z retyku i noryku, być może z denudacji najstarszych skał jury dolnej – Maliszewska, 1997).

Wśród mułowców (siltytów) wyróżnia się mułowce i mułowce piaszczyste. Są to skały o strukturze aleurytowej, o teksturze często kierunkowej, dzięki zgodnemu ułożeniu blaszek łyśczyków i lamin substancji organicznej, niekiedy wzbogaconych w syderyt. Skład materiału detrytycznego jest podobny jak w piaszczystych. Masa podstawowa składa się głównie z minerałów ilastych, niekiedy z pigmentem związków żelaza. Rentgenostrukturalne badania minerałów ilastych wykazały, że jest to głównie kaolinit, w mniejszej ilości illit i ślady chlorytu.

Notuje się również obecność heterolitów złożonych z naprzemianległych lamin mułowców i piaszczystych.

Iłowce są obecne stosunkowo rzadko. Są to skały o strukturze pelitowej lub pelitowo-aleurytowej, złożone głównie z kaolinitu, illitu, niekiedy również łuseczek chlorytu. Badania rentgenostrukturalne wykazały również obecność minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt. Ponadto we frakcji aleurytowej stwierdzono także występowanie pyłu kwarcowego, substancji węglistej i sferolitów syderytowych. Czasami iłowce są laminowane smugami substancji organicznej, materiałem mułkowym lub bardzo drobnoziarnistym materiałem piaszczystym.

W tabeli 13 podano przykłady wybranych cech skał dolnojurajskich z opisywanych otworów wiertniczych.

**Skład mineralny piaszczystych**

Podstawowym składnikiem mineralnym w badanych piaszczystych jest **kwarc**, który stanowi zwykle ok. 80% materiału detrytycznego. Zdecydowanie dominują w nim ziarna monokrystaliczne, a zawartość ziarn polikrystalicznych na ogół nie przekracza 5% objętościowych skały.

**Skaleni** są najczęściej reprezentowane przez skałen potasowy (mikroclin, mikropertyt mikroklinowy), sporadycznie kwaśny plagioklaz. Z reguły udział skaleni wzrasta w miarę zmniejszania się wielkości ziarn w skale. Zawartość ich zazwyczaj nie przekracza 5% objętości skały. Ziarna skaleni niejednokrotnie są skorodowane, rozpuszczone, przeobrażone i zastąpione przez minerały wtórne.

**Łyszczki** są reprezentowane głównie przez bezbarwny muskowitz, rzadziej przez brunatny biotyt. Zazwyczaj są one wtórnie przeobrażone w zielonkawy chloryt, często z domieszkami minerałów ilastych. Zawartość łyśczyków w arenitach jest niewielka, natomiast znacznie wzrasta w skałach typu wak. Miki są minerałami stosunkowo miękkimi i dlatego łatwo ulegają procesom kompaktacji mechanicznej, czego rezultatem jest powyginanie i pofalowanie blaszek (fig. 9A). Oprócz wymienionych składników mineralnych, w piaszczystych notuje się obecność **minerałów akcesorycznych**, takich jak: cyrkon, turmalin, apatyt i anataz.

Wśród **litoklastów** zdecydowanie przeważają okruchy skał metamorficznych: głównie kwarcytów, łupków kwarcytowych. Podrzednie wstępują litoklasty skał osadowych.

W opisywanych skałach piaszczystych najczęściej jest odmian drobnoziarnistych. Frakcje gruboziarniste obecne są tylko wyjątkowo. Zazwyczaj są to skały dobrze wysortowane, o stosunkowo małym zróżnicowaniu wielkości ziarn. Bardzo pomocne w ocenie stopnia obtoczenia ziarn detrytycznych były badania katodoluminescencyjne. Okazało się, że niektóre obserwowane kontakty międzyziarnowe (proste, wklęsło-wypukłe czy zazębające się) istnieją nie między powierzchniami ziarn, ale pomiędzy ich obwódkami regeneracyjnymi. Procesy rozpuszczania diagenetycznego powodowały nadtrawienie i korozję brzegów ziarn. Stosunek najczęstszej do maksymalnej średnicy ziarna kwarcu ( $M_{\max Q}/M_{RQ}$ ) wynosi przeciętnie 2,81. Wskaźniki kontaktów  $W_{k/kz}$ , świadczące o wzajemnym ułożeniu – upakowaniu ziarn, są na ogół wysokie i najczęściej mieszczą się w przedziale 4,3–5,9, co wskazuje na dużą siłę oddziaływania kompaktacji mechanicznej.

Najczęstsze są kontakty międzyziarnowe proste, rzadziej punktowe, wklęsło-wypukłe, a wyjątkowo zazębające, natomiast w wakach i mułowcach, w których przeważa spoiwo podstawowe i porowe, najczęściej występują kontakty punktowe lub brak jest kontaktów.



Tabela 13

Wybrane cechy skal jury dolnej  
Selected features of the Lower Jurassic deposits

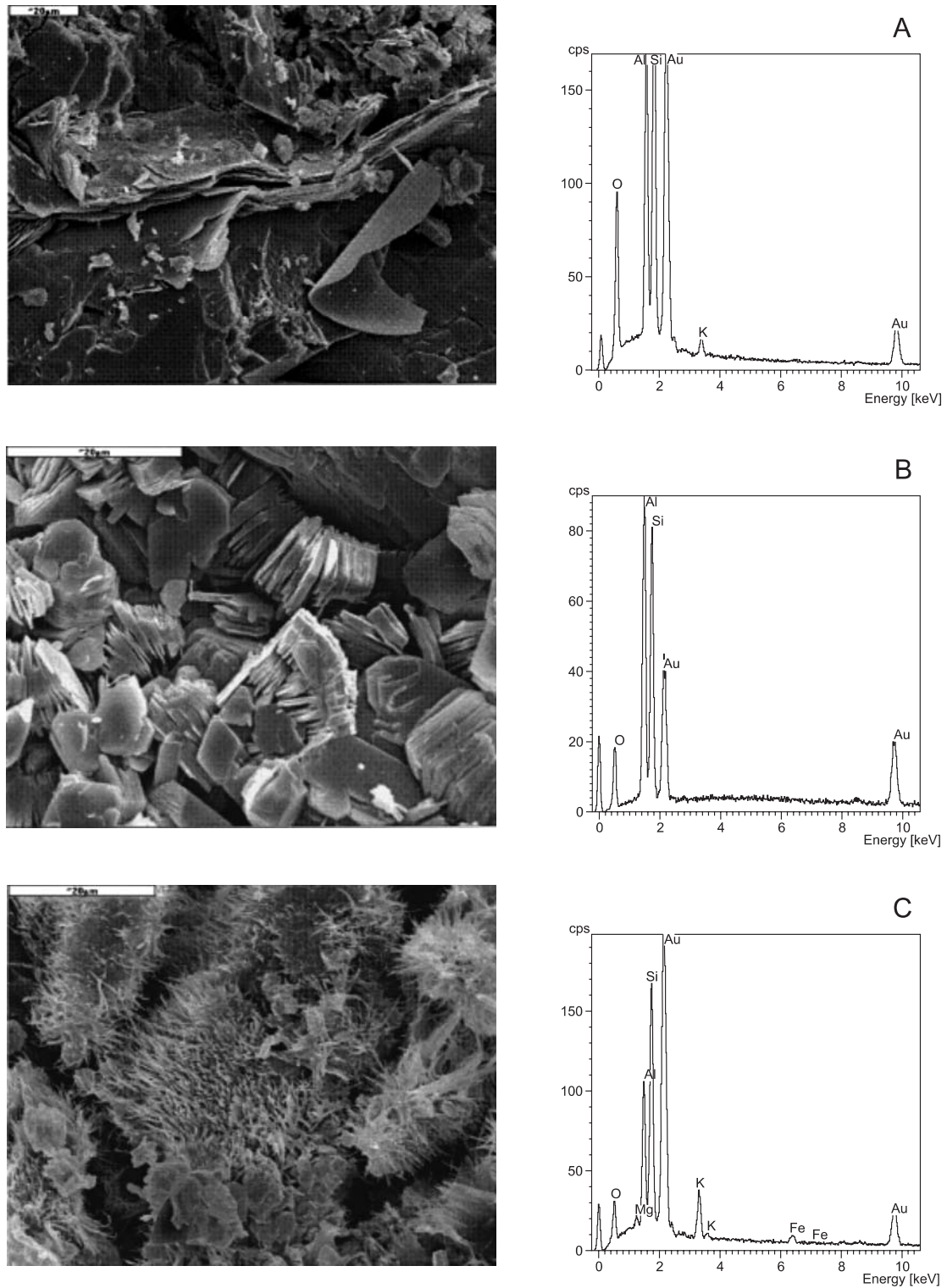
Głębokość [m]	Typ skały	Nazwa skały	Barwa skały	Tekstura	Wk	Typ kontaktów	% mat. detyt. Φ > 0,06 mm	M <sub>q</sub> [mm]	M <sub>max q</sub> [mm]	Spoiwo	% spoiwa	Matrix				Cement ortochemiczny				Wybrane procesy diagenety			
												%	pył	min. ilaste (+ SiO <sub>2</sub> )	wodorotlenki Fe (+ hem.)	%	wegłany	Q neog.	inne	cementacja	rozpuszczanie	zastępowanie	przeobrażanie
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Brześć Kujawski IG 1																							
1323,6	pc dr	ar sa	jsz	be ma	4,7	pr za pu	92,9	0,22	0,71	ko po ps	7,1	6,4	4,1	1,9	0,4	0,7	-	0,7	-	Qa Kl	Sk Qa Qd Lm	Qa Qd → Il	Ly → Chl Sk → It
1615,3	pc dr	ar k	jsz	be ma	5,1	pr ww za pu	96,6	0,15	0,30	ko po	3,4	2,7	0,9	1,6	0,2	0,7	-	0,7	-	Qa	Sk Qa Qd	-	Ly → Chl Sk → It
1872= 1874	pc śr	ar k	jsz	be ma	5,6	pr ww za	97,6	0,23	0,82	ko po	2,4	1,9	0,9	0,7	0,3	0,5	-	0,5	-	Qa	Qa Qd Sk	-	-
1925,45	mc	si k	jsz	be ma	no	no	no	no	0,15	no	no	no	no	no	no	no	no	no	s.or	Qa	Qd Sk	Qa Qd → Il	Ly → Chl
1976-1980	pc śr	ar k	jsz	be ma	5,6	pr ww	97,2	0,25	4,0	ko po	2,8	1,6	1,3	1,3	+	1,2	-	1,2	-	Qa	Qa Qd Lm	-	Sk → Il, Chl
Brześć Kujawski IG 2																							
1319,2	pc dr	ar k	jsz	be ma	3,8	pr pu ww	90,5	0,19	0,50	po ko	9,5	7,8	5,3	2,2	0,3	1,7	-	1,7	Pi+	Qa	Sk Qa Qd Lm	-	Sk → Il
1430,1	pc śr	ar k	jsz	be ma	4,9	pr ww za pu	85,0	0,23	0,53	ko po	15,0	1,8	0,4	1,2	0,2	11,2	8,9	4,3	-	Ak Qa	Sk Qa Qd	A Qd Sk → Ak	Sk → It
1469,3	pc b.dr	ar k	jsz	kr ma	3,8	pr ww	71,9	0,12	0,28	ko po	28,1	3,5	1,0	2,3	0,2	24,6	24,1	0,4	s.or 0,1	Sy Ak Qa Kl	Sk Qa Qd	Qa Qd Sk → Ak Sy	Ly → Chl
1589,5	pc dr	ar k	jsz	be ma	5,1	pr ww	82,2	0,14	0,40	ko po	17,8	10,4	0,7	7,1	2,6	7,4	-	2,9	Sz 4,5	Qa	Sk Qa Qd	Qa Qd → Sz Il	Ly → Chl
1765,9	pc śr	ar sa	jsz	be ma	4,5	pr ww	92,4	0,22	0,72	ko po	7,6	5,7	0,5	4,9	0,3	1,9	0,9	1,0	-	Qa W Kl	Sk Qa Qd Lm	Qa Qd → Kl	-

Tabela 13 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1804,4	pc dr	ar k	jsz	be ma	6,1	pr ww za	96,3	0,12	0,42	ko po	3,7	2,5	,02	2,1	0,2	1,2	0,2	0,9	s.or 0,1 Sz+	Qa Sy	Sk Qa Qd	Q Ak→Sy	Ly→Chl
1846,5	pc dr	ar k	jsz	kr ma	4,2	pr ww za pu	91,6	0,15	0,45	ko po	8,4	3,4	1,1	2,1	0,2	3,0	3,7	0,4	Pi 0,9	AK Sy Qa Kl	Sk Qa Qd Lo	Sk Qa Qd →SyAk	Ly→Chl Sk→It
Brześć Kujawski IG 3																							
1387,3	pc dr	ar k	jsz	be ma	4,1	pr pu ww	83,5	0,15	0,33	ko po	16,5	8,9	2,4	2,9	3,6	7,6	6,9	0,7	-	W Qa	Sk Qd	Sk Qd→W	Ly→Chl Sk→It
1390,3	pc dr	ar k	jsz	be ma	3,4	pr pu ww	85,9	0,15	0,34	ko po	14,1	9,5	1,9	4,7	2,9	4,6	3,7	0,9	-	W Qa	Sk Qd	Qd→W	Sk→Il
1673,6	pc śr	ar k	jsz	be ma	4,0	pu pr ww	78,3	0,45	0,88	ko po	21,7	1,1	0,5	0,6	-	20,6	17,9	1,3	Pi 1,4	AK Do Qa Kl	Qa Qd Lo Sy	Qa Qd→ Ak Do	-
1997,6	pc b.dr	ar k	jsz	be/kr ma	5,6	pr ww pu	84,5	0,008	0,22	ko po	15,5	11,7	8,7	0,8	0,7	3,8	2,0	1,6	s.or, 0,2	W Qa	Sk Qa Do	Qa Qd →W	Ly→Chl
2123,2	pc śr	ar k	jsz	be ma	4,6	pr ww za	93,0	0,21	1,20	ko po	7,0	5,9	2,7	3,1	0,1	1,1	-	1,1	-	Qa	Sk Qa Do	-	-
2201,1	pc dr	ar k	jsz	be ma	5,7	pr ww za	91,1	0,14	0,37	ko po	8,9	5,2	2,1	2,9	0,2	3,7	2,1	1,3	s.or 0,3	Q W Kl	Sk Qa Do	Qa Qd Sk→W	Ly→Chl Sk→Il

**Litologia:** pc – piaskowiec, mc – mułowiec, gr, śr, dr, b, dr – grubo-, średnio-, drobno-, bardzo drobnociężny; ar – arenit, k – kwarcowy, sa – subarkozowy; si – siltyt; **barwa skały:** sz – szara, jsz – jasnoszara; **tekstura:** be – beżładna, kr – kierunkowa, ma – masywna; **kontakty i wielkości ziarn:** Wk – wskaźnik kontaktów ziarn; **typy kontaktów:** pu – punktowy, pr – prosty, ww – wkleślo-wypukły, za – zażębiający;  $M_{fQ}$  –  $M_{max Q}$  – najczęstsza i maksymalna wielkość średnicy ziarn kwarcu; **typy spoiwa:** ko – kontaktowe, po – porowe, ps – podstawowe; **składniki skalne:** Ak – ankeryt, Chl – chloryt, Do – dolomit, Il – min. ilaste, It – illit, Ka – kalcyt, Kl – kaolinit, L – litoklasty, Lo, Lw, Lm – litoklasty skał wylewnych, gębinowych, metamorficznych, Ly – lyszczaki, P – piryt, Q – kwarc, Qd, Qa – kwarc detrytyczny, autogeniczny, Sk – skalenie, Sy – syderyt, Sz – sferulity syderytowe, W – węglany, s.or – substancja organiczna; no – nie oznaczono, + – ilość <0,1 %

**Lithology:** pc – sandstone, mc – mudstone, gr, śr, dr, b, dr – coarse, middle, fine, very fine grained; ar – arenite, k – quartz, sa – subarcosic; si – siltite; **colour of rocks:** sz – gray, jsz – light gray; **structure:** be – random, kr – oriented, ma – massive; **contacts and granularities:** Wk – grain contact index; **contact type:** pu – point, pr – straight, ww – concavo-convex, za – satured;  $M_{fQ}$ ,  $M_{max Q}$  – frequent and maximal diameter of quartz grains; **type of cement:** ko – contact, po – porous, ps – basic; **rocks components:** Ak – ankerite, Chl – chlorite, Do – dolomite, Il – illit illite, Ka – calcite, Kl – kaolinite, L – lithoclasts, Lo, Lw, Lm – lithoclasts of effusive rocks, plutonic, metamorphic, Ly – micas, Pi – pyrite, Q – quartz, Qd, Qa – quartz detrital, autigenic, Sk – siderite, Sz – siderite spherulites, W – carbonates, s.or – organic material; no – not determined, + – quantity <0,1 %



**Fig. 9. A.** Powyginane blaszki muskovitu jako przykład kompaktacji mechanicznej; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 1469,3 m; obraz SEM. **B.** Kaolinit robakowaty w arenicie kwarcowym; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 1323,6 m; obraz SEM. **C.** Włóknisty illit z kaolinitem w piaskowcu; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 1748,3 m; obraz SEM

**A.** Squashed flake of muscovite as an example of mechanical compaction; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 1469.3 m; SEM image. **B.** Vermiform kaolinite in quartz arenite; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 1323.6 m; SEM image. **C.** Fibrous illite with kaolinite in sandstone; Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 1748.3 m; SEM image

Wolne przestrzenie w skale, nie wypełnione spoiwem, tworzą porowatość skały. W badanych piaskowcach zaobserwowano porowatość pierwotną typu międzyziarnowego oraz wtórną porowatość śródziarnową, rzadziej międzyziarnową, i makroporowatość śródkrystaliczną.

### Spoiwo

Spoiwo kwarcowe w badanych skałach jest powszechne, ale jego maksymalna zawartość nie przekracza 12%.

Drobnoziarnisty **kwarc detrytyczny** bywa składnikiem spoiwa (matriks) w postaci pyłu kwarcowego w osadach drobnoziarnistych. Kwarc regeneracyjny jest obecny w większości badanych próbek, przy czym nie stwierdzono zależności ilości cementu kwarcowego od głębokości. Kwarc wypełnia w różnym stopniu przestrzenie międzyziarnowe. Niekiedy widoczne w mikroskopie polaryzacyjnym pozornie proste kontakty ziarn detrytycznych w rzeczywistości powstały przez połączenie wzrastających na przeciw siebie obwódek autigenicznych. Obserwuje się również kontakty zazębające, które nie są wynikiem wzajemnego rozpuszczania się ziarn kwarcu, lecz ich „kompromisowego” dopasowania się podczas wzrostu. Niektóre obwódki są zbudowane z kilku generacji kwarcu autigenicznego. Najbardziej pospolite są jednak pojedyncze obwódki autigenicznego kwarcu w postaci romboedrycznych i pryzmatycznych form na powierzchni ziarn detrytycznych. Notuje się również procesy rozpuszczania obwódek neogenicznych, a nawet detrytycznych ziarn gospodarzy. Niekiedy na obrazach CL obserwuje się spękania kompakcyjne ziarn kwarcu.

Prawdopodobnie źródłem krzemionki dla cementu kwarcowego było: rozpuszczanie ziarn detrytycznych kwarcu i skalenia, ich przeobrażeń w kaolinit, oraz dopływ jonów  $Si^{4+}$  obecnych w wodach meteorycznych z osadów starszych od dolnojurajskich (Maliszewska, 1993; Krystkiewicz, 1999).

**Minerały ilaste** stanowią częsty składnik spoiwa w piaskowcach (tab. 13), przy czym ich zawartość waha się w granicach kilku procent. Ilość składników ilastych wzrasta w piaskowcach o drobniejszym uziarnieniu i w próbkach skał zbliżonych do mułowców.

Badania rentgenostrukturalne w piaskowcach typu wak wykazały obecność kaolinitu i illitu, natomiast chloryt i minerały ilaste mieszanopakietowe illit/smektyt zwykle zaznaczają się w ilościach śladowych.

Często trudno jest określić czy pochodzenie minerałów ilastych jest allo-, czy autigeniczne lub czy są one ich mieszaniną. **Kaolinit** w płytkach cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym jest najłatwiej rozpoznawalny w postaci autigenicznych kryształów. Wyróżniono jego dwie najczęstsze odmiany: robakowatą i blokową. Kaolinit blokowy jest najczęściej uziarniony drobniej niż robakowaty. Jest zbudowany z płytek o gładkich krawędziach, o średnicy do 5  $\mu m$ , tworzących skupienia o niewielkiej rozciągłości. Natomiast kaolinit robakowaty jest grubieziarnisty (wielkość pseudoheksagonalnych płytek dochodzi do 20  $\mu m$  średnicy), a kryształy układają się jeden za drugim, tworząc długie formy, osiągające nawet do kilkuset  $\mu m$  (fig. 9B). Obecne są również allogeniczne formy tego minerału, przeważnie w mieszaninie z detrytycznym illi-

tem. Cement kaolinitowy bardzo często wypełnia przestrzenie porowe między- i śródziarnowe.

Obecność kaolinitu często jest związana z procesami rozpuszczania lub przeobrażenia detrytycznych ziarn skaleni. Według Bjørlykkego i in. (1989) wytrącanie się kaolinitu związanego z rozpuszczaniem skaleni dowodzi, że krystalizacja przebiegała w strefie płytkiego pogrzebienia i zachodziła we wczesnym etapie diagenety. Podobną genezę przyjmuje się dla kaolinitu powstałego w wyniku rozkładu muskowitu przy udziale wód meteorycznych (Amireh i in., 1994).

W osadach odizolowanych od wpływów wód meteorycznych, przy obecności kwasów organicznych, mogło również dojść do wytrącania się kaolinitu podczas krążenia wód porowych wzbogaconych w Al i Si (MaCaulay i in., 1993).

Biorąc pod uwagę dane temperaturowe otrzymane przy badaniu inkluzji fluidalnych i rozproszonej substancji organicznej, temperatury krystalizacji kaolinitu w granicach 25–80°C podawane przez Osborna i in. (1994) wydają się realne.

Miejscami zaobserwowano korodowanie ziarn kwarcu przez autigeniczny kaolinit, bądź wytrącanie się kaolinitu na powierzchniach nadtrawionego kwarcu. Kaolinit ten, wypełniający przestrzenie porowe, powoduje obniżenie porowatości, ale nie ma istotnego wpływu na redukcję przepuszczalności skały.

**Illit** w badanych skałach jest minerałem dość powszechnym, aczkolwiek występuje w ilościach mniejszych niż kaolinit. Jest jednym ze składników masy podstawowej ilowców i mułowców, a w piaskowcach również uczestniczy we frakcji ilastej. Illit może wchodzić w skład obwódek ilastych oraz ilasto-żelazistych. Jest on najczęściej minerałem allogenicznym, osadzonym we wczesnym etapie diagenety. Autigeniczne kryształy illitu związane z późniejszą diagenetą mogą być produktem wtórnych procesów przeobrażenia: kaolinitu (fig. 9C) lub skalenia, w którym illit może tworzyć drobne śródkrystaliczne skupienia. Stwierdzono także obecność illitu w postaci allogenicznych ziarn, o wielkości kilku  $\mu m$ , na przeobrażonych blaszkach muskowitu.

W badanych osadach jury dolnej **chloryty** są obecne tylko w ilościach śladowych, chociaż występują w większości próbek. Ich obecność potwierdzają nie tylko obserwacje w mikroskopie polaryzacyjnym, ale również badania rentgenostrukturalne. Chloryty powstały prawdopodobnie z przeobrażenia minerałów łuszczykowych i maficznych. Niekiedy tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych. Wówczas są wykształcone w postaci prawie idiomorficznych płytek przylegających do powierzchni ziarn. Miejscami płytki są ustawione do nich prostopadle, albo tworzą wachlarzowate lub rozetkowe skupienia. Takie powłoki chlorytowe mogą przyczyniać się do usztywnienia szkieletu ziarnowego i zachowania pierwotnej porowatości osadu (Rochewicz, 1980).

Inną formą występowania chlorytów jest zamykanie przestrzeni porowej poprzez tak zwane mostki chlorytowe, wskutek czego zdecydowanie zmniejsza się przepuszczalność skały. Badania w mikrosondzie elektronowej wykazały obecność Al, Si, Fe i Mg. Są to zatem chloryty żelazisto-magnezowe z niewielką przewagą żelaza. Wydaje się, że podstawowo-



wym źródłem tych pierwiastków były łyszczyki, które uległy chemicznemu przeobrażeniu. Odmiany chlorytów bogatsze w Mg należą do młodszej odmiany, późniejszej od dolomitu.

**Węglany** występują tylko w części analizowanych płytek cienkich. Ich przeciętna zawartość jest mniejsza niż 5% objętościowych skały, ale w pojedynczych próbkach może dochodzić do 24%. Węglany wypełniają przestrzenie porowe, koro-dują i zastępują ziarna detrytyczne kwarcu, skalenia i litoklastów. Sporadycznie tworzą spoiwo typu bazalnego. Najczęstszymi węglanami w badanych skałach są ankeryty i minerały z grupy syderytu. Badania katodoluminescencyjne wykazały obecność różnych faz węglanowych. Nie udało się znaleźć węglanów z grupy kalcytu.

Badania składu chemicznego cementów węglanowych wyliczonego na podstawie analiz EDS w mikroobszarach wykazały, że prawie połowa analizowanych w mikrosondzie energetycznej próbek to ankeryty o składzie 48,5–58,3% CaCO<sub>3</sub>; 16,3–34,0% MgCO<sub>3</sub>; 15,1–26,8% FeCO<sub>3</sub> oraz 0,7–1,8% MnCO<sub>3</sub>.

Dolomit żelazisty pojawia się sporadycznie. Niekiedy wykazuje on zonalną budowę kryształów. Centralne części są bogatsze w Mn i uboższe w Fe w stosunku do partii zewnętrznych. Prawdopodobnie takie wykształcenie jest związane ze zmieniającym się chemizmem wód porowych zależnym od dopływu jonów Fe<sup>2+</sup> podczas wytrącania się węglanów.

Ankeryt najczęściej występuje w postaci automorficznych kryształów wypełniających przestrzenie porowe, sporadycznie stanowi drobnoziarnisty ksenomorficzny cement porowy. Wielkość kryształów ankerytu zwykle jest większa niż 15 μm. Ankeryt bardzo często zastępuje detrytyczne ziarna skaleni, kwarcu i litoklastów. Węglan ten należy do młodszych cementów niż autigeniczny kwarc i kaolinit, o czym świadczy wypieranie ich przez ankeryt.

### Inkluzje

Podczas tworzenia się cementów diagenetycznych mogą powstawać inkluzje fluidalne, w których zawarte są te same składniki ciekło-gazowe, które były obecne w momencie ich uwieżnienia. Z punktu widzenia metodyki badania istotne jest, aby skład i objętość inkluzji były zachowane w stanie niezmiennym od czasu ich zamknięcia w kryształach. Wówczas otrzymane wyniki badań pozwalają na określenie pierwotnych warunków tworzenia się cementów, zdefiniowanie składu i gęstości paleofluidu (Roeder, 1984; Jarmołowicz-Szulc, 1997). Przy badaniu inkluzji skoncentrowano się głównie na cemencie kwarcowym, sporadycznie węglanowym. Obecne w cementach inkluzje mają niewielkie rozmiary, najczęściej 1–4 μm. Są to zwykle inkluzje jednofazowe, rzadziej obserwuje się dwufazowe. Kształt inkluzji jest zróżnicowany: od ksenomorficznych, poprzez wydłużone, do kulistych. W tabeli 14 przedstawiono zestawienie badanych próbek i wyników badań inkluzji fluidalnych. Otrzymane temperatury homogenizacji mieszczą się w zakresie 84–104°C dla otworu Brześć Kujawski IG 1 i 76–84°C dla otworu Brześć Kujawski IG 3. Ponadto w próbce z otworu Brześć Kujawski IG 1 (głęb. 1657,1 m) podczas wymrażania udało się uzyskać

temperaturę eutektyku ok. –47°C, a temperaturę topnienia –3°C, co wskazuje, że ta inkluzja należy do układu bardziej złożonego, aniżeli prosty układ solankowy H<sub>2</sub>O–NaCl (być może z domieszką np. jonów Ca). Zastosowanie programu Flincorn (Brown, 1989) pozwoliło oznaczyć zawartość NaCl w roztworze w momencie powstawania cementu węglanowego na 4,9% wagowych. Należy podkreślić, że są to jednostkowe wyniki badań i należy podejść do nich z pewną rezerwą. Pewnym potwierdzeniem prawidłowości uzyskanych rezultatów jest to, że otrzymane wyniki korelują się z danymi paleotemperatur otrzymanymi podczas badań substancji organicznej, których zakres określa się na 50–90°C (Grotek, *ten tom*).

### Przemiany diagenetyczne

Pierwotne osady dolnojurajskie rejonu Brześcia Kujawskiego, ich struktura, tekstura i skład mineralny, w dużym stopniu uległy przeobrażeniom wskutek przemian diagenetycznych. Należy tu wymienić szereg procesów.

**Kompakcja mechaniczna** jest jednym z najpowszechniejszych w skałach dolnojurajskich procesów diagenetycznych. Zaczyna się ona we wczesnym etapie przeobrażeń i kontynuuje się przez prawie cały okres pograżania osadu. Powoduje to znaczne zniszczenie pierwotnej porowatości, ściślejsze upakowanie ziarn, utworzenie prostych kontaktów międzyziarnowych, powyginanie minerałów blaszkowych oraz plastycznych lamin ilowcowo-mułowcowych czy smug substancji organicznej. Miejscami pod wpływem nacisku mogło dojść do spękania ziarn, a czasami nawet do ich przemieszczenia. Czynnikiem ograniczającym kompaktację mechaniczną jest narastanie obwódek neogenicznych kwarcu lub obecność wczesnodiagenetycznych cementów usztywniających szkielet ziarnowy skały (Smosna, 1988).

Widocznym skutkiem działania **kompakcji chemicznej** jest preferencyjne rozpuszczanie jednego minerału na kontakcie z innym, pod wpływem ciśnienia litostatycznego. Typowym przykładem są kontakty wkłęsło-wypukłe między ziarnami, wyjątkowo obserwuje się kontakty suturowe.

**Cementacja** w badanych piaskowcach ma bardzo duże znaczenie. Jest jednym z podstawowych czynników lityfikacyjnych, który powoduje zmniejszenie porowatości skały i polega na wytrącaniu się składników mineralnych z roztworów porowych. Pierwsze procesy cementacji zaczynają się tuż po zakończeniu depozycji. Do najwcześniejszych można zakwalifikować kwarcowe obwódki regeneracyjne na detrytycznych ziarnach kwarcu. Grubość tych obwódek jest różna, miejscami neogeniczny kwarc przechodzi w spoiwo typu porowego. Wskazuje to także na kolejność powstawania tych form. Inną odmianą cementu obwódkowego są otoczki ilaste i ilasto-żelaziste lub żelaziste wokół ziarn detrytycznych lub ich skupień. Niekiedy obwódki obejmują kilka ziarn kwarcu, co oznaczałoby, że utworzyły się tuż po wstępnym etapie kompaktacji mechanicznej, wskutek infiltracji osadów przez minerały ilaste i związki żelaza.

Kolejnym rodzajem cementu jest autigeniczny kaolinit, który zajmuje pierwotne wolne przestrzenie międzyziarnowe. Wykształcony jest wówczas w postaci książeczkowych, roba-



Tabela 14

## Zestawienie wyników badań inkluzji fluidalnych

Results of some temperature determinations of fluid inclusions

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Rodzaj cementu	Wielkość i rodzaj inkluzji	Temperatura [°C]		
				Th	Te	Tm
Brześć Kujawski IG 1	1657,1	kwarc	1,5 µm dwufazowa	+101,3	–	–
		kwarc	3 µm dwufazowa	–	–	–
		kwarc	1 µm dwufazowa	–	–	–
		kwarc	5 µm dwufazowa	+84	–47	–3
		kwarc	4 µm dwufazowa	+104	–	–
		kwarc	7 µm dwufazowa	+86,7 – ~ 87,0	–	–
		kwarc	2 µm dwufazowa	+89,5	–	–
		kwarc	4 µm dwufazowa	–	–	–
Brześć Kujawski IG 2	1430,1	kwarc	0,5 µm	–	–	–
		kwarc	0,5 µm	–	–	–
		kwarc	0,5–1,0 µm	–	–	–
		kwarc	3 µm	–	–	–
		kwarc	0,5 µm	–	–	–
Brześć Kujawski IG 3	1673,1	węglan	1,5–2,0 µm dwufazowa	+75,6–79,0	–	–
		węglan	1 µm	–	–	–
		kwarc	2 µm	+84	–	–

Th – temperatura homogenizacji, Te – temperatura eutektyczna, Tm – temperatura topnienia lodu

Th – homogenization temperature, Te – eutectic temperature, Tm – ice melting temperature

kowatych i blaszkowych form. Źródłem pierwiastków niezbędnych do wytrącenia kaolinitu mogły być rozpuszczone skalenie, litoklasty, łyszczyki. Powstanie kaolinitu przyczyniło się do zmniejszenia porowatości, ale w znacznie mniejszym stopniu niż w przypadku cementu kwarcowego. Znacznie większy wpływ na zmniejszenie porowatości ma igielkowy, włóknisty illit, który zamyka przestrzeń międzyziarnową. Jest to minerał powstały w końcowym etapie diagenety.

Cement węglanowy jest obecny tylko w niektórych piaskowcach. Na ogół są to niewielkie ilości, zwykle do 5% objętości skały. Dominują tu minerały z grupy dolomit–ankeryt i syderyty.

Węglany (głównie ankeryt–dolomit żelazisty), które powstały w późniejszym etapie diagenety, miały większy wpływ na zmniejszenie porowatości skały. Ankeryt wypełnia zwykle przestrzenie porowe, miejscami jest agresywny w stosunku do ziarn detrytycznych kwarcu i skalenia. Dolomit najczęściej odznacza się pasową budową romboedrow. Krystalizacja tego minerału była skutkiem zmienności chemizmu wody porowej i zależała od stopnia rozpuszczania minerałów

wzbogaconych w Fe, Ca, Mn i Mg lub też mieszaną się wody meteorycznej z wodą morską.

Procesy **rozpuszczania** były istotnym czynnikiem wpływającym na powstanie wtórnej porowatości skały i były ściśle związane z pierwotnym składem osadu. Najczęściej obserwowanym przykładem jest korozja i rozpuszczanie skaleni potasowych, kwarcu, łyszczyków i litoklastów oraz w niewielkim stopniu cementów węglanowych. W zależności od składu wód porowych, trawieniu ulegały różne minerały. Według Bjørlykkego i in. (1989) największy wpływ na rozpuszczenie skaleni miały zstępujące wody meteoryczne o odczynie alkalicznym, a uwolnione jony ( $Al^{3+}$ ,  $Si^{4+}$ ) przyczyniły się między innymi do powstania autigenicznego kaolinitu. Procesy rozpuszczania skaleni zaznaczyły się w różnym stopniu, poczynając od bardzo mało zmienionych osobników jedynie w brzeźnych częściach, a kończąc na ziarnach, których obecność widoczna jest już jedynie w postaci reliktyw.

Kolejnym ważnym procesem diagenetycznym było **zastępowanie**. W badanych skałach najczęściej zastępowane były detrytyczne ziarna kwarcu, skalenia, a niekiedy łysz-

czyka przez węglany, a także kwarcu lub węglanów przez kaolinit.

**Procesy przeobrażenia** w badanych osadach jury dolnej dotyczą przede wszystkim skaleni i łyszczyków, które ulegały przeobrażeniu w minerały ilasto-chlorytowe. Powszechna była kaolinityzacja skaleni potasowych, rzadziej illityzacja i chlorytyzacja. Szczególne znaczenie dla zmniejszenia przepuszczalności ma sposób wykształcenia illitu w postaci włókien.

Obecność neomorfizmu agradacyjnego przejawiała się w rekryształizacji kwarcowych cementów obwódkowych, co mogło w konsekwencji prowadzić do powstania cementów porowych.

### Wpływ działania procesów diagenetycznych na fizyczne cechy osadów

Analiza wyników przeprowadzonych badań i obserwacje pozwoliły stwierdzić, że procesy diagenetyczne miały miejsce w dwóch podstawowych etapach diagenetycznych: eo- i mezodiagenetycznych.

Do **eodiagenety**, czyli diagenety wczesnej, należy zaliczyć tworzenie się obwódek ilastych, ilasto-żelazistych i krzemionkowych. Prawie jednocześnie zachodziły procesy kompaktacji mechanicznej. Zdarzało się, że kompaktacja następowała wcześniej niż akrecja związków mineralnych na ziarnach. Świadczą o tym obwódki ilasto-żelaziste, które obejmowały nie pojedyncze ziarna detrytyczne ale całe ich skupienia. Obecność obwódek usztywniała szkielet ziarnowy, przyczyniała się do zachowania pierwotnej porowatości i przeciwdziałała rozwojowi procesów kompaktacji.

Pod koniec **eodiagenety** niektóre ziarna skaleni potasowych i blaszki łyszczyków zaczęły ulegać rozpuszczaniu wskutek działania roztworów porowych.

W **mezodiagenecie** w dalszym ciągu działała kompaktacja mechaniczna, następowało coraz ściślej upakowanie ziarn. Wraz ze wzrostem temperatury i ciśnienia wzmagano się rozpuszczanie skaleni i łyszczyków. Uwolnione przy tym jony przyczyniły się do powstania nowych ilastych i chlorytowych obwódek lub do wypełnienia przestrzeni porowych.

Cementacja węglanami była w zasadzie niewielka, jej największy rozwój przypadał na środkową część mezodiagenety. W badanych skałach występuje cement złożony z dolomitu żelazistego, ankerytu i syderytu. Wśród nich najrzadziej spotyka się cement dolomitowy. Najwcześniejszą odmianą cementu węglanowego jest syderyt magnezowy wykształcony w postaci bardzo drobnokrystalicznych skupień. W dalszej kolejności wytraçały się przeważnie grubosparytowe cementy ankerytowo-syderytowe. Do najmłodszych zalicza się syderoplesyt tworzący romboedry. Badania inkluzji fluidalnych wykazały, że temperatury tworzenia się ankerytów oscylują ok. 75°C. Z cementacją wiąże się również zastępowanie niektórych ziaren mineralnych przez ankeryt i syderyt.

Również w mezodiagenecie zaznaczał się wpływ kompaktacji chemicznej, w wyniku której nastąpiło ściślej upakowanie

nie ziarn detrytycznych (powstawanie kontaktów wkłęsło-wypukłych, rzadziej zazębiających się). Pomimo to na ogół dominują skały o dobrej porowatości. Średnia wielkość porowatości całkowitej wynosi 16,1%, przy wahaniami od 4,86 do 27,7%. Nie zaobserwowano zależności porowatości od głębokości, stwierdzono natomiast, że im bardziej makroporowo wykształcona jest przestrzeń porowa, tym większa jest porowatość skały.

Proces tworzenia się spoiwa kwarcowego trwał prawie przez cały okres mezodiagenety, ale w międzyczasie dochodziło do rozpuszczania nowo powstałych obwódek i ponownego ich narastania. Wyróżniono co najmniej dwie generacje neogenicznego kwarcu, a być może niektóre generacje nie zostały dostrzeżone. Takie kilkietapowe zamykanie przestrzeni porowej ograniczało porowatość skały. Badania inkluzji fluidalnych wykazały, że krystalizacja cementu kwarcowego przebiegała w zakresie temperatur 84–100°C.

Z późnymi etapami mezodiagenety było związane rozpuszczanie cementów, co doprowadzało do tworzenia się wtórnej porowatości międzyziarnowej i wewnątrzkrystalicznej.

Czynnikiem ograniczającym porowatość skały było tworzenie się późnodiagenetycznego włóknistego illitu.

W tabeli 15 przedstawiono schemat sekwencji diagenetycznej dla badanych skał jury dolnej.

### Wnioski

1. Przebadane osady jury dolnej w otworach wiertniczych Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 przede wszystkim są reprezentowane przez piaskowce (arenity kwarcowe), zaś w mniejszym zakresie przez mułowce i heterolity. Oprócz tego sporadycznie badano iltowce.

2. Wraz z zakończeniem sedymentacji osadów rozpoczęły się w skałach zmiany diagenetyczne. Charakter tych przemian był silnie związany ze środowiskiem depozycji materiału detrytycznego i wykształceniem litofacjalnym osadu. Obecne cechy skał, jak porowatość czy przepuszczalność, są wynikiem złożonego przebiegu zmian diagenetycznych, w których ważną rolę odgrywała cementacja oraz korozja, rozpuszczanie, zastępowanie metasomatyczne składników, a także ich przeobrażanie. Duży wpływ na obecny stan osadów miały odczyn i aktywność roztworów porowych krążących w skałach.

3. W badanych osadach charakterystyczna jest przewaga procesów niszczących porowatość nad podtrzymującymi. Istotną rolę odegrała tu cementacja kwarcowa oraz minerałami ilastymi, a lokalnie cementacja węglanowa. Procesy te miały znaczenie uszczelniające.

4. Wyróżniono dwa podstawowe typy porowatości: pierwotną (zachowaną pomiędzy ziarnami detrytycznymi), często zmniejszoną wskutek cementacji i wtórną, powstałą najczęściej z rozpuszczania ziarn detrytycznych skaleni potasowych, łyszczyków, rzadziej kwarcu. Ze względu na stosunkowo małą zawartość skaleni, porowatość powstała z ich rozpuszczania nie miała dużego wpływu na porowatość całkowitą skały.

Tabela 15

**Sekwencja diagenetyczna osadów jury dolnej**  
Diagenetic sequence in the Lower Jurassic deposits

Procesy diagenetyczne	Eodiogeneza	Mezodiogeneza	Porowatość	Przepuszczalność
Formowanie obwódek ilastych, ilasto-żelazistych	—————		—	—
Wytrącanie hematytu i wodorotlenków żelaza	—————		—	—
Kompakcja mechaniczna	—————	—————	—	—
Obwódki kwarcowe neogeniczne	—————	—————	—	—
Przeobrażanie łyszczyków i skaleni	—————	—————	—	—
Zastępowanie skaleni, łyszczyków i okruców		—————	—	—
Rozpuszczanie skaleni		—————	+	+
Rozwój kwarcu autigenicznego		—————	—	—
Rozpuszczanie kwarcu		—————	+	+
Krystalizacja kaolinitu		—————	+	—
Krystalizacja chlorytu		—————	—	—
Krystalizacja illitu		—————	—	—
Cementacja dolomitem i ankerytem		—————	—	—
Cementacja syderytem	—————	—————	—	—
Rozpuszczanie węglanów		—————	+	+
Kompakcja chemiczna		—————	—	—

+/- wzrost lub podtrzymanie/obniżenie porowatości i przepuszczalności

+/- positive/negative influence on development of porosity and permeability of deposits

W badanych osadach dominują skały o stosunkowo dużej porowatości, mające dobre właściwości filtracyjne, szczególnie w odmianach odznaczających się dobrze rozwiniętą porowatością makroporową. Nie stwierdzono zależności porowatości od głębokości badanych próbek.

5. Największy wpływ na zachowanie dobrej porowatości i przepuszczalności miało wytrącanie się wczesnych cementów obwódkowych (liczne obwódki kwarcu autigenicznego), co hamowało procesy kompaktacji mechanicznej, oraz dominacja w cementie ilastym kaolinitu nad illitem.

6. Destrukcyjnie na porowatość wpływała kompaktacja mechaniczna, późniejsza cementacja kwarcowa i węglanowa oraz krystalizacja włóknistego illitu. Odpowiedzialne za rozwój cementów kwarcowych były kwaśne płyny porowe pochodzące z osadów starszych, a niekiedy również z najstarszych dolnojurajskich osadów mułowcowo-ilastych.

7. Obecność węglanów o różnym składzie (od dolomitu przez ankeryt do syderytu) świadczy o zmienności chemicznej roztworów porowych: wzbogaceniu w Fe we wczesnych etapach mezodiogenezy, następnie zwiększenie dopływu Mg, a u schyłku tego etapu ponowne wzbogacenie w Fe.

8. Z badań inkluzji fluidalnych w cementie kwarcowym wynika, że powstał on w temperaturach 84–104°C, natomiast cement węglanowy w temperaturze ok. 75°C. Temperatury te są zbliżone do paleotemperatur uzyskanych w badaniach diagenetycznej materii organicznej rzędu 50–90°C. Proces tworzenia się spoiwa kwarcowego trwał prawie przez cały okres mezodiogenezy, ale w międzyczasie dochodziło do rozpuszczania nowo powstałych obwódek i ich ponownego narastania. Wyróżniono co najmniej dwie generacje neogenicznego kwarcu, a być może niektóre nie zostały dostrzeżone. Takie kilkietapowe zamykanie przestrzeni porowej ograniczało porowatość skały.

9. Do późniejszych etapów mezodiogenezy należy zaliczyć rozpuszczanie cementów, co w konsekwencji spowodowało powstanie wtórnej porowatości międzyziarnowej i wewnątrzkrystalicznej.

10. Czynnikiem ograniczającym przepuszczalność skały było tworzenie się późnodiagenetycznego włóknistego illitu.

## Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

## WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Otwory wiertnicze Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 odwiercono na obszarze kutnowskiego odcinka wału środkowopolskiego. W środkowej jurze był to obszar największej subsydencji kompensowanej przez sedymentację (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998). Równocześnie był to obszar charakteryzujący się w mezozoiku dużą aktywnością tektoniki solnej. Omawiane wiercenia usytuowano w obrębie poduszki solnej występującej w podłożu: otwór Brześć Kujawski IG 1 w jej szczytowej partii, natomiast otwory IG 2 i IG 3 – na jej południowo-zachodnim skrzydle. Uzyskane miąższości jury środkowej: 739,0 (IG 1); 746,0 (IG 2) oraz 650,0 m (IG 3) sugerują, że w tym okresie aktywność tektoniczna poduszki Brześcia uległa wyraźnemu zahamowaniu w porównaniu z wczesną jurą (por. Feldman-Olszewska – jura dolna, ten tom), a strefa jej maksymalnego wzrostu uległa przesunięciu ku SW, w kierunku otworu Brześć Kujawski IG 3.

Granica pomiędzy utworami jury dolnej i środkowej jest we wszystkich otworach postawiona na podstawie karotażu, przy wykorzystaniu analizy sedymentologicznej fragmentarycznych rdzeni wiertniczych, pobranych z utworów najwyższej jury dolnej i najniższej jury środkowej. Granica ta jest tradycyjnie stawiana na podstawie cech sedymentologicznych

i faunistycznych, wskazujących na początkowy etap pierwszej transgresji środkowojurajskiej, wkraczającej na lądowe osady formacji borucickiej. We wszystkich omawianych otworach położenie tej granicy nie jest do końca pewne i została ona postawiona ze znakiem zapytania.

Osady **aalenu dolnego** są wykształcone w postaci piaskowców pochodzenia płytkomorskiego. Ich szczegółowa charakterystyka sedymentologiczna, podobnie jak pozostałych utworów jury środkowej z otworów Brześć Kujawski IG 2 i IG 3, została przedstawiona w następnych rozdziałach. Miąższość aalenu dolnego w poszczególnych otworach jest zbliżona i wynosi odpowiednio 90,0; 78,5 i 76,0 m.

Nadległe utwory **aalenu górnego** są wykształcone w typowej dla obszaru Kujaw facji czarnych łupków ilastych. Ich grubość w poszczególnych otworach wynosi od 48,5 (IG 1) do 61,5 m (IG 2).

Sedymentacja tych łupków kontynuowała się jeszcze w niższym **bajosie dolnym**, w którym stopniowo ku górze obserwuje się wzrost piaszczystości, aż do zmiany w sedymentację piaskowcową w odcinku przystropowym. Uzyskane miąższości są również niewielkie i wynoszą od 29,0 (IG 2) do 52 m (IG 1). Datowanie utworów aalenu i bajosu dolnego jest pośrednie, na podstawie korelacji z profilami wiertniczymi z rejonu Krośniewic oraz antykliny Justynowa (Dayczak-Calikowska, 1976).

Miąższości utworów aalenu i dolnego bajosu stwierdzone w rejonie Brześcia Kujawskiego (tab. 16) są dwu-trzykrotnie mniejsze niż uzyskane w innych rejonach kujawskiego segmentu bruzdy śród-polskiej (rejon Ciechocinka, Wojszyc, Krośniewic, Kutna – Ryll, 1973; Feldman-Olszewska, 2005, 2007a). Wyraźne zmniejszenie się w tym czasie subsydencji w rejonie Brześcia prawdopodobnie było związane ze wznowszącym ruchem poduszki solnej w podłożu. Zbliżona miąższość utworów aalenu i bajosu dolnego zarówno na południowo-zachodnim skrzydle (Brześć Kujawski IG 2 i IG 3), jak i w szczytowej partii poduszki sugeruje jednakowy w tym czasie dopływ soli do obu jej części.

W dolnym i środkowym odcinku **bajosu górnego** nastąpił powrót do sedymentacji czarnych łupków ilastych. W rejonie Brześcia Kujawskiego, podobnie jak na całym obszarze Kujaw, ich grubość przekracza 200 m. Są one datowane na podstawie obecności otwornic diagnostycznych (patrz Smoleń, ten tom). Ku górze profilu następuje stopniowy wzrost piaszczystości osadu, licznie występują mułowce piaszczyste, heterolity i piaskowce drobnoziarniste. Łączna miąższość utworów bajosu górnego wynosi odpowiednio 309,0 (IG 1); 327,0 (IG 2) i 256,5 m (IG 3). Wartości te wskazują na usytuowanie lokalnego centrum subsydencji w rejonie otworu Brześć Kujawski IG 2 oraz wyraźnym przepływie soli w kierunku otworu Brześć Kujawski IG 3, a nie w kierunku dotychczasowej szczytowej partii poduszki solnej (IG 1).

Tabela 16

## Zestawienie miąższości utworów jury środkowej dla otworów Brześć Kujawski IG 1, IG 2 and IG 3

Breakdown of the Middle Jurassic thickness from the Brześć Kujawski IG 1, IG 2 and IG 3 boreholes

Stratygrafia	Brześć Kujawski IG 1	Brześć Kujawski IG 2	Brześć Kujawski IG 3
<b>Jura środkowa</b>	<b>739,0</b>	<b>746,0</b>	<b>650,0</b>
Kelowej	8,5	4,5	6,0
Baton	231,0	245,5	222,5
baton górny	15,0	18,5	13,0
baton środkowy	108,0	119,0	120,5
baton dolny	108,0	108,0	90,0
Bajos	361,0	376,0	309,5
bajos górny	309,0	327,0	256,5
bajos dolny	52,0	29,0	38,0
Aalen	138,5	140,0	126,0
aalen górny	48,5	61,5	50,0
aalen dolny	90,0	78,5	76,0



Sedymentacja utworów **batonu dolnego** w początkowym etapie była, we wszystkich analizowanych otworach, kontynuacją sedymentacji zapoczątkowanej u schyłku najwyższego bajosu. Utwory obu wymienionych odcinków profilu były wydzielane we wcześniejszych opracowaniach jako poziom *schloenbachi* kujawu środkowego (Feldman-Olszewska, 2007b). Obecnie podział ten został zarzucony ze względu na konieczność dostosowania polskiego podziału stratygraficznego do podziału europejskiego (patrz: Kopik, 1998).

W nieco wyższej części profilu nastąpił szybki powrót do sedymentacji czarnych łupków, która trwała aż do końca wczesnego batonu. Miąższość tego kompleksu drobnoziarnistego stwierdzona w otworach wynosi po 108,0 m w otworach Brześć Kujawski IG 1 i IG 2 oraz 90,0 m w otworze IG 3. Takie wartości wskazują na kontynuację trendu przepływu soli w obrębie poduszki solnej, zapoczątkowanego w późnym bajosie.

Utwory batonu są dobrze datowane na podstawie cyst Dinoflagellata (patrz: Barski, ten tom), natomiast wiek iłowcowych utworów batonu dolnego dobrze określają również charakterystyczne otwornice i małżoraczki (patrz: Smoleń, ten tom).

**Baton środkowy** w dolnym i górnym odcinku charakteryzuje przewaga utworów piaszczystych, natomiast w odcin-

ku środkowym pojawia się kompleks iłowcowo-mułowcowo o znacznej miąższości. Miąższości całego profilu batonu środkowego we wszystkich wierceniach są bardzo do siebie zbliżone i wynoszą od 108,0 do 120,0 m (tab. 16).

Miąższość utworów **batonu górnego** w rejonie Brześcia Kujawskiego jest bardzo zredukowana i w żadnym z otworów nie przekracza 20 m. Tworzą go w dolnym odcinku utwory piaszczyste, w części wyższej – kompleks skał ilasto-mułowcowych.

Profil jury środkowej kończą osady **keloweju**, wykształcone jako piaszczyste wapieno-dolomityczne, niekiedy z ooidami limonitowymi. Wykazują one również bardzo zredukowane miąższości. W stropie występuje poziom kondensacji stratygraficznej znany pod nazwą warstwy bulastej. Z utworów tych pobrano rdzeń w otworze Brześć Kujawski IG 3. Łączna miąższość całego profilu keloweju wynosi w rejonie Brześcia Kujawskiego od 4,5 (IG 2) do 8,5 m (IG 1).

Uzyskane ujednolicone wartości miąższości utworów batonu środkowego, górnego i keloweju we wszystkich trzech otworach wiertniczych, porównywalne również z innymi wierczeniami rejonu kujawskiego, pozwalają wnioskować o zaniku aktywności tektonicznej poduszki solnej w tym okresie.

## Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

### WYNIKI BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ W OTWORZE WIERTNICZYM BRZEŚĆ KUJAWSKI IG 2

Utwory jury środkowej w otworze Brześć Kujawski IG 2 były rdzeniowane w 61%, przy czym uzysk rdzenia wyniósł 46%. Uzyskany materiał rdzeniowy, razem z pochodzącym z 9 innych otworów wiertniczych z regionu Kujaw, stanowił bardzo dobry materiał wyjściowy do rozpoznania środowisk sedymentacji jury środkowej, wykonanego na wspomnianym obszarze w ramach pracy doktorskiej Feldman-Olszewskiej (2005). Jednym z podstawowych narzędzi badawczych była analiza sedymentologiczna osadów, w trakcie której dokonano dokładnego opisu rdzeni wiertniczych. Każdy rdzeń analizowano warstwa po warstwie. W każdym opisie uwzględniano następujące cechy: litologię skały, miąższość kompleksu, charakter granicy spągowej i stropowej, wielkość ziarna określaną na podstawie obserwacji makroskopowej oraz lupy, barwę, charakter spoiwa, pierwotne struktury sedymentacyjne, dodatkowe elementy litologiczne (takie jak: obecność klastów, otoczków, syderytów, węgla, szczątków flory i fauny), skamieniałości śladowe oraz stopień bioturbacji. Ponadto sklasyfikowano oraz opisano zaobserwowane ichnorodzaje i ichnogatunki skamieniałości śladowych. Wszystkie zebrane dane wraz z ich interpretacją środowiskową umieszczono na zbiorczym profilu sedymentologicznym, sporządzonym w początkowym etapie w skali 1:500 (fig. 10)<sup>3</sup>.

**Aalen dolny (głęb. 1026,0–1127,5 m; w rdzeniu 1206,0–1127,7 m).** Dolna granica aalenu dolnego została wyznaczona z pewnym prawdopodobieństwem na podstawie karotażu, gdyż przebiega ona w odcinku bezrdzeniowym. Górna granica wyraźnie zaznacza się na krzywej geofizycznej, a dodatkowo została przerdzeniowana. W rdzeniu przypada ona na głęb. 1127,7 m.

W dolnym i środkowym odcinku utwory aalenu dolnego tworzą cykle piaszczysto-mułowcowo-iłowcowe, które w większości zostały przewiercone bezrdzeniowo. Fragmenty pakietów ilastych zostały uchwycone w rdzeniach z głęb. 1155,0–1170,0 m (fig. 10). Są to czarne, bezstrukturalne iłowce ze spirytyzowaną sieżką roślinną, a w stropowych 45 cm z laminacją soczewkową i bardzo drobnymi jamkami *Planolites* isp.

Wyżej występują jedynie utwory piaszczyste. Są to piaszczyste drobno- i bardzo drobnoziarniste, szare, o warstwowaniu smużystym, smużystym-falistym i laminacji falistej, miejscami z muskowitem, o spoiwie krzemionkowym lub krzemionkowo-ilastym (fig. 10). Ponadto obecne są dwie wkładki piaszczysto-dolomitycznych: o warstwowaniu kopułowym (głęb. 1155,00–1155,25 m) oraz przekątnym niskokątnym z uwęgloną sieżką roślinną (głęb. 1131,7

<sup>3</sup> Figura 10 znajduje się w kieszeni na końcu książki



–1132,0 m), a w stropie 1,3 m wkładka o warstwowaniu przekątnym dużej skali. Dodatkowo w spoiwie piaskowców na głęb. 1130,0–1130,5 i 1133,8–1134,1 m licznie występuje rozproszony pył węglisty, nadający skale barwę ciemnoszarą. Wszystkie piaskowce wykazują słaby lub średni stopień zbiturbowania, obecne są: *Palaeophycus* isp. i *Diplocraterion parallelum* Torell, a w piaskowcach o warstwowaniu falistym – *Planolites* isp.

W utworach aalenu dolnego nie zanotowano obecności węglanu wapnia, poza dwoma wspomnianymi wyżej wkładkami dolomitycznymi. Zawartość węgla organicznego była badana jedynie w 1 próbce z głęb. 1145,0 m i wyniosła 0,7%.

Skąpy materiał rdzeniowy pochodzący z omawianego otworu wiertniczego nie pozwala na dokładne określenie środowiska sedimentacji utworów dolnego aalenu. Jednak obecność warstwowania smużystego i falistego oraz jego współwystępowanie z licznymi skamieniałościami śladowymi *Diplocraterion parallelum* Torell sugeruje bardzo płytkomorskie, przybrzeżne środowisko sedimentacji. Na podstawie analizy materiału z innych profili wiertniczych z regionu kujawskiego środowisko estuarium w rozumieniu Dalrymple i in. (1992), czyli wciętej doliny zalanej przez wkraczające morze, było wnioskowane dla tego obszaru (Feldman-Olszewska, 2005).

**Aalen górny (głęb. ?1066,0–1127,5 m; w rdzeniu 1066,0–1127,7 m).** Granica pomiędzy aalenem dolnym a górnym jest ostra. Tuż powyżej piaskowców o warstwowaniu przekątnym dużej skali, pojawiają się ciemnoszare mułowce dolomityczne, z nielicznymi drobnymi soczewkami piaszczystymi oraz pojedynczymi bioturbacjami. Wyżej, we wszystkich rdzeniach, występują czarne łupki ilaste ze spirytyzowaną siewką roślinną (fig. 10), a na głęb. 1103,0–1111,0 m z pojedynczymi skorupkami drobnych małży. W 5 próbkach mikropaleontologicznych z iłowców aalenu górnego nie stwierdzono mikrofauny (Smoleń, 1989).

Zawartość węgla organicznego w iłowcach jest znaczna i wynosi 8,1% na głęb. 1124,0 m oraz 5,7% na głęb. 1103,0 m, natomiast zawartość węglanu wapnia mieści się w granicach 0,0–0,9%, a w jednym przypadku wynosi 1,9%.

Górna część aalenu górnego została przewiercona bezrdzeniowo, jednak krzywe geofizyczne nie wykazują żadnych zmian pomiędzy dolną i górną częścią tego odcinka profilu.

Brak struktur sedimentacyjnych, czarna barwa osadu, obecność spirytyzowanej siewki roślinnej, prawie całkowity brak mikro- i makrofauny, przy jednocześnie dużej zawartości materii organicznej, świadczą o bardzo restrykcyjnym środowisku sedimentacji dolnego odcinka omawianych łupków aalenu górnego, prawdopodobnie w obrębie anoksycznej strefy przybrzeża głębszego (*offshore*) (Feldman-Olszewska, 2005).

**Bajos dolny (głęb. 1037,0–?1066,0 m; w rdzeniu 1035,6–?1066,0 m).** W otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2 przerdzeniowano 23 m odcinek utworów bajosu dolnego (głęb. 1035,6–1058,0 m), jednak uzysk rdzenia był w tym odcinku rzędu kilkunastu % (poza najniższym rdzeniem w którym uzyskano 100%).

Krzywe geofizyczne wskazują, że wykształcenie bajosu dolnego w jego niższej części nie różni się od profilu aalenu górnego. Są to w dalszym ciągu łupki ilaste. Od głęb. 1054,0 m następuje stopniowy wzrost zapiaszczenia osadu. W rdzeniach obserwuje się stopniowe przejście od iłowców mułowcowych z syderytami do mułowców piaszczystych, następnie mułowców o warstwowaniu soczewkowym, a w górnej części piaskowców drobnoziarnistych o warstwowaniu falistym (fig. 10). Skały stają się bogate w muskowitz, a w mułowcach piaszczystych na głęb. 1050,0–1055,0 m pojawiają się nieliczne skamieniałości śladowe: *Terebellina* isp., *Asterosoma* isp., *Chondrites targioni* (Brongniart) oraz *Palaeophycus herberti* (Saporta). W dwóch próbkach mikropaleontologicznych nie znaleziono mikrofauny (Smoleń, 1989).

Węglanowość utworów ilasto-mułowcowych, podobnie jak w aalenie górnym, nie przekracza 2%, natomiast ku górze zawartość CaCO<sub>3</sub> wzrasta wraz ze wzrostem piaszczystości i w przystropowych piaskowcach osiąga 21,6%. Ilość węgla organicznego przebadano tylko w jednej próbce, z głęb. 1058,0 m; wynosi ona 5,5%.

Stopniowe pojawianie się domieszki materiału piaszczystego w obrębie iłowców, występującej początkowo w postaci lamin, a następnie coraz grubszych i liczniejszych ku górze soczewek piaskowcowych, świadczy o stopniowym spłycaaniu się zbiornika morskiego. Początkowo sedimentacja odbywała się w obrębie słabo dysoksydacyjnej strefy przybrzeża głębszego (*offshore*), a następnie w strefie przejściowej pomiędzy sztormową a normalną podstawą falowania (*transition zone*). Z najwyższego, według karotażu – piaskowcowego odcinka bajosu dolnego, pochodzi bardzo skąpy materiał rdzeniowy, który utrudnia dokładną interpretację. Obecność piaskowców o warstwowaniu falistym pozwala na przypuszczenie, że piaskowce te powstały nieco powyżej podstawy falowania, w obrębie dolnego, a może również i środkowego przybrzeża płytszego (*lower-middle shoreface*) (Feldman-Olszewska, 2005, 2006).

**Bajos górny (głęb. 710,0–1037,0 m; w rdzeniu 710,0–1035,6 m).** Dolną i środkową część bajosu górnego (głęb. 765,0–1037,0 m) tworzą utwory iłowcowe z dwiema wkładkami piaskowcowymi na głęb. 798,0–803,0 i 777,0–782,0 m oraz kilkoma wkładkami mułowcowymi. Utwory te zostały w pełni przerdzeniowane jedynie w dolnym odcinku (głęb. 930,0–1035,6 m), natomiast z wyższego odcinka pobrano jedynie dwa 6 m rdzenie kontrolne. We wszystkich rdzeniach obserwuje się jednakowo wykształcone utwory ilaste. Są to łupki ilaste o czarnej barwie i oddzielności płytkowej, z kulistymi kongrekcjami, soczewkami lub wkładkami marglisto-syderytycznymi (fig. 10). Na głęb. 1027,0–1035,6 oraz 939,0–957,0 m jest obecna laminacja soczewkowa. Na głęb. 948,0–957,0 m zaznacza się drobna spirytyzowana siewka roślinna oraz muskowitz. Miejscami występują pojedyncze skorupki drobnych małży, fragmenty amonitów (w tym jeden spirytyzowany) oraz w dwóch miejscach belemnity. Z 26 próbek mikropaleontologicznych pobranych z tego odcinka profilu, jedynie w próbce z głęb. 885,5 m stwierdzono obecność otworów oraz małżoraczków (Smoleń, 1989).

Nieco odmienne jest wykształcenie osadów obserwowane w najwyższym pobranym rdzeniu (głęb. 810,0–818,0 m). Występują tam ciemnoszare iłowce mułowcowe z konglomeratami syderytowymi oraz o warstwowaniu soczewkowym, stopniowo zanikającym ku dołowi – przy czym soczewki są płaskie, wydłużone, o grubości do 1 cm, wykazujące wewnętrzną laminację.

Zawartość węgla wapnia w iłowcach poniżej głęb. 930,0 m waha się w granicach 0–4%  $\text{CaCO}_3$ , natomiast w wyższych rdzeniach wzrasta ku górze od 3,8 do 8,5%. Zawartość węgla organicznego w spągu, na głęb. 1034,0 m, wynosi 8%, natomiast wyżej (głęb. 880,0–1019,0 m) waha się w granicach 2–3%. Jedynie w najwyższym rdzeniu (głęb. 810,0 m) wynosi 1,4%.

Łupki te, podobnie jak łupki aalenu górnego, powstały w środowisku bardzo spokojnej sedymentacji z zawiesiny, poniżej sztormowej podstawy falowania, w obrębie przybrzeża głębszego (*offshore*). Zróżnicowana obecność fauny bentonicznej, małżowej i otwornicowej sugeruje, że stopień natlenienia wód dennych ulegał wahaniom w czasie, pomiędzy silnie, średnio i słabo dysoksygenowanymi (Feldman-Olszewska, 2005).

Górna część bajosu górnego (głęb. 710,0–765,0 m) ma odmienne wykształcenie. Są to utwory piaskowcowo-mułowcowe, które w otworze Brześć Kujawski IG 2 zostały przerzednione jedynie w najwyższej części, na głęb. 737,0–740,0 i 710,0–711,0 m. W niżej pobranym rdzeniu występują heterolity zbudowane z ułożonych naprzemian 3–5 cm wkładek mułowca z *Chondrites targionii* (Brongniart) i *Planolites beverleyensis* (Billings) oraz piaskowca bardzo drobnoziarnistego o warstwowaniu zmarszczkowym lub falistym ze *Skolithos* isp. Utwory te powstały prawdopodobnie w pobliżu normalnej podstawy falowania, na pograniczu strefy przejściowej i dolnego przybrzeża płytszego (*transition zone-lower shoreface*), przy czym obecność śladów *Skolithos* isp. we wkładkach piaskowcowych sugeruje ich sztormową genezę. W górnym rdzeniu najwyższej części bajosu górnego pobrano jedynie niewielki fragment masywnego piaskowca, o którego genezie da się tylko powiedzieć, że powstał w strefie przybrzeża płytszego (*shoreface*). Korelacja z pozostałymi otworami wiertniczymi regionu sugeruje dla tego odcinka profilu nawet środowisko środkowego przybrzeża płytszego (*middle shoreface*) (fig. 10).

Utwory mułowcowo-piaskowcowe najwyższego bajosu są zazwyczaj wapniste i zawierają od kilkunastu do dwudziestu kilku %  $\text{CaCO}_3$ , natomiast zawierają niezbyt dużą ilość węgla organicznego – do 1% TOC.

**Baton dolny (głęb. 602,0–710,0 m).** W najniższym odcinku (głęb. 667,8–710,0 m) baton dolny reprezentują utwory wykształcone podobnie jak w najwyższym górnym bajosie (fig. 10). Są to mułowce, przeważnie całkowicie zbioturbowane przez *Chondrites targionii* (Brongniart), z nielicznymi małżami i konglomeratami syderytowymi oraz wkładkami zdolomitowanych piaskowców drobnoziarnistych o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, interpretowanym jako kopułowe (HCS) lub piaskowce ze smugami ilastymi, ostro od-

dzielone od skał otaczających. Ponadto w przystropowej części występują muszlowce.

Opisane utwory powstały w zdecydowanej większości w obrębie strefy przejściowej pomiędzy normalną a sztormową podstawą falowania. Przewarstwiające je niekiedy piaskowce przypuszczalnie wskazują na epizody nieznacznego spłykania zbiornika, chociaż nie można również wykluczyć ich sztormowej genezy.

Znaczącą część profilu batonu dolnego tworzą iłowce i iłowce mułowcowe o barwie czarnej, z soczewkami syderytowymi. Z dolnego i środkowego odcinka tej części profilu został pobrany rdzeń (głęb. 640,0–667,8 m) (fig. 10). Występujące tu iłowce mułowcowe oraz mułowce wykazują laminację oraz warstwowanie soczewkowe, ponadto licznie występują małże, tworzące miejscami muszlowce, oraz nieliczne fragmenty amonitów. Na głęb. 656,0–660,0 m szczególnie obficie występuje *Bositra buchi* Roemer. W próbkach mikropaleontologicznych stwierdzono liczne otwornice i małżoraczki (Smoleń, ten tom). Zawartość węgla organicznego w tych skałach wynosi 2,4–2,5%, natomiast zawartość węgla wapnia mieści się w granicach 1,0–4,8%.

Iłowce batonu dolnego, podobnie jak ich starsze odpowiedniki, powstały w bardzo spokojnym środowisku basenu morskiego, poniżej sztormowej podstawy falowania. Dość obficie występują tu mikrofauna otwornic bentonicznych oraz makrofauna małżowa wskazują na obecność natlenionych wód na dnie basenu, przy redukcyjnych warunkach panujących już tuż pod powierzchnią osadu (Feldman-Olszewska, 2005).

Górny odcinek batonu dolnego w większości przewiercono bezrdzeniowo. Krzywe geofizyczne wskazują, że najniższy odcinek profilu jest wykształcony w postaci iłowców z wkładką piaskowca na głęb. 615,5–618,0 m oraz z kilkoma wkładkami mułowcowymi. Rdzeń z przystropowego odcinka batonu dolnego (głęb. 603,0–610,0 m) charakteryzuje obecność mułowców o warstwowaniu soczewkowym, barwy ciemnoszarej, z muskowitem, licznymi drobnymi małżami oraz skamieniałościami śladowymi. Najliczniej występuje *Chondrites targionii* (Brongniart), stwierdzono również pojedyncze *Planolites beverleyensis* (Billings) oraz *Terebellina* isp.

Zarówno obserwowany typ warstwowania, jak i skamieniałości śladowe sugerują, że utwory najwyższej części dolnego batonu powstały w strefie przejściowej pomiędzy sztormową a normalną podstawą falowania.

**Baton środkowy (głęb. 483,0–602,0 m).** W otworze Brześć Kujawski IG 2 baton środkowy został prawie całkowicie przerzedniony, przy czym uzysk rdzenia był tu bardzo różny. Na głęb. 579,0–602,0 m w profilu występują naprzemian utwory mułowcowe i piaskowcowe. Niewielki uzysk rdzenia w tym przedziale głębokościowym nie pozwala na określenie charakteru cykli w jaki się one układają.

W rdzeniu z głęb. 596,0–603,0 m (fig. 10) występują dwa pakiety (0,4 i 0,8 m) drobnoziarnistych piaskowców bezstrukturalnych, dolomitycznych, przedzielone 1,2 m wkładką

piaskowca mułowcowego przechodzącego w mułowiec piaszczysty, silnie zbioturbowanego przez *Chondrites targionii* (Brongniart). W stropie górnego piaskowca jest obecna powierzchnia erozyjna z otoczkami piaskowca. Otoczki tego typu stwierdzono również w rdzeniu powyżej, na głęb. 590,2 m. Są one rozproszone w tle piaskowcowo-mułowcowym, występują jednak bez powierzchni erozyjnej, na pograniczu piaskowca drobnoziarnistego, mułowcowego, z muskowitem i pojedynczymi skorupkami małży oraz mułowca o warstwowaniu soczewkowym z soczewkami laminowanymi. Otoczki występują także na głęb. 578,0 m, w obrębie bardzo drobnoziarnistego piaskowca wapienistego z licznymi gładkimi małżami (niektórymi w pozycji przyżyciowej).

Powyżej ostatnio opisanego piaskowca rozpoczyna się 22 m cykl sedymentacyjny o ziarnie rosnącym ku górze (głęb. 557,0–579,0 m) (fig. 10). W niższej części są to mułowce o warstwowaniu i laminacji soczewkowej, z licznymi skamieniałościami śladowymi *Chondrites targionii* (Brongniart) (w części najniższej), *Planolites beverleyensis* (Billings), *Gyrochorte comosa* Heer oraz *?Spongeliomorpha* isp. W mułowcach występują również małże, znaleziono fragment amonita. W obrębie tych mułowców jest obecna wkładka zdolomityzowanego piaskowca drobnoziarnistego, z domieszką ziarn średnich w spągu, masywnego, z fauną małżową i syderytem. Ku górze cyklu mułowce przechodzą w heterolity, a następnie piaskowce bardzo drobnoziarniste, o warstwowaniu falistym, a w części najwyższej w piaskowiec drobnoziarnisty, z wkładkami mułowcowymi. Piaskowce górnej części cyklu są dość silnie wapieniste, zawartość węglanu wapnia waha się w granicach 15–31%.

Na granicy następnego cyklu sedymentacyjnego o ziarnie rosnącym ku górze występuje powierzchnia erozyjna (głęb. rdzeniowa 557,8 m), powyżej której obecne są pojedyncze otoczki piaskowca tkwiące w mułowcu. Człon mułowcowy cyklu ma ok. 17 m miąższości. Są to mułowce o warstwowaniu soczewkowym, z nielicznymi wkładkami piaskowców

oraz niezbyt licznymi małżami. Ze skamieniałości śladowych obserwuje się *Planolites beverleyensis* (Billings), *Planolites* isp. oraz *Gyrochorte comosa* Heer. Z górnej, piaskowcowej części cyklu uzyskano niewielki odcinek rdzenia. Fragmenty rdzenia wskazują, że są to piaskowce bardzo drobnoziarniste, dolomityczne, masywne, a w jednym przypadku – ze śladami warstwowania przekątnego dużej skali.

Górne 4 cykle sedymentacyjne (głęb. 485,0–523,0 m), o niewielkim uzysku rdzenia, wykazują podobne wykształcenie. Zazwyczaj rozpoczynają się one zlepieńcami lub przynajmniej zawierają otoczki piaskowcowe w spągu. W dolnej części występują utwory ilasto-mułowcowe, a w górnej – piaskowce dolomityczne (fig. 10). Zarówno fauna, jak i skamieniałości śladowe obserwowane są bardzo rzadko.

Zawartość węgla organicznego w batonie środkowym waha się w granicach 0,1–1,9%.

Opisane powyżej cykle obserwowane w profilu środkowego batonu, odzwierciedlają nieznaczne zmiany głębokości zbiornika morskiego, od strefy przejściowej (*transition zone*) do dolnego przybrzeża płytszego (*lower shoreface*). Jedyne w środkowej części profilu warstwowania przekątne dużej skali (rynnowe) mogą sugerować nieco płytsze, wyżej energetyczne środowisko sedymentacji. Obserwowane poziomy zlepieńców rozpoczynające cykle sedymentacyjne świadczą o silnym przerabianiu osadów w obrębie dość płytkiego basenu o słabej subsydencji.

**Baton górny (głęb. 464,5–483,0 m).** Utwory batonu górnego zostały przewiercone bezrdzeniowo. Na podstawie krzywej gamma można stwierdzić, że jest on wykształcony w postaci piaskowców w części dolnej, a mułowców – w górnej.

**Kelowej (głęb. 460,0–464,5 m).** Z utworów kelowej również nie pobrano rdzenia. Krzywe profilowań geofizycznych wskazują, że są to piaskowce wapieniste lub wapienie piaszczyste.

## Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

### WYNIKI BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ W OTWORZE WIERTNICZYM BRZEŚĆ KUJAWSKI IG 3

Utwory jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3 były rdzeniowane w 51,5%, przy czym uzysk rdzenia wyniósł tu 57%. Uzyskany materiał rdzeniowy, podobnie jak w przypadku otworu Brześć Kujawski IG 2, został wykorzystany do rozpoznania środowisk sedymentacji jury środkowej na Kujawach, w ramach pracy doktorskiej wykonanej w Państwowym Instytucie Geologicznym przez Feldman-Olszewską (2005). Przeprowadzono tu tego samego typu obserwacje rdzenia, jak opisane dla otworu Brześć Kujawski IG 2 (Feldman-Olszewska, ten tom). Wszystkie zebrane dane, wraz z ich interpretacją środowiskową, umieszczono na zbior-

czym profilu sedymentologicznym sporządzonym w etapie początkowym w skali 1:500 (fig. 11)<sup>4</sup>.

**Aalen dolny (głęb. 1220,0–?1296 m).** Wyznaczenie granicy pomiędzy jurą dolną i środkową w otworze Brześć Kujawski IG 3 jest problematyczne. Podobnie jak we wszystkich innych otworach wiertniczych na Kujawach brak jest danych biostratygraficznych. Praktycznym kryterium rozróżniającym utwory najwyższej jury dolnej i aalenu dolnego jest pojawienie się pierwszych oznak sedymentacji w środowisku płytko-morskim. Gdyby przyjąć to kryterium, to na podstawie rdze-

<sup>4</sup> Figura 11 znajduje się w kieszeni na końcu książki



nia należałoby wyznaczyć granicę na głębokości pomiędzy 1236,0 i 1242,0 m, czyli bardzo wysoko w profilu. Jednak należy wziąć pod uwagę, że rdzeniowanie tych utworów było fragmentaryczne, więc istnieje prawdopodobieństwo, że pierwsze wkładki morskie nie zostały uchwycone. Jednocześnie korelacje geofizyczne z otworami Brześć Kujawski IG 1 i IG 2 sugerują postawienie granicy na głębokości przyjętej w tej pracy. W takim przypadku trzy najniższe rdzenie utworów aalenu dolnego są wykształcone w postaci drobnoziarnistych, jasnoszarych piaskowców z przesmużeniami ilastymi i ilaro-węglistymi oraz muskowitem (fig. 11). Powstały one bądź w środowisku rzeczonym, bądź w górnych lub bocznych partiach estuarium. Dopiero w najwyższym rdzeniu z aalenu dolnego pojawiają się heterolity i piaskowce o warstwowaniu falistym i smużystym-falistym, z muskowitem i skamieniałościami śladowymi *Diplocraterion parallelum* (Brongniart), *Planolites beverleyensis* (Billings) oraz *Palaeophycus* isp., świadczące o wyraźnych wpływach morskich. Szczególnie *Diplocraterion* isp. jest tu wskaźnikiem normalnego zasolenia wód morskich.

We wszystkich tych rdzeniach zawartość węgla wapnia waha się pomiędzy 0,9–1,9%.

**Aalen górny (głęb. ?1170,0–1220,0 m).** Utwory aalenu górnego były rdzeniowane jedynie fragmentarycznie. Są one wykształcone w postaci łupków ilastych, czarnych, z soczewkami marglisto-syderałowymi i skupieniami spirytywanej siewki roślinnej (fig. 11). Ponadto w rdzeniu na głęb. 1212,0–1217,0 m obserwuje się drobny rozproszony muskowit oraz nagromadzenie napławionych trochitów liliowców, natomiast na głęb. 1220,8 m występuje *Planolites beverleyensis* (Billings).

Zawartość węgla organicznego była badana tylko w jednej próbce z głęb. 1212,0 m i wynosi 6,7% TOC. Węglanowość zawiera się w granicach 2,8–5,6% CaCO<sub>3</sub>, poza głęb. 1212,5 m, na której stwierdzono dolomityzację łupków.

Sedymentacja opisanych skał ilastych odbywała się w obrębie przybrzeża głębszego (*offshore*), w strefie silnie lub średnio dysoksydacyjnych wód dennych. Na taki stopień natlenienia wód wskazują wyniki badań geochemicznych oraz paleoekologicznych otwornic bentonicznych wykonanych na obszarze Kujaw (Feldman-Olszewska, 2005).

**Bajos dolny (głęb. 1132,0–?1170,0 m).** Krzywe profilowań geofizycznych wskazują, że dolną część bajosu dolnego tworzą utwory ilarowcowe. Pobrano z nich tylko 1 rdzeń (głęb. 1170,0–1180,0 m), w którym występują czarne łupki ilarste z muskowitem, kulistymi konkrekcjami marglisto-syderałowymi oraz spirytywowaną siewką roślinną (fig. 11). Ponadto zaobserwowano kilka napławionych trochitów liliowców, a Smoleń (1989) stwierdziła pojedyncze nieoznaczalne małżoraczki. Zawartość węgla wapnia w tych łupkach wynosi w dwóch próbkach 2,4%, a w jednej – 7,4%. Zawartość materii organicznej zbadano w jednej próbce i wynosi ona

6,7% TOC. Geneza omawianych łupków jest podobna jak łupków aalenu górnego.

Wyższa część bajosu dolnego to utwory mułowcowo-piaskowcowe, o ziarnie rosnącym ku górze. W niższej części, na głęb. 1143,0–1159,0 m, zostały one przerdzeniowane. Mułowce charakteryzuje tu obecność laminacji poziomej i falistej, muskowitu oraz bioturbaacji. Piaskowce są drobnoziarniste, jasnoszare, o warstwowaniu falistym, smużystym, przekątnym niskokątnym lub silnie zbioturbowane (fig. 11). Wśród skamieniałości śladowych w obrębie mułowców występują: *Chondrites targionii* (Brongniart), *Planolites* isp., *Planolites beverleyensis* (Billings), *Terebellina* isp., *Teichichnus* isp., a w piaskowcach – *Palaeophycus* isp.

Zawartość węgla wapnia w obu typach skał mieści się w granicach 1,9–2,7%.

Stwierdzone w rdzeniu utwory mułowcowo-piaskowcowe bajosu dolnego w swym najniższym odcinku zostały osadzone w strefie przejściowej pomiędzy normalną a sztormową podstawą falowania. Z tej samej strefy głębokościowej basenu pochodzą prawdopodobnie również utwory występujące w nieco niższej części profilu, z której nie pobrano rdzenia. Typy warstwowań obserwowane w drobnoziarnistych piaskowcach leżących powyżej oraz ich współwystępowanie ze skamieniałościami ichnofacji Cruziana wskazują na nieznaczne spłylenie basenu do strefy dolnego przybrzeża płytszego (*lower shoreface*).

**Bajos górny (głęb. 875,5–1132,0 m; w rdzeniu 875,3–1133,0 m).** Dolna i środkowa część bajosu górnego (głęb. 936,5–1132,0 m) jest wykształcona bardzo monotonnie, w postaci utworów ilarowcowych. Bardzo licznie pobrane z tego odcinka rdzenie prawie wcale nie wykazują zróżnicowania litologicznego (fig. 11). Są to łupki ilarste z muskowitem, kulistymi lub rzadziej soczewkowatymi konkrekcjami syderałowymi, a w dolnym odcinku także ze spirytywowaną siewką roślinną. Zazwyczaj wykazują one jedynie łupliwość płytkową, jednak na głęb. 1063,0–1071,0; 969,0–970,3 i 942,0–947,7 m pojawia się delikatna laminacja soczewkowa. Ponadto na głęb. 947,5 m obecna jest 10 cm wkładka muszłowca z otoczkami syderałowymi. Z fauny spotyka się małże, amonity (*Pseudogarrantiana* sp. – głęb. 1010,0 m oraz *Parkinsonia* sp. – głęb. 1004,55m – oznaczone przez J. Kopikę) oraz nieliczne otwornice (Smoleń, 1989, ten tom). Jedynie w stropie i spagu całego kompleksu ilarstego obserwuje się odmienne litofacje. W spagu występuje 3 m warstwa mułowca, natomiast w stropie następuje stopniowe przejście od ilarowców z laminacją soczewkową, przez mułowce, do heterolitów z soczewkami piaskowcowymi (fig. 11). Zawartość węgla wapnia w ilarowcach była badana bardzo licznie (32 analizy), a wyniki wahały się w granicach 0,9–6,6% CaCO<sub>3</sub>, poza dwoma przypadkami, w których wysoka zawartość węgla wapnia jest związana z występowaniem syderałowu i muszłowca. Zawartość węgla organicznego przebadano jedynie w 4 próbkach; wynosi ona 1,7–3,4%.



Analiza częstotliwości występowania fauny małżowej oraz analizy geochemiczne (Feldman-Olszewska, 2005) wskazują na obecność silnie i średnio dysoksydacyjnych wód dennych podczas osadzania się iłowców w dolnej części profilu górnego bajosu oraz średnio i słabo dysoksydacyjnych wód dennych podczas sedimentacji nieco młodszych iłowców.

Wyższy odcinek bajosu górnego (głęb. 865,0–936,5 m) jest wykształcony w postaci ułożonych na przemian utworów mułowcowych i piaskowcowych. Fragmentaryczne rdzenie tego odcinka nie pozwala określić charakteru cykli. Większość mułowców wykazuje warstwowanie soczewkowe. Występują w nich obficie skamieniałości śladowe. Najliczniej obecny jest *Chondrites targionii* (Brongniart), miejscami współwystępuje z nim *Planolites* isp., *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Asterosoma* isp., a na głęb. 900,5–901,0 m duże ślady *Teichichnus rectus* Seilacher. Obecne są również heterolity o warstwowaniu falistym, ze skamieniałościami śladowymi *Chondrites* isp. i *Planolites* isp. Piaskowce występujące w tej części profilu są drobnoziarniste, bezstrukturalne lub z pojedynczymi smugami ilastymi, zdolomityzowane, z muskowitem i uwęgloną sieczką roślinną. W dwóch przypadkach występują 20–30 cm wkładki piaskowców o warstwowaniu przekątnym niskokątnym. Piaskowce są zazwyczaj pozbawione skamieniałości śladowych, jedynie we wkładce o warstwowaniu falistym na głęb. 876,0 m pojawiają się *Skolithos* isp. i *Palaeophycus* isp. Mułowce i heterolity z odcinka 900,0–944,0 m są prawie bezwapniste, natomiast piaskowce w wyższej części wykazują zawartość węglanu wapnia rzędu dwudziestu kilku procent, powiązaną z ich dolomityzacją.

Dominacja mułowców o warstwowaniu soczewkowym oraz występowanie w nich skamieniałości śladowych reprezentujących ichnofację Cruziana pozwalają wnioskować, że znaczny odcinek profilu wyższej części bajosu górnego powstał w strefie przejściowej pomiędzy normalną i sztormową podstawą falowania (*transition zone*). Piaskowce pochodzą natomiast z nieco płytszej strefy dolnego przybrzeża płytszego (*lower shoreface*). Jedynie występujące w najwyższym odcinku piaskowce ze smugami ilastymi lub o warstwowaniu przekątnym dużej skali (rynnowym), ze skamieniałościami śladowymi reprezentującymi ichnofację *Skolithos*, powstały w środowisku o wyższej energii, w obrębie środkowego przybrzeża płytszego (*middle shoreface*).

**Baton dolny (głęb. 785,5–875,5 m).** W najniższej części batonu dolnego (głęb. 845,6–875,0 m) występują utwory podobne do obserwowanych w wyższej, lecz nie najwyższej części górnego bajosu. W dalszym ciągu są to mułowce silnie zbioturbowane lub o warstwowaniu soczewkowym, z *Chondrites targionii* (Brongniart), *Planolites* isp. i *Asterosoma* isp.; heterolity o laminacji falistej; piaskowce drobnoziarniste o warstwowaniu falistym, o warstwowaniu przekątnym niskokątnym interpretowanym jako kopułowe, a także piaskowce silnie zbioturbowane (fig. 11). Czasami są to na przemian ułożone piaskowce o warstwowaniu przekątnym i zbioturbowane mułowce. Ze skamieniałości śladowych w piaskowcach

występuje *Skolithos* isp. oraz *Palaeophycus* isp. We wszystkich rodzajach skał dość liczne są małże, często w dużych nagromadzeniach tworzących muszłowce. Piaskowce wykazują różną zawartość węglanu wapnia: od 0,9 do 27,5%. Środowisko sedimentacji tych utworów, podobnie jak w najwyższej części bajosu, obejmuje strefę przejściową (*transition zone*) oraz dolnego przybrzeża płytszego (*lower shoreface*).

Zasadnicza część profilu batonu dolnego jest zbudowana z utworów iłowcowych. Rdzeń został pobrany jedynie z górnego odcinka (803,0–827,0 m), jednak krzywe geofizyczne nie wykazują żadnych różnic pomiędzy dolną i górną częścią iłowcowego odcinka batonu dolnego. Są to czarne łupki ilaste, z kongrecjami i wkładkami syderytowymi, spirytyzowaną sieczką roślinną i małżami (fig. 11). Wśród małży K. Dayczak-Calikowska oznaczyła: *Astarte* sp., *Nucula* sp., *Oxytoma* sp., *Meleagrinnella* sp. oraz *Ostrea* sp. W górnym odcinku łupki przechodzą stopniowo w iłowce mułowcowe o warstwowaniu soczewkowym, przy czym soczewki są płaskie i bardzo wydłużone. Ponadto obserwuje się w nich wkładki pyłowcowe o ostrym spągu, i stopniowo ku górze przechodzące w mułowiec. W mułowcach licznie występuje muskowit oraz skamieniałości śladowe *Chondrites targionii* (Brongniart). Oznaczono również pojedyncze otwornice z rodzaju *Ophthalmidium* sp. i *Astacolus* sp. (Smoleń, ten tom). Na głęb. 810,3–810,8 m znajduje się wkładka mułowca piaszczystego z dużymi otoczkami zsyderytowanego iłowca, detrytem skorup małży oraz powierzchnią rozmywania w spągu. Wkładka piaskowca przepełniona fauną małżową, zsyderytowanego i z powierzchnią erozyjną w spągu występuje również na głęb. 807,7 m. Zawartość węglanu wapnia w iłowcach i mułowcach wynosi 0,0–6,6%. Tylko w jednym przypadku pomierzona wartość wskazała 81,0%, co było prawdopodobnie związane z obecnością syderytu lub skorup małży. Zawartość materii organicznej w spągu wynosiła 2,4% TOC, a w stropie – 0,9% TOC.

Iłowcowe utwory batonu dolnego powstały z sedimentacji z zawiesiny w spokojnym środowisku przybrzeża głębszego (*offshore*). Względna obfitość fauny małżowej i otwornicowej obserwowana w tych iłowcach wskazuje, że powstały one w zbiorniku, w którym wody denne były średnio i słabo dysoksydacyjne, przy jednoczesnych warunkach redukcyjnych w obrębie samego osadu. Granica redox prawdopodobnie była położona tuż poniżej granicy osad–woda. Pojawienie się pierwszych skamieniałości śladowych reprezentowanych przez *Chondrites targionii* (Brongniart) wskazuje natomiast na okresowy nieznaczny wzrost natlenienia wód dennych, połączony z jednoczesnym niewielkim wzrostem ilości tlenu w obrębie samego osadu. Pozwoliło to na czasowe osiedlenie się pierwszych organizmów penetrujących osad.

Obserwowane w obrębie osadów drobnoziarnistych wkładki piaskowcowe reprezentują osady sztormowe (tempestyty). Ich odpowiedniki dystalne (tempestyty dystalne) stanowią opisane wyżej wkładki pyłowców przechodzących ku górze w mułowce.

**Baton środkowy (głęb. ?665,0–785,5 m).** Z utworów batonu środkowego rdzeń pobrano bardzo wyrywkowo (fig. 11). Karotaż wskazuje, że występuje tu 7 parasekwencji o ziarnie stopniowo rosnącym ku górze oraz jedna najwyższa parasekwencja o ziarnie malejącym ku górze. Mułowce obserwowane w rdzeniu charakteryzuje obecność warstwowania lub laminacji soczewkowej, muskowitu oraz skamieniałości śladowych: *Planolites beverleyensis* (Billings), *Chondrites targionii* (Brongniart), *Terebellina* isp. i *Gyrochorte* isp. Heterolity wykazują warstwowanie faliste, są zbioturbowane oraz zawierają muskowitz. Piaskowce występujące w rdzeniu należą do trzech typów: o warstwowaniu falistym, masywne lub jedynie z pojedynczymi przesmykami ilastymi oraz o warstwowaniu przekątnym niskokątnym typu kopułowego. We wszystkich typach obficie występuje muskowitz, a w piaskowcach masywnych liczne są zsyderytizowane klasty ilaste. W członach piaskowcowych przekładanćów oraz piaskowców o warstwowaniu falistym rozpoznano skamieniałości śladowe *Skolithos* isp., a w jednym przypadku (głęb. 683,35 m) *Bergaueria irregulara* Paczeńska i *Thalassinoides* isp. Na tej samej głębokości we wkładce mułowcowej stwierdzono również *Gyrochorte comosa* Heer. Piaskowce z głęb. 712,8–713,8 m charakteryzuje zielona barwa, przy czym obserwacje mikroskopowe (szlif z głęb. 713,0 m) wskazują, że szamozyt jest tu rozproszony w tle skalnym, a podrzędnie spotyka się ponadto zniszczone ooidy szamozytowe (A. Maliszewska, inf. ustna). Zarówno w piaskowcach, jak i mułowcach batonu środkowego znajdowane są małże. Poza utworami mułowcowo-piaskowcowymi, na głęb. 711,0–715,0 m wychwycono poziom zlepieńca o spoiwie ilasto-mułowcowym i z otoczkami piaskowcowymi o barwie szarej i szarozielonej, leżący na erozyjnie ściętym piaskowcu barwy szarozielonej (fig. 11).

Utwory batonu środkowego wykazują albo niską zawartość węglanu wapnia (do 5,5%) albo wartość rzędu 20–30%, powiązaną z dolomityzacją (dotyczy to piaskowców). Zawartość węgla organicznego w ilowcach z głęb. 742,0 m wyniosła 1,3% TOC, natomiast w mułowcach z głęb. 682,0 m – 0,5%.

Większość opisanych utworów powstała w środowisku dolnego przybrzeża płytszego (*lower shoreface*), jedynie zielone piaskowce szamozytowe powstały w górnej strefie przybrzeża płytszego (*upper shoreface*) lub w obrębie prądowego kanału rozprowadzającego.

## Jolanta SMOLEŃ

### WYNIKI BADAŃ MIKROPALAEONTOLOGICZNYCH OSADÓW JURY ŚRODKOWEJ

Dokumentacja mikropaleontologiczna profili otworów wiertniczych Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 tylko w nieznanym stopniu pozwoliła na uściślenie wieku poszczególnych sekwencji osadowych utworów jury środkowej. Zespoły otwornic występujące w badanych próbach są niezbyt liczne pod względem ilości zarówno gatunków, jak i osobników.

**Baton górny (głęb. ?652,0–665,0 m).** Utwory batonu górnego zostały uchwycone jedynie w rdzeniu z głęb. 656,0–662,0 m. Dominują tu piaskowce drobnoziarniste o warstwowaniu zmarszczkowym lub ze smugami ilastymi. Ponadto występują w nich ooidy żelaziste, a w ich najniższej części szamozyt, nadający skale zieloną barwę. Szlif z głęb. 658,6 m wykazuje, że szamozyt występuje tu bardzo licznie w postaci cienkich otoczek na ziarnach kwarcu, ale spotyka się tu również pojedyncze ooidy szamozytowe. Są to osady górnego przybrzeża płytszego (*upper shoreface*) lub prądowych kanałów rozprowadzających. Granica pomiędzy batonem górnym a kelowem, wyznaczona na podstawie karotażu, jest bardzo niepewna z powodu znacznej kondensacji profilu.

**Kelowej (głęb. 646,0–?652,0 m).** Profil keloweju jest również bardzo skondensowany (ma 6,5 m miąższości). Pobrano z tego odcinka rdzenie, jednak ich niewielki uzysk spowodował, że granica pomiędzy batonem górnym a kelowem nie została uchwycona w materiale rdzeniowym. Przerzedniowana została natomiast granica pomiędzy kelowem a oksfordem. Kelowej jest wykształcony w postaci piaskowców bardzo drobnoziarnistych, dolomitycznych, bezstrukturalnych lub z pojedynczymi przesmykami ilastymi, barwy szarozielonej. Barwa jest związana z obecnością szamozytu, występującego w postaci rozproszonej pomiędzy węglanami oraz w postaci otoczek na ziarnach kwarcu (szlif z głęb. 650,9 m – A. Maliszewska, inf. ustna). W najniższej części piaskowca ma barwę brązową, pochodzącą prawdopodobnie od wodorotlenków żelaza. W górnej części rdzenia spotyka się małże. Utwory te powstały w środowisku przybrzeża płytszego szelfu węglanowo-klastycznego.

Granice pomiędzy kelowem a oksfordem stanowi tzw. warstwa bulasta – skała złożona z fragmentów szarych syderytów, wapieni piaszczystych, piaskowców, muszli małży gruboskorupowych oraz przerostów kalcytowych i glaukonitowych. Składniki są spojone spoiwem marglisto-dolomitycznym. Jest to osad skondensowany, powstały podczas maksimum transgresji, w miejscu znacznie oddalonym od brzegów basenu, pozbawionym dostawy materiału klastycznego.

Zawartość węglanu wapnia w skale wynosi 37–40%.

W wielu przypadkach stan zachowania skorupki nie pozwala na dokładną identyfikację taksonomiczną. Pewnym utrudnieniem do przeprowadzenia szczegółowej analizy mikropaleontologicznej była niedostateczna liczba próbek dostarczonych do badań, które pobrano jedynie z odcinków rdzeniowych. W związku z powyższym, na podstawie danych mikropaleon-

tologicznych nie można wyznaczyć granic poszczególnych pięter jury środkowej. Jednak mikrofauna występująca w badanych otworach wiertniczych dostatecznie dokumentuje obecność osadów bajosu i batonu dolnego.

Przeprowadzona analiza rozprzestrzenienia otwornic w badanych profilach potwierdza wnioski Bieleckiej i Styk (Bielecka, Styk, 1969, 1981) o powiązaniu mikrofauny z facją. Występowanie otwornic stwierdzono w próbkach, które pobrano z iłowców, mułowców ilastych i mułowców piaszczystych. W próbkach pochodzących z osadów piaszczystych oraz zdolomityzowanych nie stwierdzono występowania mikrofauny.

Znaczna część utworów aalenu oraz bajosu nie zawiera mikrofauny. Jedynie w otworze Brześć Kujawski IG 1 (próbki z głęb. od 884,2 do 1040,2 m) odnotowano występowanie nielicznych otwornic zlepieńcowatych z rodzajów: *Ammodiscus* i *Trochamminoides* oraz pojedyncze osobniki o skorupkach wapiennych z rodzajów *Lenticulina*, *Astaculus* i *Dentalina*, które jednak nie mają znaczenia stratygraficznego. Wyżej wymienione osady zawierają liczne zwęglone fragmenty roślin, noszące ślady pirytyzacji.

Utwory bajosu górnego udokumentowano w otworach: Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 885,5 m) oraz IG 1 (głęb. 777,3 i 807,1 m). Występuje tu typowy dla tego podpiętra zespół otwornic, w którym dominują gatunki zlepieńcowate, takie jak: *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossipatrova, *Ammobaculites fontinensis* (Terquem), *Trochammina canningensis* Tappan, *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk (fig. 12B), *Trochamminoides proteus* (Karrer) (fig. 12C), *Recurvooides* sp. oraz *Valvulina calikowskiae* Bielecka et Styk. Ze względu na obecność na wymienionych głębokościach także gatunków o skorupkach wapiennych, takich jak: *Lenticulina* sp., *Lenticulina (Astaculus) kujaviana* Kopik (fig. 12A), *Astaculus volubilis* Dain, *Dentalina* sp., można sugerować, że są tu reprezentowane osady młodszego bajosu górnego. Wymienione gatunki otwornic wapiennych w osadach jury środkowej w Europie pojawiają się na przełomie poziomów *garantiana*

i *acris* (Kopik, 1998). W osadach bajosu górnego występują także nieliczne małżoraczki, fragmenty zwęglonej flory oraz szczątki makrofauny, głównie ślimaków i małży.

Najlepszą dokumentację mikropaleontologiczną mają utwory batonu dolnego. We wszystkich trzech otworach wiertniczych stwierdzono występowanie licznych zespołów otwornic, którym towarzyszą małżoraczki oraz fragmenty makrofauny. W otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 1 najliczniejsze ilościowo i gatunkowo zespoły mikrofauny występują w osadach iłowców na głęb. 584,4 i 588,3 m. W Brześciu Kujawskim IG 2 na baton dolny wskazują zespoły otwornic występujące w iłowcach z konkrekcjami sydereytowymi na głęb. od 651,1 do 667,1 m. W otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3 najwięcej gatunków otwornic stwierdzono w próbce pochodzącej z głęb. 846,1 m. Występuje tu wiele gatunków charakterystycznych dla batonu dolnego. Większość z nich pojawia się pod koniec bajosu górnego w poziomie *parkinsoni*. Największe znaczenie stratygraficzne mają te, które kończą swoje zasięgi występowania pod koniec batonu dolnego. Należą do nich następujące gatunki: *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro (fig. 12E), *Astaculus volubilis* Dain, *Ichtyolaria* cf. *nympha* Kopik (fig. 13H), *Planularia eugenii* (Terquem) (fig. 13C), *Epistomina costifera* Terquem (fig. 13B), *Astaculus polymorpha polymorpha* (Terquem) (fig. 12D), czy *Lenticulina (Astaculus) kujaviana* Kopik. Oprócz wymienionych gatunków, w próbkach pochodzących z osadów batonu dolnego w omawianych profilach są obecne także otwornice z gatunków: *Ophthalmidium carrinatum agglutinans* Pazdro (fig. 12H), *Epistomina coronata* Terquem (fig. 12F), *E. nuda* Terquem, *E. regularis* Terquem, *E. bireticulata* Pazdro, *Spirillina radiata* Terquem (fig. 12G), *Nodosaria multicostata* Wiśniowski (fig. 12J), *Astaculus batrakiensis* (Mjatluk) (fig. 13F), *Dentalina* sp., *Planularia* cf. *colligata* (Brückmann) (fig. 13D), *P. balakoviensis* Kuznetzova, *Paleomiliolina* sp., *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), *L. mamillaris* (Terquem) (fig. 12I), *L. quenstedti* (Gümel) (fig. 13A), *Vinelloidea infraoolithica* (Terquem) (fig. 13G), *Citharina*

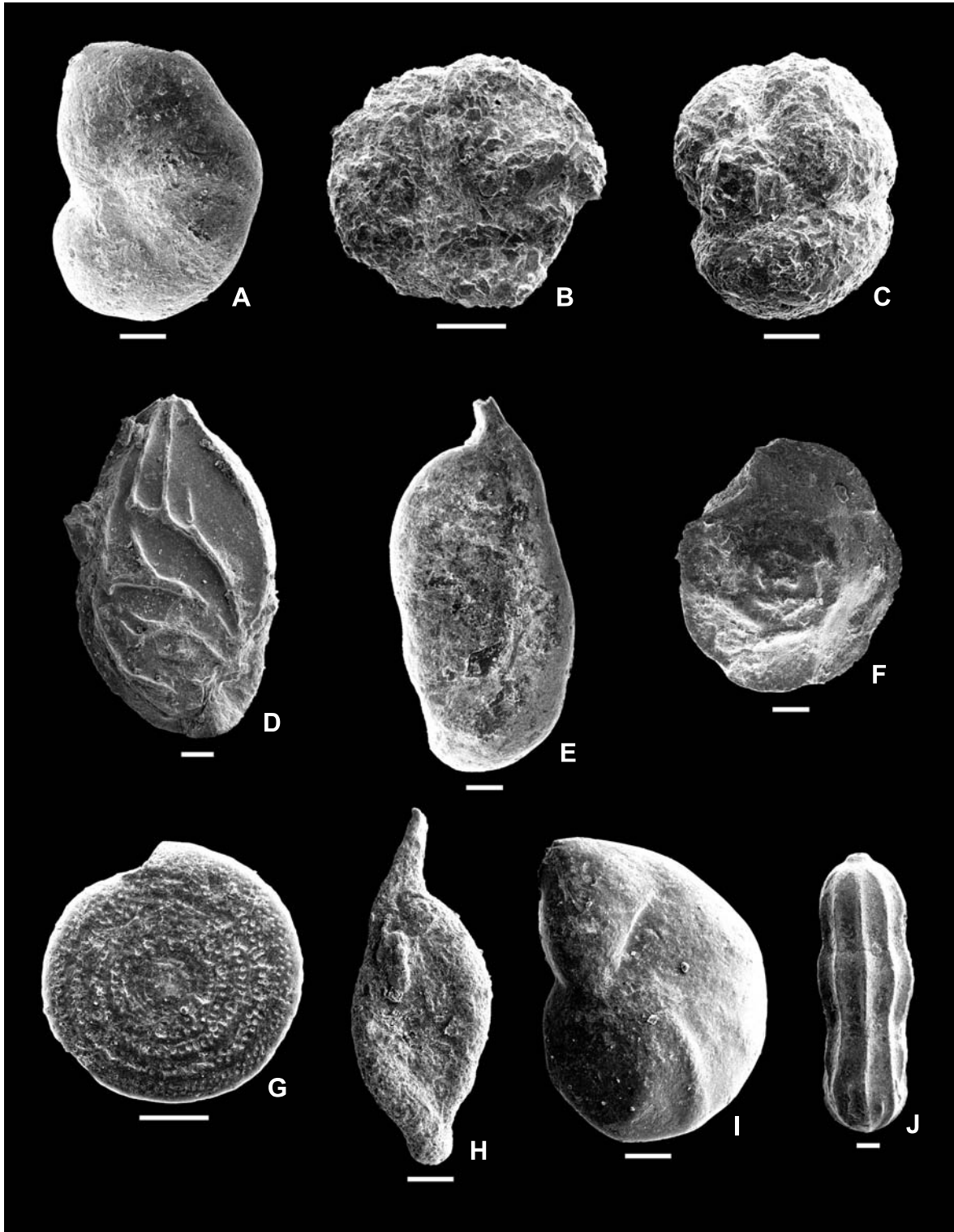
**Fig. 12.** Skala liniowa – 50 µm. **A.** *Lenticulina (Astaculus) kujaviana* Kopik; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 777,3 m; bajos górny. **B.** *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 777,3 m; bajos górny. **C.** *Trochamminoides proteus* (Karrer); otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 774,3 m; bajos górny. **D.** *Astaculus polymorpha polymorpha* (Terquem); otwór wiert. Brześć Kujawski IG 3, gł. 846,1m; baton dolny. **E.** *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **F.** *Epistomina coronata* Terquem; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 584,4 m; baton dolny. **G.** *Spirillina radiata* Terquem; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **H.** *Ophthalmidium carrinatum agglutinans* Pazdro; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **I.** *Lenticulina mamillaris* (Terquem); otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **J.** *Nodosaria multicostata* Wiśniowski; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny

Line scale – 50 µm. **A.** *Lenticulina (Astaculus) kujaviana* Kopik; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 777.3 m; Upper Bajocian. **B.** *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 777.3 m; Upper Bajocian. **C.** *Trochamminoides proteus* (Karrer); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 774.3 m; Upper Bajocian. **D.** *Astaculus polymorpha polymorpha* (Terquem); Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 846.1m; Lower Bathonian. **E.** *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **F.** *Epistomina coronata* Terquem; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 584.4 m; Lower Bathonian. **G.** *Spirillina radiata* Terquem; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **H.** *Ophthalmidium carrinatum agglutinans* Pazdro; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **I.** *Lenticulina mamillaris* (Terquem); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **J.** *Nodosaria multicostata* Wiśniowski; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian

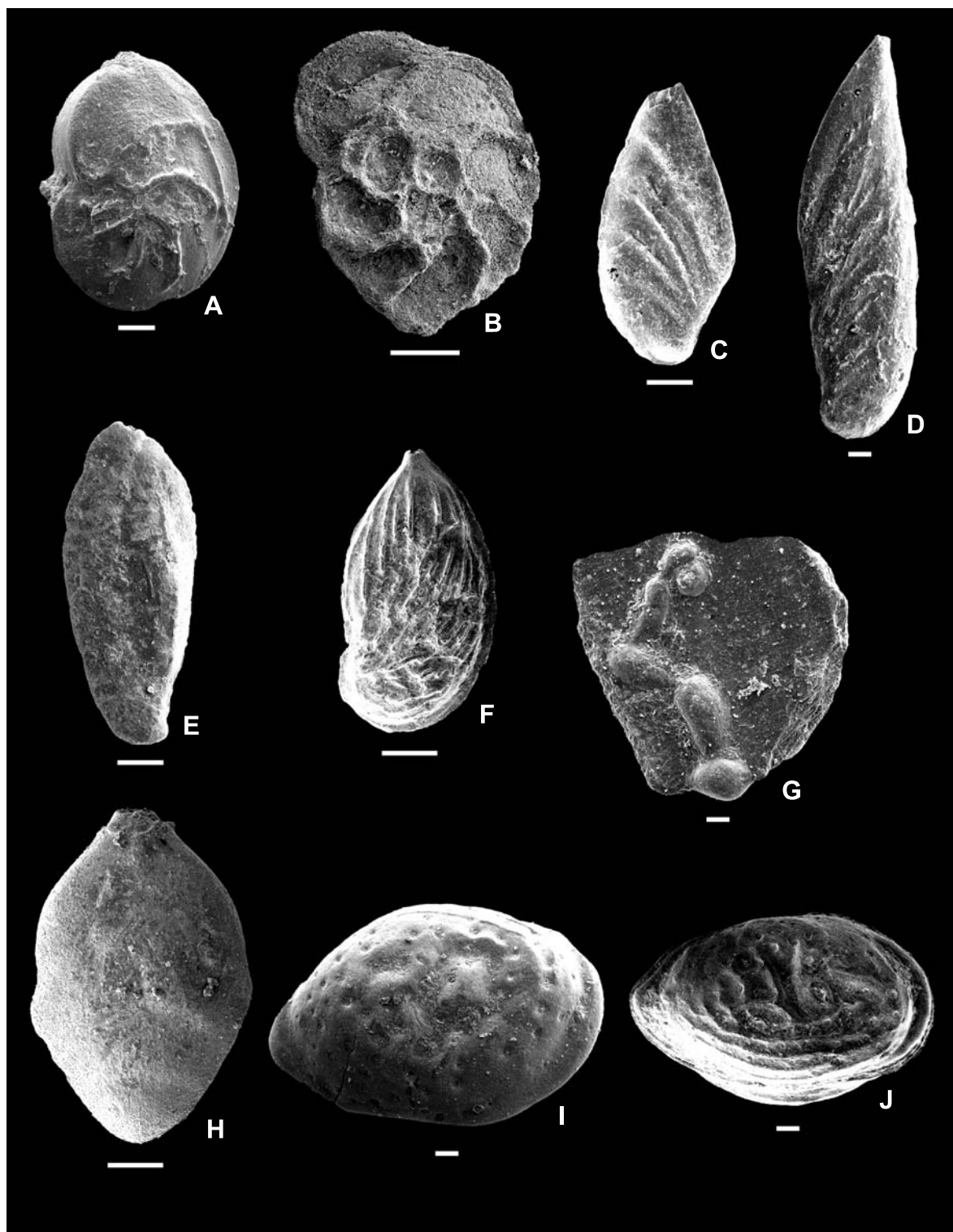


sp., *Saracenaria* sp., *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossipatrova, *Haplohragmoides* sp. i *Recurvoides* sp. Pojawiają się także gatunki, które będą dominowały w młodszym batonie, takie jak: *Reinholdella crebra* Pazdrowa czy *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro) (fig. 13E) i *Paalzowella pazdroe*

Bielecka et Styk. Obok otwornic w osadach batonu dolnego występują małżoraczki, które jednak mają dłuższe zasięgi stratygraficzne i w większości są obecne w całym batonie (Błaszyk, 1967). W badanych profilach odnotowano obecność takich gatunków, jak: *Praeschuleridea* cf. *translucida*







(Lubimova), *Praeschuleridea* sp., *Progonocythere convexa* Błaszyk, *Progonocythere* sp., *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk (fig. 13I), *Ektyphocythere pteriformis* Błaszyk (fig. 13J) i *Progonocythere polonica* Błaszyk.

Oprócz otwornic i małżoraczków, w osadach batonu dolnego znajduje się urozmaicony zespół makroszczątków, na który składają się pokruszone fragmenty skorup małży, ślimaków oraz szkarłupni.

Osady batonu górnego i keloweju, wykształcone w rejonie Brześcia Kujawskiego w facji piaszczysto-mułwcowej i piaszczysto-węglanowej, zostały przerzedzoniowane tylko w niewielkim procencie. Do badań mikropaleontologicznych dostarczono jedynie kilka próbek, które nie zawierają mikrofauny, stąd ich pozycję stratygraficzną ustalono na podstawie badań cyst *Dinoflagellata* oraz przesłanek litologicznych.

**Fig. 13.** Skala liniowa – 50 µm. **A.** *Lenticulina quenstedti* (Gümel); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 846,1 m; baton dolny. **B.** *Epistomina costifera* Terquem; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 656,1 m; baton dolny. **C.** *Planularia eugenii* (Terquem); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **D.** *Planularia* cf. *colligata* (Brückmann); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **E.** *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **F.** *Astaculus batrakiensis* (Mjatliuk); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny. **G.** *Vinelloidea infraoolithica* (Terquem); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 846,1m; baton dolny. **H.** *Ichtyolaria* cf. *nympha* Kopik; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 846,1 m; baton dolny. **I.** *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 656,1 m; baton dolny. **J.** *Ektyphocythere pteriformis* Błaszyk; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 588,3 m; baton dolny

Line scale – 50 µm. **A.** *Lenticulina quenstedti* (Gümel); Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 846.1 m; Lower Bathonian. **B.** *Epistomina costifera* Terquem; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 656.1 m; Lower Bathonian. **C.** *Planularia eugenii* (Terquem); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **D.** *Planularia* cf. *colligata* (Brückmann); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **E.** *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **F.** *Astaculus batrakiensis* (Mjatliuk); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian. **G.** *Vinelloidea infraoolithica* (Terquem); Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 846.1 m; Lower Bathonian. **H.** *Ichtyolaria* cf. *nympha* Kopik; Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 846.1 m; Lower Bathonian. **I.** *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 656.1 m; Lower Bathonian. **J.** *Ektyphocythere pteriformis* Błaszyk; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 588.3 m; Lower Bathonian

←

## Marcin BARSKI

### WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH W OTWORZE WIERTNICZYM BRZEŚĆ KUJAWSKI IG 2 NA PODSTAWIE ORGANICZNYCH CYST DINOFLAGELLATA

#### Wstęp

Część profilu jury środkowej z otworu Brześć Kujawski IG 2, z której pochodzą prezentowane wyniki badań organicznych cyst Dinoflagellata (dinocyst), nie miała dotychczas bogatej dokumentacji paleontologicznej, a rozpoznana stratygrafia opierała się w dużej mierze na porównaniach litologicznych z sąsiednimi profilami otworów wiertniczych, głównie Borucice (Kopik, 1956) oraz profilem Łęczycza (Znosko, 1957, 1958).

W celu opracowania biostratygrafii na podstawie dinocyst wykonano oznaczenia z 23 próbek, pobranych z górnej połowy profilu jury środkowej, z których opisano 77 gatunków i 4 rodzaje cyst Dinoflagellata. Na użytek chronostratygrafii wykorzystano 18 gatunków dinocyst oraz 1 rodzaj – *Omatidium* sp. (fig. 14). Wybrane gatunki dinocyst pokazano na figurze 15.

Na podstawie cyst Dinoflagellata badany odcinek profilu Brześć Kujawski IG 2 można zaliczyć do przedziału od górnej części bajosu (poziom *parkinsoni*) do środkowego batonu (poziom *subcontractus–morisi*).

#### Biostratygrafia

Korelację profilu z podziałem chronostratygraficznym przeprowadzono na podstawie wydzielonych przy użyciu cyst Dinoflagellata lokalnych poziomów dinocystowych (LPD), które są rezultatem połączenia ze sobą dwóch metod wydzielenia jednostek biostratygraficznych, opartych na pierwszym pojawieniu (*first appearance datum*) i ostatnim wystąpieniu (*last occurrence datum*) taksonów wskaźnikowych oraz na wyznaczonych grupach wspólnotowych (*unitary association*) (Geux, 1991). Zastosowanie tych dwóch metod pozwoliło

z jednej strony, przy pomocy wydzielonych grup wspólnotowych, na zwiększenie rozdzielczości końcowego podziału, a z drugiej na uniwersalność praktycznego rozpoznawania granic poziomów LPD w analizowanym profilu.

Lokalne poziomy dinocystowe (LPD) dopasowano do skali amonitowej w sposób pośredni przy pomocy korelacji standardowych poziomów dinocystowych z poziomami amonitowymi, którą zaproponował dla obszaru Polski Poulsen (1998) (fig. 16).

Lokalne poziomy dinocystowe mają charakter nieformalny oraz lokalny; szczególnie te z nich, których granice wyznaczono wyłącznie na podstawie granic pomiędzy grupami wspólnotowymi. Zespoły, które posłużyły do ich wyznaczenia pochodzą bowiem z pięciu badanych rdzeni wiertniczych: Brześć Kujawski IG 2, Cieclocinek IG 2 i IG 3, Wojszyce IG 3 i IG 4, zlokalizowanych na dystansie maksymalnie ok. 100 km.

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

#### Charakterystyka lokalnych poziomów dinocystowych (LPD) w profilu Brześć Kujawski IG 2

W profilu Brześć Kujawski IG 2 udało się scharakteryzować lokalne poziomy dinocystowe (LPD) od LPD 2 do LPD 7, czyli od podpoziomu *bomfordi*, reprezentującego najwyższy bajos górny, do poziomu *morisi* batonu środkowego. Granice pomiędzy LPD wyznaczono na podstawie pierw-

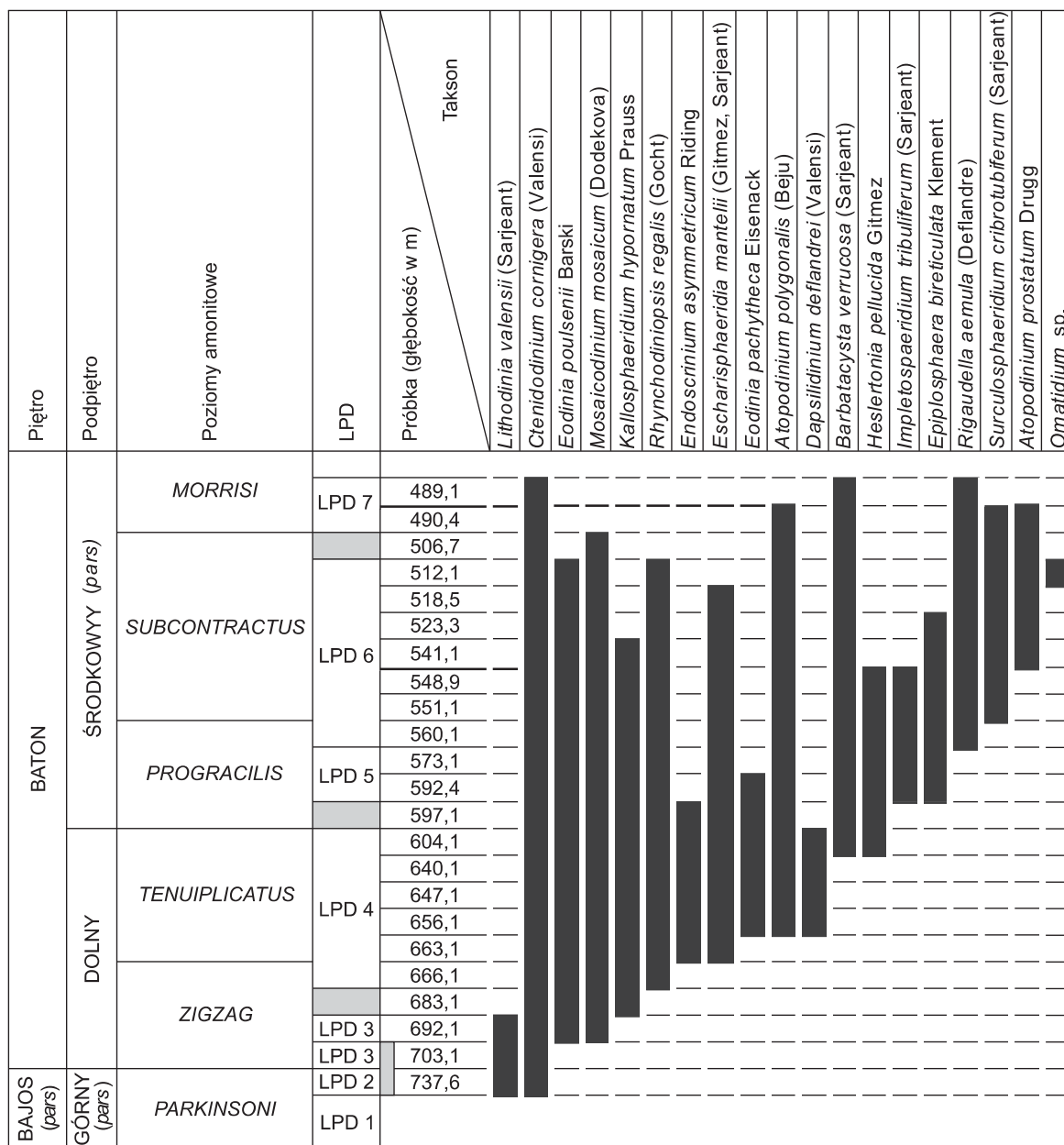


Fig. 14. Zasięgi cyst Dinoflagellata w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2

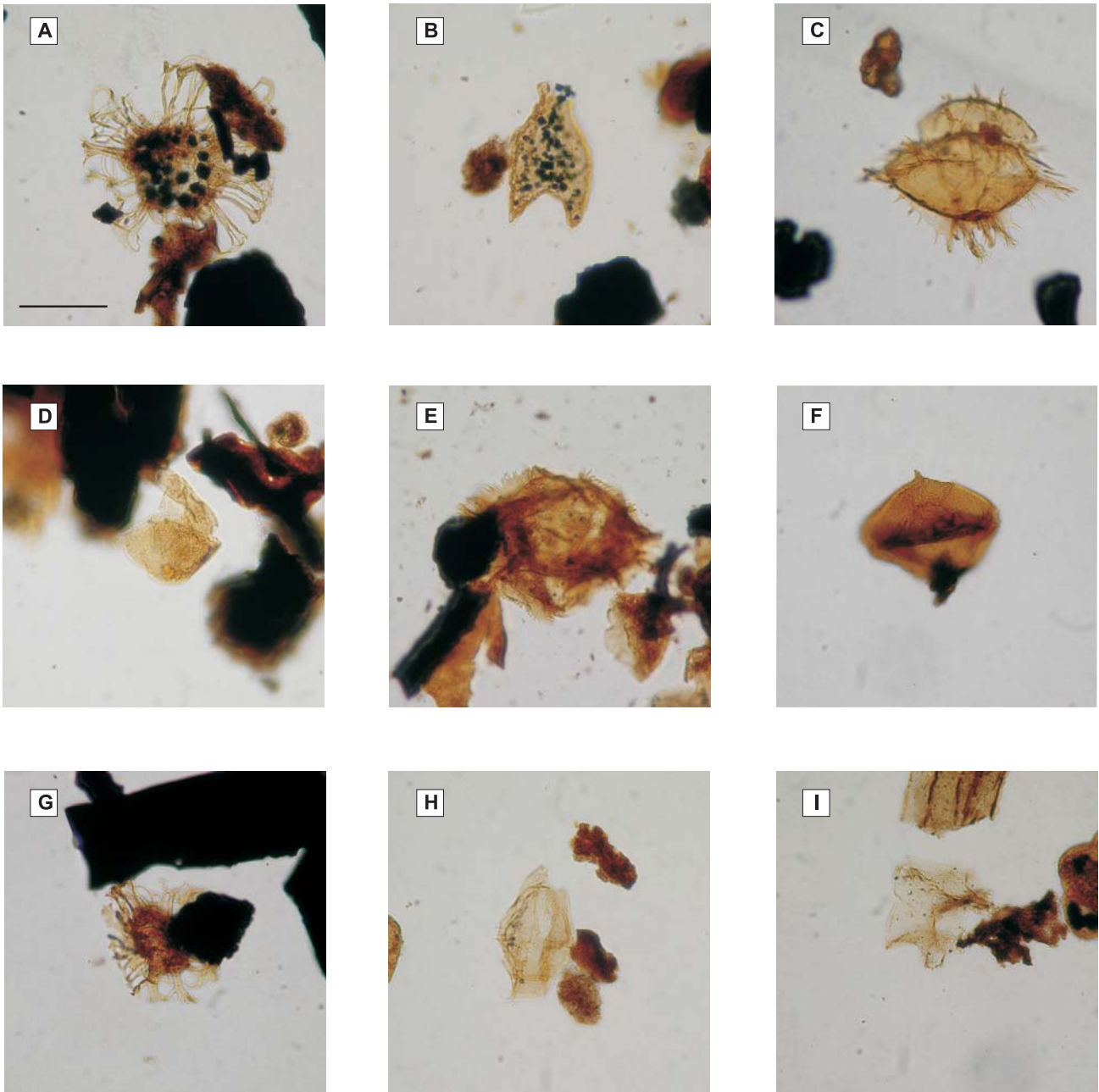
The dinoflagellate cyst occurrence in the Brześć Kujawski IG 2 borehole

szych pojawień lub ostatnich wystąpień taksonów charakteryzujących dany poziom.

Z powodu braku w badanych próbkach taksonów wskaźnikowych nie udało się w dolnej części profilu rozdzielić od siebie poziomów LPD 2 i 3, dlatego występują one w postaci zintegrowanej. Wszystkie próbki z tych przedziałów mogą należeć do każdego z poziomów zawartych w obrębie poziomu zintegrowanego. Z uwagi na brak w niektórych próbkach taksonów definiujących poziomy korelacyjne mogą one przynależć do jednego z dwóch sąsiadujących ze sobą taksonów. Takie próbki zaznaczono na figurze 14 szarym polem.

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

**Poziom LPD 3.** Dolną granicę tego poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunków *Eodinia poulsenii* Barski oraz *Mosaicodinium mosaicum* (Dodekova), natomiast górną granicę określa ostatnie pojawienie się *Lithodinia valensii* (Sarjeant).



**Fig. 15. Wybrane taksony cyst Dinoflagellata obecne w próbkach z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 2**

Podziałka liniowa przy figurze 15A odpowiada 50  $\mu\text{m}$ ; **A** – *Adnatosphaeridium caulleryi* (Deflandre, 1938), głęb. 560,1 m, poz. LPD 6; **B** – *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961, głęb. 489,1 m, poz. LPD 7; **C** – *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968, głęb. 663,1 m, poz. LPD 4; **D** – *Dissiliodinium willei* Bailey et Partington, 1991, głęb. 692,1 m, poz. LPD 3; **E** – *Ctenidodinium continuum* Gocht, 1970, głęb. 573,1 m, poz. LPD 5; **F** – *Korystocysta pachyderma* (Deflandre, 1938), głęb. 647,1 m, poz. LPD 4; **G** – *Rigualella aemula* (Deflandre, 1938), głęb. 551,1 m, poz. LPD 6; **H** – *Tubotuberella apatela* (Cookson et Eisenack, 1960), głęb. 541,1 m, poz. LPD 6; **I** – *Atopodinium polygonalis* (Beju, 1983), głęb. 490,4 m, poz. LPD 7

Selected taxa of the Dinoflagellata cysts from the Brześć Kujawski IG 2 borehole

Line scale on Figure 15A – 50  $\mu\text{m}$ ; **A** – *Adnatosphaeridium caulleryi* (Deflandre, 1938), depth 560.1 m, LPD 6. **B** – *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961, depth 489.1 m, LPD 7; **C** – *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968, depth 663.1 m, LPD 4; **D** – *Dissiliodinium willei* Bailey et Partington, 1991, depth 692.1 m, LPD 3; **E** – *Ctenidodinium continuum* Gocht, 1970, depth 573.1 m, LPD 5; **F** – *Korystocysta pachyderma* (Deflandre, 1938), depth 647.1 m, LPD 4. **G** – *Rigualella aemula* (Deflandre, 1938), depth 551.1 m, LPD 6; **H** – *Tubotuberella apatela* (Cookson et Eisenack, 1960), depth 541.1 m, LPD 6; **I** – *Atopodinium polygonalis* (Beju, 1983), depth 490.4 m, LPD 7



Piętro	Podpiętro	Poziomy amonitowe	Podpoziomy amonitowe	LPD	
B A T O N	środkowy	<i>hodsoni</i>		8	
		<i>morrissi</i>		7	
		<i>subcontractus</i>			
		<i>progracilis</i>		5	
	dolny	<i>tenuiplicatus</i>		4	
		<i>zigzag</i>	<i>yeovillensis</i> <i>macrescens</i> <i>convergens</i>	3	
	BAJOS (pars)	górnny (pars)	<i>parkinsoni</i>	<i>bomfordi</i> <i>parkinsoni</i>	2
					1

**Fig. 16. Szczegółowa korelacja lokalnych poziomów dinocystowych LPD z podziałem chronostratygraficznym**

Detailed correlation of local dinoflagellate cyst zonation LPD with chronostratigraphic chart

**Poziom LPD 4.** Dolną granicę poziomu LPD 4 wyznacza pierwsze pojawienie się gatunku *Rhynchodiniopsis regalis* (Gocht), a górną – ostatnie pojawienie się gatunku *Dapsilidinium deflandrei* (Valensi).

**Poziom LPD 5.** Dolną granicę poziomu wyznacza pierwsze pojawienie się gatunków *Impletosphaeridium tribuliferum* (Sarjeant) i *Epiplosphaera bireticulata* Klement, który definiuje dolną granicę poziomu LPD 5. Górna granica może być rozpoznana na podstawie pierwszego wystąpienia gatunku *Rigaudella aemula* (Deflandre), który jednocześnie definiuje dolną granicę poziomu LPD 6.

**Poziom LPD 6.** Dolna granica poziomu rozpoczyna się pierwszym wystąpieniem gatunku *Rigaudella aemula* (Deflandre), a górną wyznacza ostatnie wystąpienie cysty z rodzaju *Omatidium* sp.

**Poziom LPD 7.** Dolna granica poziomu odpowiada górnej granicy poziomu LPD 6, zdefiniowanej ostatnim wystąpieniem rodzaju *Omatidium* sp. Górna granica poziomu LPD 7 jest ograniczona ostatnim wystąpieniem gatunku *Atopodinium polygonalis* (Beju).

Obecność taksonów wskaźnikowych oraz innych wspomagających diagnozę oraz korelację lokalnych poziomów

dinocystowych (LPD) z podziałem chronostratygraficznym pokazano na figurze 14. Dodatkowo na figurze 16 zamieszczono precyzyjną korelację LPD z podziałem amonitowym z uwzględnieniem niektórych podpoziomów amonitowych oraz przedziałów nieoznaczoności pewnych granic korelacyjnych (szare pola).

### Regionalna charakterystyka zespołu cyst Dinoflagellata

Zespoły cyst Dinoflagellata jury środkowej z profilu Brześć Kujawski IG 2 były porównywane jakościowo i ilościowo z zespołami opisanymi z innych profili wiertniczych z Kujaw (Ciechocinek IG 2 i IG 3, Wojszyce IG 3 i IG 4) (Barski, 2001) oraz z obszarem obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Barski, 1999). Ponadto porównano je z pracami z obszaru Anglii (Woollam, Riding, 1983), Niemiec (Prauss, 1989), północnej Bułgarii (Dodekova, 1990, 1992) oraz z okolic Częstochowy (Poulsen, 1998).

Przeprowadzona analiza wykazała, że w obrębie epikontynentalnego zbiornika środkowej jury Europy, która znajdowała się na terenie prowincji Submedyterańskiej (Smerlor, 1993), występowało zróżnicowanie flory morskiej. To zróżnicowanie wyraża się w geograficznym rozprzestrzenieniu flory dinocystowej z jednej strony, a z drugiej w heterochroniczności pojawiania się pewnych grup taksonów na różnych obszarach. Szczegóły tych różnorodności omówiono przy opisie regionalnej charakterystyki zespołu cyst Dinoflagellata w otwarte wiertniczym Ciechocinek IG 2 (Barski, 2007).

Prawdopodobnym powodem takich zmienności regionalnych mogły być niezależne od klimatu parametry środowiska, do których można zaliczyć: wpływ prądów morskich, lokalną głębokość zbiornika oraz oddziaływanie obszarów lądowych. Wydaje się, że te dwa ostatnie czynniki mogły odegrać decydującą rolę na obszarze Kujaw. Mamy tam bowiem do czynienia z niedaleką odległością od obszarów lądowych, potwierdzoną także stylem sedimentacji, jak również aktywną tektonikę solną, oddziałującą aktywnie na konfigurację dna zbiornika morskiego.

Regionalna skala rozprzestrzenienia środkowojurajskich dinocyst jest różna. Z jednej strony obejmuje setki kilometrów, z drugiej strony zarysowuje się nawet na obszarze Polski, gdzie widać podział zbiornika na kilka stref odmiennie tolerowanych przez Dinoflagellata. Strefy takie musiały mieć charakter lokalnych ekosystemów, trudnych do wydzielenia na podstawie wskaźników sedimentologicznych czy fauny amonitowej.

### Podsumowanie

Cysty Dinoflagellata pozwoliły na rozpoznanie w profilu Brześć Kujawski IG 2 sześciu lokalnych poziomów dinocystowych (LPD). Ich korelacja ze standardowym podziałem chronostratygraficznym pokazała, że badana część profilu zawiera się pomiędzy poziomem *parkinsoni* bajosu górnego a pozio-

mami *subcontractus–morissi* batonu środkowego. Z uwagi na brak gatunków wskaźnikowych w próbkach z głęb. 737,6 oraz 703,1 m nie udało się wyznaczyć granicy pomiędzy poziomami LPD 2 i LPD 3, a tym samym granicy pomiędzy bajosem i batonem. Dopiero próbka z głęb. 692,1 m, zaliczona do poziomu LPD 3, należy jednoznacznie do batonu.

Przynależność próbek z głęb. 683,1; 597,1 i 506,7 m do konkretnych poziomów korelacyjnych LPD nie jest pewna i mogą one zajmować zarówno niższą, jak i wyższą pozycję stratygraficzną, w precyzyjnie określonych przedziałach.

## Anna MALISZEWSKA

### WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

#### Charakterystyka petrograficzna skał

Opis skał osadowych jury środkowej oparto na wynikach 46 ekspertyz petrograficznych płytek cienkich opracowanych przez J. Dadlez (1989) oraz na podstawie późniejszych badań przeprowadzonych przez Maliszewską (1998, 1999). Pobrano 41 nowych próbek, które badano w mikroskopie polaryzacyjnym z zastosowaniem analizy barwnikowej węglanów za pomocą płynu Evamy'ego (1963) i analizy katodoluminescencyjnej (CL) na aparaturze typu CCL 8200 mk<sup>3</sup>, angielskiej firmy Cambridge Image Technology Ltd. Wybrane próbki badano także w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) typu 1430 firmy LEO i w mikrosondzie rentgenowskiej z dyspersją energii (EDS) – badania wykonał L. Giro. W sześciu próbkach skał A. Kozłowska przeprowadziła analizy inkluzji fluidalnych obecnych w cementach węglanowych. S. Hałas oznaczył izotopy węgla i tlenu w syderytach ilastych (5 próbek) i w ankerycie z piaskowca (1 próbka). W tabeli 17 z wynikami analiz planimetrycznych skał podano głównie skład mineralny piaskowców oraz wybranych próbek mułowców, iłowców i syderytów. Przyjęto podział stratygraficzny jury środkowej opracowany przez Feldman-Olszewską (2005).

**Aalen dolny.** Występują tu szare piaskowce drobnoziarniste, często z laminami lub przerostami ilasto-węglistymi. Ich materiał detrytyczny na ogół jest dobrze lub umiarkowanie wysortowany. Są to zawsze arenity kwarcowe, złożone głównie z ostrokrawędzistych ziarn kwarcu o najczęstszej średnicy 0,11 mm (niekiedy 0,15–0,18 mm), maksymalnej 0,25 mm. Udział ziarn kwarcu waha się tu w granicach od 60,9 (Brześć Kujawski IG 2) do 90,9% obj. (IG 1), najczęściej wynosi ponad 70% obj. (tab. 17). Ziarna kwarcu monokrystalicznego znacznie przeważają nad ziarnami polikrystalicznymi. W materiale detrytycznym piaskowców obserwowano niewielki udział ziarn skaleni potasowych (1,1–2,4% obj.), blaszek muskowitu i schlorytowanego biotyту (do 0,4%) oraz zwęglonych szczątków roślinnych (0,1–3,0%). Opisany materiał jest na ogół spojony ciemnobrunatną substancją ilasto-organiczną z ziarnami pyłu kwarcowego (matriks). Spoiwo wykazuje charakter kontaktowy (1,5–6,9% obj.) lub porowy (20,5%

Identyfikacja młodszych poziomów LPD w profilu nie jest możliwa z uwagi na brak rdzenia wiertniczego w tym interwale.

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

obj. – IG 3), miejscami zawiera ślady kwarcu autigenicznego (0,0–1,2% obj.). W profilu Brześć Kujawski IG 2 występuje piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, scementowany ankerytem (32,2% obj., tab. 17). Piaskowce o spoiwie węglanowym w tym samym otworze dwukrotnie opisała J. Dadlez (1989). Piaskowce aalenu dolnego zawierają 0,2–0,6% obj. drobno-krystalicznego piryту. Bardzo często występują w nich struktury bioturbacyjne.

**Aalen górny.** Zbadano brunatny iłowiec syderytowy z otworu Brześć Kujawski IG 1 (głęb. 1041,2 m). Jest to skała o strukturze pelitowej, złożona z bezbarwnych i nisko dwójłomnych minerałów ilastych (53,5% obj., zapewne kaolinit) oraz z mikrytu syderoplesytowego (40,0%). Zawiera nieliczne blaszki muskowitu, bardzo drobne szczątki zwęglonej flory, pigment wodorotlenków żelaza i piryт (tab. 17).

**Bajos dolny.** Piaskowce bajosu dolnego należą do drobno- lub średnioziarnistych arenitów kwarcowych o najczęstszej średnicy ziarn kwarcu ok. 0,1 mm, maksymalnej – 0,6 mm. Udział kwarcu wynosi 58,2–63,3% obj. Jego ziarna są najczęściej ostrokrawędziste, rzadziej półobtoczone, kontakty między ziarnami są punktowe lub proste, niekiedy wkłęsło-wypukłe. Piaskowce zawierają 0,8–1,6% obj. ziarn skaleni, pojedyncze blaszki łyszczyków i zwęglone szczątki roślinne (tab. 17). W badanych próbkach stwierdzono obfite spoiwo węglanowe, złożone z drobnokrystalicznego ankerytu z niewielkim udziałem syderoplesytu. W próbce z otworu Brześć Kujawski IG 3 (głęb. 1149,8 m) J. Dadlez (1989) stwierdziła obecność klastów żelazistych i ilastych oraz spoiwo o zawartości 24,0% wag. dolomitu i 4,6% kalcyту. Opisane piaskowce wykazują liczne ślady bioturbacji.

**Bajos górny.** Z niższego, iłowcowego odcinka profilu bajosu górnego zbadano następujące osady:

- ciemnoszary mułowiec piaszczysty (Brześć Kujawski IG 1 – głęb. 880,5 m), ilasto-syderytowy z przemazami iłowca syderytowego;
- brunatny iłowiec syderytowy (Brześć Kujawski IG 1 – głęb. 880,6 m), złożony z drobnych łuseczek bezbarw-

Tabela 17

## Skład mineralny skał jury środkowej [% obj.]

Mineral composition of the Middle Jurassic rocks [vol. %]

Wiek	Głębokość [m]	Typ skały	Kwarc	Skalenie	Litoklasty	Miki	Bioklasty	Ooidy	Matriks	Węglany	Kwarc autigeniczny	Piryty	Szczałki organiczne
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Brześć Kujawski IG 1													
Baton środkowy	475,2	pse dr	89,6	2,1	0,0	0,2	0,0	0,0	5,0	0,0	0,5	1,1	1,5
	477,4	pse sr	64,5	1,2	0,0	śl.	2,0	1,0	0,0	30,0	0,0	0,8	0,5
	477,6	pse dr	71,4	2,1	śl.	0,0	0,6	0,2	0,0	25,2	0,0	0,3	0,2
Baton dolny	553,7	pse dr	79,7	2,3	0,0	0,6	4,0	0,0	0,0	12,8	0,0	0,2	0,4
	589,1	pse bdr	55,6	1,4	0,0	0,2	12,5	0,0	16,3	13,1	0,0	0,3	0,6
	612,7	pse dr	51,0	0,2	0,0	śl.	5,1	0,0	0,0	43,1	0,0	0,3	0,3
	612,8	sdt il	8,0	śl.	0,0	śl.	1,0	0,0	10,0	78,0	0,0	1,0	2,0
	714,5	pse dr	90,4	1,8	śl.	0,3	0,0	0,0	7,3	0,0	0,0	0,1	0,1
Bajos górny	807,3	sdt il	3,0	0,0	0,0	śl.	1,0	0,0	15,0	81,0	0,0	śl.	śl.
	878,3	sdt il	3,0	0,0	0,0	śl.	0,0	0,0	20,0	75,0	0,0	2,0	śl.
	880,6	ilc	10,2	0,2	0,0	5,2	0,0	0,0	43,0	40,3	0,0	0,5	0,6
	884,2	sdt il	15,0	śl.	0,0	1,0	0,0	0,0	15,0	67,0	0,0	2,0	śl.
Bajos dolny	957,2	pse sr	63,3	1,6	śl.	0,0	0,0	0,6	0,0	34,5	0,0	0,0	0,0
Aalen górny	1041,2	ilc	1,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	53,5	40,0	0,0	2,0	1,5
Aalen dolny	1072,0	pse dr	90,9	1,1	0,0	śl.	0,0	0,0	6,9	0,0	0,8	0,2	0,1
	489,9	pse dr	47,6	0,5	0,0	0,1	1,5	0,0	6,0	41,2	0,0	3,1	0,0
	517,7	pse dr	54,8	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	37,1	0,0	3,8	0,0
Brześć Kujawski IG 2													
Baton środkowy	518,6	sdt il	5,0	0,0	2,0	śl.	4,0	0,0	20,0	67,0	0,0	1,0	1,0
	532,3	pse sr	63,1	2,1	0,0	0,2	4,0	0,0	0,0	30,1	0,0	0,3	0,2
	558,5	pse dr	60,2	1,9	0,0	śl.	2,8	0,0	7,5	25,1	0,0	0,4	2,1
	576,3	pse dr	66,9	2,5	śl.	śl.	12,0	0,0	0,0	18,4	0,0	0,1	0,1

Tabela 17 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Baton dolny	607,3	sdt il	18,0	śl.	0,0	2,0	śl.	0,0	14,0	62,0	0,0	2,0	2,0	
	643,5	sdt il	20,0	śl.	0,0	2,0	śl.	0,0	10,0	65,0	0,0	1,0	2,0	
	657,1	mu s	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	64,3	4,2	2,0	0,0	0,1	0,0	
	658,0	sdt il	3,0	0,0	0,0	śl.	3,0	0,0	0,0	10,0	0,0	śl.	śl.	
	674,2	psc dr	52,4	0,6	0,0	0,8	5,1	0,0	0,3	40,6	0,0	0,1	0,1	
	708,3	sdt il	15,0	0,0	1,0	śl.	śl.	1,0	10,0	71,0	0,0	1,0	1,0	
	737,6	psc dr	74,4	0,9	śl.	0,6	1,8	0,0	0,0	22,0	0,0	0,1	0,2	
	1027,4	sdt il	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	86,0	0,0	0,0	2,5	1,0
	1128,7	psc dr	87,9	1,8	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	5,6	0,0	1,2	0,6	2,5
	1155,4	psc bdr	60,9	1,5	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	1,5	32,2	0,0	0,5	3,0
Brześć Kujawski IG 3														
Kelowej dolny	650,9	psc dr	47,5	0,9	0,0	0,0	7,0	3,0	4,0	37,4	0,0	0,1	0,1	
	658,8	psc śr	55,8	1,3	0,0	0,2	0,0	1,5	4,5	35,0	0,0	1,5	0,2	
Baton górny	713,0	psc śr	83,8	1,8	śl.	0,0	0,0	0,5	8,5	5,0	0,0	0,2	0,2	
	749,8	psc śr	49,5	0,8	0,0	0,0	4,3	0,1	0,0	45,1	0,0	0,1	0,1	
	775,6	psc dr	49,8	1,5	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	48,3	0,0	0,2	0,1	
Baton dolny	846,2	mle	19,6	0,2	0,0	5,2	7,0	0,0	60,0	3,0	0,0	3,0	2,0	
	877,9	psc śr	69,7	1,8	śl.	0,2	6,1	0,0	0,0	22,0	0,0	0,1	0,1	
Bajos górny	936,2	psc dr	53,6	2,8	0,0	1,5	0,0	0,0	10,0	30,1	0,0	0,2	1,8	
	1144,9	psc dr	58,2	0,8	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	40,7	0,0	0,1	0,1	
Aalen dolny	1234,6	psc dr	74,8	2,4	0,0	śl.	0,0	0,0	20,5	0,0	0,8	0,6	0,9	

bdr, dr, śr – bardzo drobnno-, drobnno-, średnioziarnisty; ilc – ilowiec; mlc – mulowiec; mu s – muszlowiec syderytowy, psc – piaskowiec; sdt il – syderyt ilasty; śl. – ślad  
bdr, dr, śr – very fine, fine, middle grained; ilc – claystone; mlc – mudstone; mu s – sideritic coquina; psc – sandstone; sdt il – clayey siderite; śl. – trace



nych minerałów ilastych (ok. 43% obj.) i mikrytu syderoplesytowego (ok. 40% obj.); zawiera on niewielki udział drobnych ziarn kwarcu, blaszki muskowitu, zwęglone szczątki roślinne i piryty;

- ciemnobrunatne syderyty ilaste (Brześć Kujawski IG 1 – głęb. 884,2; 878,3 i 807,3 m; Brześć Kujawski IG 2 – głęb. 1027,4 m), złożone głównie z mikrytu i mikrosparu syderoplesytowego (67,0–86,0% obj.), pelitu ilastego impregnowanego wodorotlenkami żelaza i pirytem (10,0–20,0%) oraz drobnych ziarn kwarcu (0,5–15,0%); akcesorycznie zanotowano 1,0% muskowitu, 1,0% szczątków roślinnych, ok. 2,5% piryty oraz rozproszony pelit wodorotlenków żelaza (tab. 17). Syderyty ilaste w skałach bajosu górnego występują w postaci drobnych kongrecji elipsoidalnych o długości 1–2 cm lub w postaci cienkich warstewek.

Syderoplesyty badane w skałach z otworu Brześć Kujawski IG 1 (głęb. 878,3 i 807,3 m) wykazały następujący skład cząsteczkowy: 73,15–74,60% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 6,54–10,10%  $\text{MgCO}_3$ , 16,17–18,67%  $\text{CaCO}_3$  i 0,19–0,67%  $\text{MnCO}_3$ .

Opisane syderyty ilaste bywają pocięte żyłkami wypełnionymi kalcytem, dolomitem lub ankerytem. Próbką z otworu Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 1027,4 m) jest pocięta drobnymi żyłkami o urozmaiconym składzie mineralnym. Ilościowe analizy chemiczne w mikrosondzie wykazały, że występują tu następujące minerały węglanowe:

- syderoplesyt w tle skalnym ( $\text{FeCO}_3$  – 64,76%,  $\text{MgCO}_3$  – 4,38%,  $\text{CaCO}_3$  – 29,83%,  $\text{MnCO}_3$  – 1,03% mol.);
- pistomesyt w tle skalnym ( $\text{FeCO}_3$  – 57,29%,  $\text{MgCO}_3$  – 35,84%,  $\text{CaCO}_3$  – 6,77%,  $\text{MnCO}_3$  – 0,10% mol.);
- pistomesyt w żyłce ( $\text{FeCO}_3$  – 49,65%,  $\text{MgCO}_3$  – 39,33%,  $\text{CaCO}_3$  – 11,02%,  $\text{MnCO}_3$  – 0,00% mol.);
- kalcyt w żyłce ( $\text{FeCO}_3$  – 2,11–2,59%,  $\text{MgCO}_3$  – 1,45–1,94%,  $\text{CaCO}_3$  – 95,62–96,00%,  $\text{MnCO}_3$  – 0,00–0,33% mol.);
- dolomit w żyłce ( $\text{FeCO}_3$  – 0,54–10,98%,  $\text{MgCO}_3$  – 25,84–44,10%,  $\text{CaCO}_3$  – 55,36–63,18%,  $\text{MnCO}_3$  – 0,00–0,50% mol.).

Sekwencja wypełnienia żyłek jest następująca:

- Fe-kalcyt I w postaci włóknistych kryształów ułożonych wachlarzowo przy brzegach żyłek (fig. 17A, struktura po zastąpieniu aragonitu), świeci na żółto w CL;
- pistomesyt w postaci silnie wydłużonych romboedrów zajmujących centralne części żyłek; nie świeci w CL;
- dolomit i Fe-dolomit, zajmujący wnętrza żyłek, tworzące izometryczne romboedry; nie świecą w CL;
- Fe-kalcyt II w postaci ziarn anhedralnych, wypełniających wolne miejsca w żyłkach; nie świeci w CL.

W kryształach pistomesytu, tworzących wypełnienia żyłek, stwierdzono obecność inkluzji fluidalnych o rozmiarach 1,0–6,0  $\mu\text{m}$ . Oznaczono następujące temperatury homogenizacji inkluzji: 53,4; 57,3 oraz 60,0°C.

Również w próbce z otworu Brześć Kujawski IG 1 z głęb. 811,1 m przeprowadzono analizę inkluzji fluidalnych zaobserwowanych w ankerycie; uzyskano temperatury homogenizacji inkluzji 83,6 i 86,5°C. W tej samej próbce dostrzeżono ciemnożółty sfaleryt (fig. 17B), współwystępujący w żyłce

wspólnie z ankerytem i kaolinitem. Skład cząsteczkowy ankerytu jest następujący: 20,20% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 16,88%  $\text{MgCO}_3$ , 62,69%  $\text{CaCO}_3$ , 0,23%  $\text{MnCO}_3$ . W tej samej próbce zbadano skład cząsteczkowy kalcytu, który zawiera 4,64–5,83% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 1,81–2,72%  $\text{MgCO}_3$ , 92,07–92,24%  $\text{CaCO}_3$  i 0,29–0,40%  $\text{MnCO}_3$ . Kalcyt ten nie świeci w CL z uwagi na znaczną zawartość żelaza.

W trzech próbkach syderytów ilastych z otworu Brześć Kujawski IG 1 (głęb. 884,2; 878,3 i 807,3 m), złożonych głównie z syderoplesytu, oznaczono stosunki izotopowe tlenu i węgla. Kształtują się one następująco:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  od  $-12,91$  do  $+1,60\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  od  $-6,06$  do  $-2,68\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  24,61–28,10‰.

Na podstawie wzoru Carothersa i in. (1988):

$$\delta^{18}\text{O}_w = \delta^{18}\text{O}_{\text{sy}} - 3,13 \times 10^6 \times T^2 + 3,5$$

gdzie:

$\delta^{18}\text{O}_w$  – delta  $^{18}\text{O}$  wody porowej;

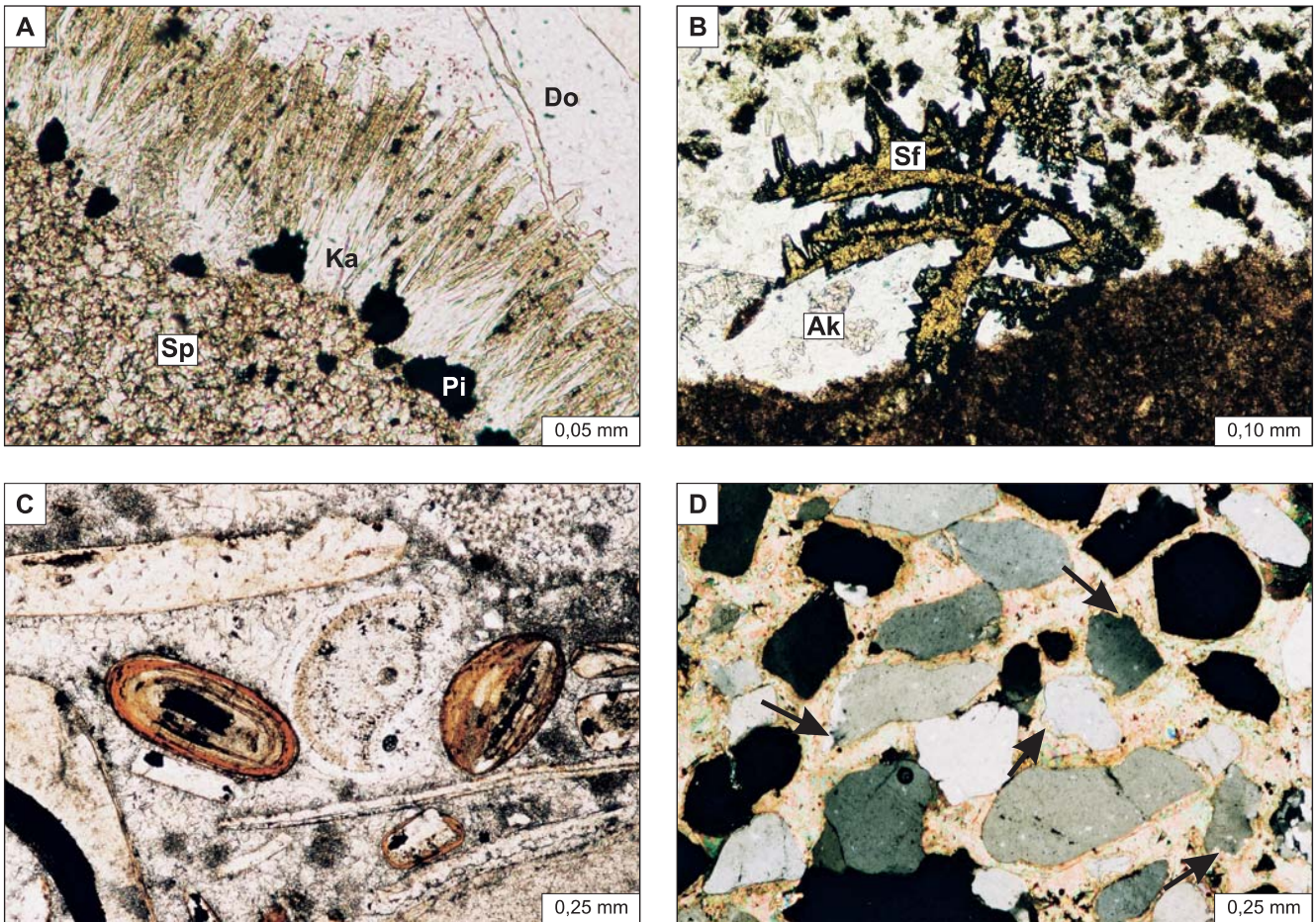
$\delta^{18}\text{O}_{\text{sy}}$  – delta  $^{18}\text{O}$  syderytu;

T – temperatura (°K).

Przyjmując wartość temperatury wody krystalizacyjnej na 20°C (Coleman i in., 1997; Gruszczynski, 1998), wyliczono  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody krystalizacyjnej syderoplesytu. Wartość ta waha się w granicach od  $-9,27$  do  $-5,79\text{‰}$ .

Piaskowce bajosu górnego są skałami drobnoziarnistymi, odznaczającymi się dobrym lub umiarkowanym wysortowaniem materiału detrytycznego, lecz słabym obtoczeniem jego ziarn. Zawierają one od 53,6 (Brześć Kujawski IG 3) do 90,4% obj. (IG 1) ziarn kwarcu o najczęstszej średnicy 0,1 mm, maksymalnej 0,5 mm. W otworze Brześć Kujawski IG 3 na głęb. 877,9 m stwierdzono obecność piaskowca średnioziarnistego. W materiale detrytycznym piaskowców dostrzeżono 0,9–2,8% obj. ziarn skałeni potasowych, 0,2–1,5% łuseczek muskowitu i biotyty, 0,0–6,1% kalcytowych szczątków fauny i 0,1–1,8% zwęglonych szczątków roślinnych. Spoiwo piaskowców zawiera 0,0–10,0% matriksu, jest bezwapniste, albo zawiera 22,0–30,1% minerałów węglanowych, reprezentowanych głównie przez ankeryt, częściowo przez syderoplesyt. W wynikach badań petrograficznych J. Dadlez (1989) wymienia kalcyt i dolomit jako główne składniki cementów węglanowych i podaje ich udział w piaskowcach po przeliczeniu zawartości  $\text{CaCO}_3$  i  $\text{MgCO}_3$ , oznaczonych dla potrzeb dokumentacji otworów wiertniczych. Zdaniem autorki niniejszego rozdziału jest to rezultat braku oznaczeń zawartości żelaza w skałach, co uniemożliwiło wyliczenie udziału ankerytu. Ponadto w latach 80. XX wieku badania skał za pomocą mikrosondy rentgenowskiej były trudno dostępne. Obecnie ankeryt w skałach jest stwierdzany za pomocą analizy barwnikowej (powleczony płynem Evamy'ego przyjmując barwę ciemnoniebieską) oraz za pomocą analiz w mikroobszarze.

Opisane piaskowce często zawierają ciemne przerosty lub laminy ilaste, wzbogacone w substancję organiczną, miejscami występują w nich warstewki lub kongrecje syderytów ilastych. Piaskowce bywają też składnikami heterolitów, złożonych z na przemian ułożonych lamin lub warstewek o wiel-



**Fig. 17.** A. Fragment żyłki w syderycie ilastym złożonym z syderoplesytu (Sp); widoczny dolomit (Do), ułożone wachlarzowo precьki Fe/Mn-kalcytu (Ka) przypominające aragonit oraz piryt (Pi); otwór wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 1027,4 m, bez analizatora. B. Fragment żyłki ankerytowej (Ak) w syderycie ilastym; w żyłce tkwią anhedralne kryształy ciemnożółtego sfalerytu (Sf); otwór wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 811,1 m, bez analizatora. C. Ooidy fosforanowe i bioklasty kalcytowe w muszlowcu syderytowo-wapnistym; otwór wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 657,1 m, bez analizatora. D. Fragment piaskowca o spoiwie ankerytowym; widoczne ślady korozji niektórych ziarn kwarcu (strzałki); otwór wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 617,7 m, nikole skrzyżowane

A. Fragment of vein in clayey siderite, compound of a sideroplesite (Sd); dolomite (Do), fan-like small stiks of Fe/Mn-calcite (Ka) similar to aragonite, and pyrite (Pi) are visible; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 1027,4 m; one nicol. B. Fragment of ankeritic vein (Ak) in clayey siderite; anhedral crystals of dark yellow sphalerite (Sf) are stiks in vein; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 811,1 m; one nicol. C. Phosphatic ooids and calcitic bioclasts in siderite-calcareous coquina; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 657,1 m; one nicol. D. Fragment of sandstone with ankeritic cement; traces of corrosion of some quartz grains (arrows) are visible; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 617,7 m; crossed nicols

kości ziaren kwarcu z frakcji psamitowej, aleurytowej lub pelitowej. W mułowcach i ilastych warstewkach heterolitów występują obficie minerały ilaste, lyszczyki, substancja organiczna. Udział węglanów w heterolitach zwykle nie przekracza kilku procent, lub jest bliski zera. Heterolity często wykazują struktury bioturbacyjne.

**Baton dolny.** Piaskowce batonu dolnego to skały szare, drobno- lub bardzo drobnoziarniste, o dobrym wysortowaniu materiału detrytycznego. Często są przerośnięte smugami ilastymi lub stanowią składnik heterolitów piaskowcowo-mułowcowych. Piaskowce są zawsze arenitami kwarcowymi – ziarna tego minerału są ostrokrawędziste, kwarc monokrystaliczny przeważa tu nad polikrystalicznym. Najczęstsza

średnica ziarn kwarcu wynosi ok. 0,1 mm, maksymalna – 0,20 mm. Udział kwarcu waha się w granicach 51,0–79,7% obj. W materiale detrytycznym w bardzo małych ilościach występują skalenie, lyszczyki i zwęglone szczątki roślinne. Miejscami występują elementy szkieletowe, należące do małży, szkarłupni, serpul i otwornic (1,0–12,5%). J. Dadlez (1989) dostrzegła także klasty ilaste. Piaskowce zawierają 0,0–16,3% obj. ilasto-mułkowego matriksu, niektóre ich warstwy są bogate w węglany (12,8–43,1% obj.). Najczęściej spoiwo stanowi drobnokrystaliczny syderoplesyt lub grubokrystaliczny kalcyt, najrzadziej obserwowano ankeryt i dolomit. Akcesorycznie pojawia się piryt.

Mułowce barwy ciemnoszarej najczęściej stanowią część składowe heterolitów. Są one złożone z ostrokrawędzistych



ziarn kwarcu o średnicy najczęściej ok. 0,04–0,05 mm. Zawierają blaszki mik (głównie muskowitu), szczątki zwęglonej flory, klasty iłowców, pelit ilasty i piryty. Niektóre warstewki zawierają także drobnokrystaliczny syderyt lub kalcyt. W heterolitach obserwuje się często struktury bioturbacyjne.

Syderyty ilaste zbadane z rdzeni otworów Brześć Kujawski IG 1 i IG 2 (tab. 17) są złożone głównie z drobnokrystalicznego syderoplesytu (62,0–84,0% obj.), zawierają pelit ilasty (10,0–14,0%), drobne ziarna kwarcu (3,0–20,0%), blaszki mik (0,0–2,0%), kalcytowe bioklasty (0,0–3,0%), drobne szczątki zwęglonej flory (do 2,0%), piryty (śl.–2,0%) i nieco rozproszonych wodorotlenków żelaza.

W dwóch próbkach syderytów ilastych z otworu Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 708,3 i 607,3 m) oznaczono skład izotopowy tlenu i węgla z syderoplesytu. Kształtuje się on następująco:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  od  $-7,39$  do  $-10,66\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  od  $+0,58$  do  $-2,66\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  od  $31,46$  do  $28,12\%$ . Wyliczona wartość  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody krystalizacyjnej syderoplesytu wynosi od  $-2,43$  do  $-5,77\%$ .

Zbadano próbkę muszlowca syderytowo-wapnistego z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 657,1 m). Głównym składnikiem tej skały są fragmenty skorupki małży, elementy szkieletowe szkarłupni, fragmenty rurek serpul i otwornice (łączny udział bioklastów wynosi 64,3% obj.). Muszlowiec zawiera tylko 0,2% ziarn kwarcu, 2,0% pelitu ilastego, 4,2% ooidów fosforanowych (fig. 17C) i berthierynowych, często skalcytizowanych oraz 0,1% piryty. Cement muszlowca jest złożony w części z mikrytu syderoplesytowego, w części z drobno- i średniokrystalicznego kalcytu, zawiera też wydłużone romboedry pistomesytu. Analiza inkluzji fluidalnych w wymienionych romboedrach pozwoliła stwierdzić temperatury ich homogenizacji w granicach  $82,9$ – $90,0^\circ\text{C}$ .

Badanie składu chemicznego osobników kalcytu w mikrosondzie rentgenowskiej wykazało, że oprócz wapnia zawierają one także magnez, żelazo i mangan. Skład cząsteczkowy (% mol.) kalcytów jest następujący:

	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>
Punkt A, mikrospary	96,68	1,02	0,72	1,58
Punkt B, skorupka	93,70	2,26	3,79	0,25
Punkt C, spar	90,03	3,20	5,34	1,43
Punkt D, spar	94,45	1,11	3,70	0,74

W analizie CL świeci tylko mikrospary (pkt. A), najbogatszy w Mn i najuboższy w Fe. Pozostałe kryształy kalcytu nie wykazują luminescencji z uwagi na dość znaczny udział FeCO<sub>3</sub> w ich sieci.

**Baton środkowy.** Piaskowce batonu środkowego to bardzo drobno- i drobnodziarniste arenity kwarcowe, miejscami średnio- lub nierównozdziarniste. Bywają przewarstwione ciemnymi iłowcami, mułowcami lub syderytami ilastymi, niekiedy tworzą człony heterolitów piaskowcowo-mułowcowych.

Najczęstsza średnica ziarn kwarcu wynosi tu 0,08 bądź 0,12 mm, maksymalna dochodzi do 0,5 mm. Kwarc monokry-

staliczny znacznie przeważa nad polikrystalicznym. Kontakty międzyziarnowe są proste i punktowe, niekiedy też wkłęsło-wypukłe. Na powierzchniach ziarn kwarcu widoczne są ślady korozji przez roztwory alkaliczne.

Piaskowce zawierają 47,6–89,6% obj. kwarcu, 0,5–2,5% ziarn skaleni, 0,0–0,2% blaszek muskowitu, 0,0–2,1% zwęglonej siewki roślinnej. Spoiwo jest złożone z ilasto-mułkowego matriksu (0,0–20,0% obj.) lub z minerałów węglanowych (0,0–48,3%), wśród których występuje bądź ankeryt, bądź kalcyt żelazisty. Miejscami towarzyszą im syderoplesyt lub dolomit.

Niektóre warstwy piaskowców zawierają drobne bioklasty (0,0–12,0% obj.) oraz pojedyncze ooidy, opisywane początkowo jako szamozytowe. Są to jasnozielonkawe ziarna o budowie współśrodkowej. Obecnie zielony minerał ilasty tworzący w osadach jury środkowej ooidy lub pelityczne skupienia jest nazywany berthierynem (Maliszewska i in., 2006). Zmiana ta została wprowadzona na podstawie wyników badań rentgenostrukturalnych sześciu próbek syderytów jury środkowej z Kujaw i Pomorza Zachodniego, bogatych w zielony minerał. We wszystkich stwierdzono strukturę serpentynu, którą odznacza się berthieryn, brak było natomiast struktury chlorytu, charakterystycznej dla szamozytu.

W próbce piaskowca z otworu Brześć Kujawski IG 3 (głęb. 713,0 m) dostrzeżono drobne skupienia berthierynu oraz robakowatego kaolinu. J. Dadlez (1989) w piaskowcach batonu środkowego zaobserwowała obecność niewielkich klastów ilastych.

Próbkę piaskowca o spoiwie ankerytowym (fig. 17D) z otworu Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 517,7 m) poddano analizie inkluzji fluidalnych. Badania wykazały, że temperatura homogenizacji inkluzji z ankerytem wynosi  $185,3^\circ\text{C}$ . W tym samym ankerycie oznaczono skład izotopów węgla i tlenu. Kształtuje się on następująco:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$   $-10,31\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$   $-8,72\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$   $21,87\%$ . Biorąc pod uwagę wymienioną wyżej temperaturę homogenizacji inkluzji z ankerytem, wyliczono  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody krystalizacyjnej ankerytu według wzoru Duttona i Landa (1985):

$$\delta^{18}\text{O}_w = \delta^{18}\text{O}_{\text{ak}} - 2,78 \times 10^6 \times T^{-2} - 0,32$$

gdzie:

$\delta^{18}\text{O}_w$  – delta <sup>18</sup>O wody porowej;

$\delta^{18}\text{O}_{\text{ak}}$  – delta <sup>18</sup>O ankerytu;

$T$  – temperatura (<sup>o</sup>K).

Wartość ta wynosi 7,95%, co oznacza silne zasolenie roztworu.

Zbadano syderyt ilasty, tworzący w profilu Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 518,6 m) wkładkę w piaskowcach. Stwierdzono, że jest on złożony głównie ze spar i mikrospary syderoplesytowego o następującym składzie cząsteczkowym: 63,88–82,50% mol. FeCO<sub>3</sub>, 8,44–20,88% MgCO<sub>3</sub>, 8,31–15,29% CaCO<sub>3</sub>, 0,0–0,75% MnCO<sub>3</sub>. Syderyt jest przecięty żyłką wypełnioną ankerytem. Badania inkluzji fluidalnych obecnych w ankerycie wykazały temperaturę homogenizacji wynoszącą  $122^\circ\text{C}$ .

W otworze Brześć Kujawski IG 1, na głęb. 477,8 m stwierdzono warstwę zlepieńca nierównookruchowego, złożonego z otoczków brunatnych syderytów ilastych i piaszczysto-ilastego matriksu.

**Baton górny.** Piaszkowce batonu górnego zbadano tylko z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 3. Są to drobno- lub średnioziarniste arenity kwarcowe o najczęstszej średnicy ziarna 0,15 lub 0,26 mm, maksymalnej 0,40 mm. Udział kwarcu w piaszkowcu z głęb. 658,8 m wynosi 55,8% obj., z uwagi na znaczną zawartość węglanów (35,0% obj.), reprezentowanych przez średniokrystaliczny ankeryt i skupienia mikrytowego syderoplesytu. Podrzednie występują tu ziarna skaleni, blaszki muskowitu, ooidy i skupienia berthierynowe, zwęglone szczątki roślinne i piryty (tab. 17). W piaszkowcu z głęb. 658,7 m J. Dadlez (1989) podaje zawartość 27,3% kalcytu oraz 4,7% dolomitu (dane z dokumentacji wynikowej otworu Brześć Kujawski IG 3).

W otworze Brześć Kujawski IG 1 na głęb. 415,3 m stwierdzono wkładkę wapienia mikrytowego zawierającego fragmenty skorup małży, rurek serpul, elementów szkieletowych szkarłupni i otwornice oraz kalcisfery i intraklasty mikrytów. Wapień jest złożony częściowo z mikrytu kalcytowego, częściowo z grubokrystalicznego dolomitu; odznacza się zaburzoną teksturą.

**Kelowej.** Piaszkowce należące do keloweju stwierdziła Feldman-Olszewska (2005) tylko w otworze Brześć Kujawski IG 3. Są to skały drobnoziarniste o umiarkowanym wysortowaniu materiału detrytycznego. Ziarna kwarcu (ostrokrawędziste i półobtoczone) występują w ilości 47,5% obj. (próbka z głęb. 650,9 m), akcesorycznie notowano ziarna skaleni, sieczkę roślinną i piryty. Piaskowiec zawiera bioklasty (7,0% obj.) oraz ooidy i skupienia berthierynu. Średniokrystaliczny cement węglanowy (37,4%) jest reprezentowany głównie przez ankeryt, podrzednie przez syderoplesyt.

## Wnioski

1. Najpospolitszą litofacją osadów jury środkowej w otworach wiertniczych Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 są szare, drobnoziarniste piaszkowce, stanowiące bądź grube warstwy, bądź cienkie człony heterolitów piaszkowcowo-mułowcowych lub piaszkowcowo-iłowcowych. Często zawierają one przemazy lub przerosty ciemnych iłowców, bogatych w substancję organiczną, rzadziej – warstewki lub drobne soczewki syderytów. Piaszkowce są arenitami kwarcowymi o dobrym lub umiarkowanym wysortowaniu materiału detrytycznego. Materiał ten jest na ogół ostrokrawędzisty, a częściowym obtoczeniem odznaczają się tylko ziarna grubsze. Piaszkowce składają się głównie z ziarn kwarcu, natomiast udział ziarn skaleni, blaszek łuszczyków, bioklastów i pojedynczych klastów ilastych jest nieznaczący. Skład mineralny materiału detrytycznego wskazuje na jego pochodzenie z resedymencji starszych od jury środkowej, kwarcowych skał osadowych.

2. Bioklasty, zaobserwowane w piaszkowcach i w muszłowcach syderytowych, to fragmenty skorup małży cienko-

skorupowych i rurek serpul, elementy szkieletowe szkarłupni i otwornice bentoniczne. Bioklasty są zbudowane z Mn-kalcytu, świecącego na żółto w CL i z nieluminescencyjnego Fe/Mn-kalcytu.

3. Nieliczne ooidy, notowane miejscami w piaszkowcach i muszłowcach, odznaczają się strukturą współrodkową i rysami elipsoidnymi. Są złożone z zielonego berthierynu lub z jasnobrunatnych fosforanów. Pierwotny składnik ooidów bywa częściowo lub całkowicie zastąpiony przez Fe-kalcyt lub ankeryt.

4. Środowiska sedymentacji piaszkowców, iłowców i heterolitów jury środkowej w rejonie Brześcia Kujawskiego, a także w całej strefie Ciechocinek–Brześć Kujawski–Wojszycze wału śródpolskiego, zbadana i szczegółowo opisała Feldman-Olszewska (2005), na podstawie charakterystycznych warstwowań osadów, obserwacji ichnofauny, otwornic oraz wycień wybranych wskaźników geochemicznych. Wyniki badań petrograficznych mogą być przydatne do poznania historii opisanych osadów po ich depozycji.

5. Na obserwowane obecnie struktury i skład mineralny osadów istotny wpływ miało działanie procesów diagenetycznych. W diagenecie wczesnej zaznaczyło się przerabianie osadów przez żyjące w nich organizmy, stąd liczne struktury bioturbacyjne, szczególnie częste w heterolitach oraz częściowa mikrytyzacja bioklastów. Krystalizował piryty, często w postaci framboidów, tworzyły się ooidy fosforanowe i berthierynowe. Równie wcześnie krystalizował miejscami Ca/Mn-syderoplesyt w postaci mikrytu i spar, tworzących smugi i warstewki, a w niektórych piaszkowcach i iłowcach – drobne konkrety. W przypadku dostrzeżenia budowy pasowej w kryształach syderoplesytu stwierdza się wzrost udziału magnezu od centrum ku krawędziom, co wskazuje na dopływ roztworów zawierających Mg w czasie krystalizacji. Badania składu izotopowego tlenu w syderoplesycie wykazały, że na ogół minerał ten krystalizował z wód morskich, częściowo zmieszanych z meteorycznymi. Trzy próbki pobrane z utworów bajosu górnego (Brześć Kujawski IG 1 – głęb. 884,2; 878,3 i 807,3 m) odznaczają się wartościami  $\delta^{18}\text{O}$  od  $-9,27$  do  $-5,79\text{‰}_{\text{SMOW}}$ , co wskazuje na krystalizację syderoplesytu z wód meteorycznych. Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  wskazują na tworzenie się syderoplesytu w strefie metanogenezy, w której źródłem  $\text{CO}_2$  była bakteryjna fermentacja składników organicznych (Irvin i in., 1977; Morad, 1998). Większość warstewek i konkrety syderytowych tworzyła się zapewne w mułach i piaskach dennych, w których panowały warunki dysoksydacyjne.

6. Procesem rozpoczynającym się w diagenecie wczesnej i trwającym w warunkach diagenety pośredniej była kompaktacja mechaniczna. Została ona zaznaczona poprzez gęste upakowanie materiału detrytycznego (zwłaszcza w osadach niezawierających węglanów) oraz poprzez powyginanie niektórych lamin ilastych. Słabo zaznaczyło się działanie kompaktacji chemicznej, wyrażone obecnością międzyziarnowych kontaktów wkłęsło-wypukłych.

7. W etapie diagenety pośredniej nastąpiła krystalizacja dolomitu, ankerytu, pistomesytu, miejscami także kalcytu. Niewykluczone, że ankeryt nie wytrącał się bezpośrednio z roztworów porowych, lecz utworzył się poprzez ankerytyza-



cję wcześniejszego cementu kalcytowego. Badania inkluzji fluidalnych wykazały, że pistomesyt i ankeryt krystalizowały najczęściej w temperaturach 53–90°C, miejscami wyższych od 100°C (ankeryt: 114; 122 i 185,3°C). Wątpliwość budzi ostatnia z wymienionych temperatur homogenizacji – 185,3°C. Szczegółowe rozpoznanie temperatur, w których krystalizowały minerały węglanowe osadów jury środkowej na obszarze Kujaw (zwłaszcza wypełnienia żyłek zawierających kruszce metali), wymaga kontynuowania badań.

8. Do procesów diagenetyzacji pośredniej należało także korodowanie ziarn kwarcu i skaleni przez roztwory o odczynie al-

kalicznym oraz zastępowanie miejscami pierwotnych składników bioklastów (aragonitu i Mg-kalcytu) przez Fe/Mn-kalcyt, ankeryt lub syderoplesyt. Zastępowaniu przez węglany niekiedy ulegał także berthieryn w ooidach.

9. Można sądzić, że osady jury środkowej w strefie obejmującej otwory wiertnicze Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 ulegały częściowo procesom telodiagenetyzacji, działającym po inwersji tektonicznej wału kujawskiego na granicy kredy i paleogenu. Procesy te zaznaczyły się miejscami poprzez goethytyzację syderoplesytu, krystalizację kaolinitu oraz wypełnianie spękań minerałami węglanowymi i kruszcami.

## Sylwester MAREK

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Utwory jury górnej w rejonie Brześcia Kujawskiego zostały rozpoznane w szczytowej części antykliny Smólska (Brześć Kujawski) w otworze Brześć Kujawski IG 1 na głęb. 76,0–398,5 m (miąższość 322,5 m), na południowo-zachodnim skrzydle antykliny w otworze Brześć Kujawski IG 2 w interwale 101,0–460,0 m (miąższość 359,0 m) oraz w profilu Brześć Kujawski IG 3 na głęb. 97,0–646,0 m (miąższość 549,0 m). Utwory te są przykryte osadami paleogenu (IG 2) lub neogenu (IG 1 i IG 3) i w otworach Brześć Kujawski IG 1 i IG 2 reprezentują oksford, a w otworze Brześć Kujawski IG 3 należą do oksfordu i kimerydu dolnego.

Rozkład miąższości i facji jury górnej na obszarze wału kujawskiego wskazują, że w bruzdzie kujawskiej sedymentacja przez całą jurę górną była bardzo intensywna, grube serie oksfordu, kimerydu i portlandu osadziły się bez przerw, a między osadami portlandu i beriasu zaznacza się ciągłość sedymentacyjna (Marek, 1967; Dembowska, 1973; Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988). W oksfordzie dominował rozwój wapieni płytkowodnych, w kimerydzie i portlandzie tworzyły się głównie osady ilasto-margliste. Utwory te reprezentują późne stadium tektoniczne, wyrażone rozwojem platformowej morskiej asocjacji węglanowej (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988), jednak w rejonie Brześcia Kujawskiego osady portlandu, a także częściowo lub w całości kimerydu, zostały usunięte podczas inwersji bruzdy śródpolskiej.

**Oksford.** Na pograniczu jury środkowej i górnej występuje górnokelowejska zlepieńcowata warstwa bulasta, o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. W jej skład wchodzi redeponowane tocznice i okruchy skał dolnego keloweju, obtoczone szczątki makrofauny oraz spoiwo marglisto-glaukonitowe, często oolitowe.

Powyżej warstwy bulastej w otworze Brześć Kujawski IG 1 występują osady grupy wapiennej A, reprezentowane przez dwie najstarsze formacje litologiczne: formację wapieni gąbkowych (I) i formację wapienno-marglistą (II) (Dembowska, 1979).

Z uwagi na ograniczone rdzeniowanie i trudności wyróżnienia formacji na podstawie profilowania geofizycznego, w otworach Brześć Kujawski IG 2 i IG 3 ograniczono się do

wyróżnienia jedynie dużej jednostki litostratygraficznej – grupy wapiennej A.

Nad warstwą bulastą leży kompleks wapieni gąbkowych, podścielony kilkucentymetrową warstwą mułowca – marglistą z glaukonitem. Najniższa część wapieni gąbkowych gruzłowych zawiera także przerosty mułowcowo-margliste i glaukonit. Miąższość ich wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Wyżej leżą wapienie gąbkowe, niekiedy zdolomityzowane, częściowo gruzłowe, z wkładkami wapienia skalistego z krzemieniami i czertami oraz wkładkami wapienia organodetrytycznego drobnogruźłowego. W górnej części w wapieniach organodetrytycznych oprócz gąbek występują szczątki koralowców, mszywiolów, małży, ramienionogów oraz szczątki szkarłupni, głównie członów łodyg liliowców. Reprezentują one formację wapieni gąbkowych (I). Makro- i mikrofauna wskazują na ich wiek wczesno- i środkowooksfordzki.

Wyżej leżą późnoooksfordzkie wapienie litograficzne i „sine” margliste zastępowane przez gruzłowoszare wapienie organodetrytyczne, naprzemianległe z wapieniami kredowatymi. Są one wyróżniane jako formacja wapienno-marglista (II). Wapienie litograficzne i „sine” przechodzą ku górze w wapienie oolitowo-onkolitowe, przewarstwione także wapieniami kredowatymi i organodetrytycznymi. Wapienie formacji wapienno-marglistej (II) charakteryzuje późnoooksfordzki zespół fauny: ramienionogi, małże, ślimaki, szczątki szkarłupni, mszywioly, koralowce i charakterystyczny zespół mikrofauny. Pełny profil osadów oksfordu przewiercono jedynie w otworze Brześć Kujawski IG 3, w interwale głęb. 203,0–646,0 m (miąższość 443,0 m).

**Kimeryd dolny.** Najmłodsze utwory górnokelowejskie w rejonie Brześcia Kujawskiego stwierdzono w profilu Brześć Kujawski IG 3 na głęb. 97,0–203,0 m (miąższość 106,0 m). Są to dolnokimerydzkie wapienie margliste i margle, szare i jasnoszare, z wkładkami łupku marglistego i muszlowca egzogyrowego. Poza egzogyrami występują także w skupieniach pekteny, członów liliowców oraz rurki robaków. Stwierdzono także ślady działalności życiowej mułozęrow. Utwory te wyróżniono jako litologiczna formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa (V).

Jolanta SMOLEŃ

## WYNIKI BADAŃ MIKROPALAEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

W otworach wiertniczych Brześć Kujawski IG 1, IG 2 i IG 3 utwory jury górnej, na które składają się serie osadowe oksfordu oraz kimerydu dolnego, są bezpośredniego przykryte młodszymi osadami należącymi do paleogenu/neogenu. Badane osady jury górnej są w większości wykształcone w facjach wapieni i wapieni marglistych. Ze względu na mały procent rdzeniowania otworów, do badań mikropaleontologicznych dostarczono niewiele próbek. Występująca w nich mikrofauna nie może stanowić pełnej dokumentacji biostratygraficznej, a tym samym na jej podstawie niemożliwe jest ustalenie granic pomiędzy poszczególnymi piętrami. Na podstawie zmienności zespołów wyróżnionych otwornic, w badanych próbkach udokumentowano jednak obecność osadów oksfordu oraz kimerydu dolnego.

Węglanowe osady oksfordu zawierają zespoły otwornic ubogie pod względem ilościowym i gatunkowym, często o złym stanie zachowania skorupki. W sekwencjach osadowych oksfordu zaliczanych do grupy wapiennej A, mikrofauna występuje we wszystkich trzech otworach wiertniczych. W próbkach pochodzących z otworów wiertniczych Brześć Kujawski IG 1 (głęb. 100,15; 160,6; 222,1; 228,5; 297,2 i 357,1 m) oraz Brześć Kujawski IG 2 (głęb. 220,0 m) stwierdzono monotonne gatunkowo zespoły otwornic, na które składają się takie taksony, jak: *Paalzwella turbinella* (Gümbel) (fig. 18A), *Spirillina tenuissima* Gümbel (fig. 18B), *S. polygyrata* Gümbel (fig. 18C), *Lenticulina* sp., *Paalzwella feifeli seiboldi* Lutze (fig. 18D), *Trocholina* sp., *Patelinella cristinae* Bielecka i *Lenticulina munsteri* (Roemer). Na głęb. 100,15 m w otworze Brześć Kujawski IG 1 stwierdzono ponadto *Haplophragmoides canui* Cushman i *Astacolus* sp. Razem z otwornicami występują radiolarie, małżoraczki oraz fragmenty szkieletowe szkarłupni, ślimaków i igły gąbek krzemionkowych. Zespoły otwornic zawierają gatunki o szerokim zasięgu stratygraficznym, charakteryzujące w zasadzie cały oksford, jednak najczęściej zbliżone gatunkowo asocjacje spotyka się w osadach od najwyższego oksfordu dolnego, w oksfordzie środkowym oraz w starszym oksfordzie górnym i są charakterystyczne dla facji wapieni gąbkowych na Niżu

Polskim (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, 1980; Smoleń, 1998). Ze względu na brak w wyżej wymienionych zespołach form typowych dla dolnego oksfordu, a także dla najwyższego oksfordu, w którym pojawiają się już gatunki kimerydzkie, można je umieścić w wyżej wymienionym przedziale wiekowym. Nieco inny skład gatunkowy otwornic występuje w próbkach pochodzących z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 3 (głęb. od 228,5 do 530,4 m), także pobranych z osadów grupy wapiennej A. Z wyżej wymienionego interwału głębokości opisano następujące gatunki otwornic: *Trocholina* sp., *Trocholina* cf. *solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Lenticulina* sp. i *Spirillina* cf. *orbicula* (Terquem et Berthenstain). W zespołach tych występują także nieliczne małżoraczki z rodzaju *Schuleridea* oraz radiolarie i pojedyncze igły gąbek. Pojawienie się otwornic z gatunku *Trocholina* cf. *solecensis* Bielecka et Pożaryski oraz małżoraczek z rodzaju *Schuleridea*, które licznie występują dopiero w osadach dolnego kimerydu wskazuje, że są to utwory najwyższego oksfordu, a być może nawet kimerydu dolnego.

Utwory kimerydu dolnego udokumentowano na podstawie mikrofauny w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3. W próbkach pobranych z głęb. od 101,1 do 198,6 m, pochodzących z osadów formacji wapienno-marglisto-muszcówcowej (V), występują gatunki otwornic i małżoraczek charakterystyczne dla osadów kimerydu dolnego (Bielecka, 1980). Należą do nich przede wszystkim otwornice: *Paleogaudryina varsoviensis* Bielecka et Pożaryski (fig. 18I), *Trocholina* cf. *solecensis* Bielecka et Pożaryski (fig. 18F, G) oraz małżoraczki z gatunku *Schuleridea triebeli* (Steghaus) (fig. 18J). Oprócz wyżej wymienionych taksonów, w dolnokimerydzkich zespołach faunistycznych występują także inne gatunki otwornic, takie jak: *Eoguttulina liassica* (Strickland) (fig. 18H), *Spirillina* cf. *orbicula* (Terquem et Berthenstain), *Lenticulina* cf. *munsteri* (Roemer), *Lenticulina* sp. (fig. 18E), *Conicospirillina* sp. i *Ammobaculites* sp. oraz radiolarie, rzadziej igły gąbek oraz szczątki makrofauny, głównie szkarłupni, ślimaków i małży.

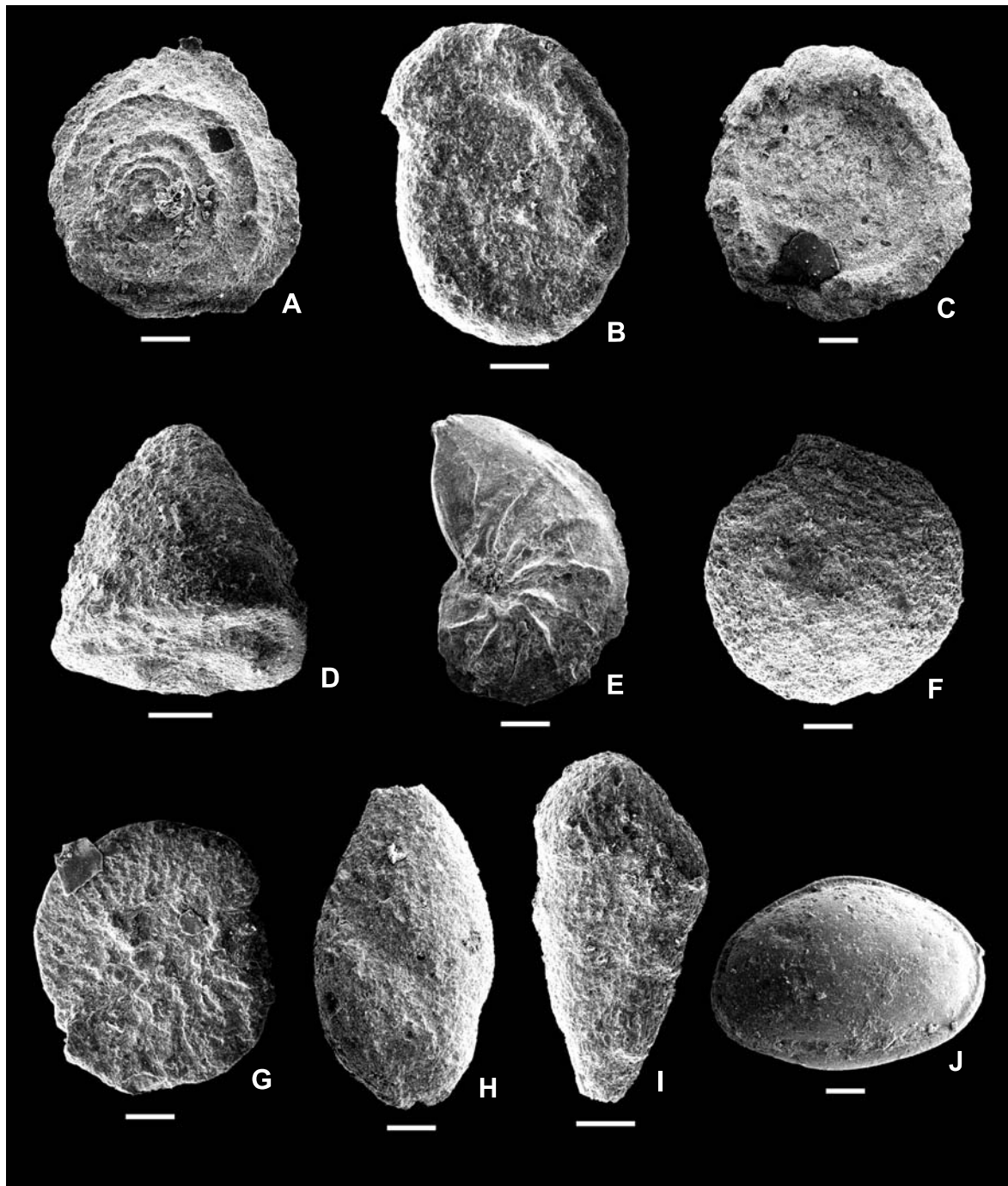
Krzysztof RADLICZ

## PETROGRAFIA, MIKROFACJE I DIAGENEZA UTWORÓW JURY GÓRNEJ W OTWORACH WIERTNICZYCH BRZEŚĆ KUJAWSKI IG 2 ORAZ IG 3

### Wstęp

Badania petrograficzne osadów jury górnej z otworów wiertniczych Brześć Kujawski IG 2 i IG 3 oparto na ekspertyzie ilościowej, charakterystyce petrograficznej 33 płytek cienkich oraz wynikach badań petrograficznych osadów górnej jury z otworów usytuowanych w sąsiedztwie, z bogatszą me-

todyką badań mikroskopii optycznej, katodoluminescencji i badań w mikroskopie skaningowym (Radlicz, 1999). W opisach skał zastosowano klasyfikację grup mikrofacjalnych Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Embriego i Klovana (1972) i wprowadzoną do polskiego piśmiennictwa przez Jaworowskiego (1987).



**Fig. 18.** Skala liniowa – 50  $\mu$ m. **A.** *Paalzowella turbinella* (Gümbel); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 222,1 m; oksford. **B.** *Spirillina tenuissima* Gümbel; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 222,1 m; oksford. **C.** *Spirillina polygyrata* Gümbel; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 1, głęb. 222,1 m; oksford. **D.** *Paalzowella feifeli seiboldi* Lutze; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 2, głęb. 220,0 m; oksford. **E.** *Lenticulina* sp.; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 198,6 m; kimeryd dolny. **F.** *Trocholina* cf. *solecensis* (strona grzbietowa) Bielecka et Pożaryski; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 198,6 m; kimeryd dolny. **G.** *Trocholina* cf. *solecensis* (strona brzuszna) Bielecka et Pożaryski; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 198,6 m; kimeryd dolny. **H.** *Eoguttulina liassica* (Strickland); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 198,6 m; kimeryd dolny. **I.** *Paleogaudryina varsoviensis* Bielecka et Pożaryski; otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 198,6 m; kimeryd dolny. **J.** *Schuleridea triebeli* (Steghaus); otw. wiert. Brześć Kujawski IG 3, głęb. 198,6 m; kimeryd dolny

Line scale – 50  $\mu$ m. **A.** *Paalzowella turbinella* (Gümbel); Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 222.1 m; Oxfordian. **B.** *Spirillina tenuissima* Gümbel; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 222.1 m; Oxfordian. **C.** *Spirillina polygyrata* Gümbel; Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 222.1 m; Oxfordian. **D.** *Paalzowella feifeli seiboldi* Lutze; Brześć Kujawski IG 2 borehole, depth 220.0 m; Oxfordian. **E.** *Lenticulina* sp.; Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 198.6 m; Lower Kimmeridgian. **F.** *Trocholina* cf. *solecensis* (strona grzbietowa) Bielecka et Pożaryski; Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 198.6 m; Lower Kimmeridgian. **G.** *Trocholina* cf. *solecensis* (strona brzuszna) Bielecka et Pożaryski; Brześć Kujawski IG 3, borehole, depth 198.6 m; Lower Kimmeridgian. **H.** *Eoguttulina liassica* (Strickland); Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 198.6 m; Lower Kimmeridgian. **I.** *Paleogaudryina varsoviensis* Bielecka et Pożaryski; Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 198.6 m; Lower Kimmeridgian. **J.** *Schuleridea triebeli* (Steghaus); Brześć Kujawski IG 3 borehole, depth 198.6 m; Lower Kimmeridgian



Zgodnie z przyjętą klasyfikacją zastosowano następujące określenia mikrofacji:

- madston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty, zawartość terallochemów poniżej 10%;
- wakston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty, zawartość terallochemów 10–45%;
- pakston – skała ziarnowa zwięzła, węglanowa, zawartość allochemów o średnicy poniżej 2 mm – powyżej 45%, scementowana mikrytem;
- greinston – skała ziarnowa spojona węglanem krystalicznym – sparytem;
- flotston – skała ziarnowa złożona z allochemów o średnicy powyżej 2 mm i matriksu między nimi poniżej 2 mm;
- rudston – skała węglanowa złożona głównie z allochemów o średnicy powyżej 2 mm;
- bandston – skała węglanowa biogeniczna złożona ze szkieleatów autochtonicznych (korale, mszywioly, gąbki, glony);
- mikrofacja sparytowa – skała krystaliczna, ortochemowa, o nieustalonej pierwotnej strukturze.

Nazewnictwo więzby struktury osadów krystalicznych ortochemowych przyjęto według Friedmana (1965). W profilu osadów jury górnej z otworu Brześć Kujawski IG 3 udokumentowanego 30 płytkami cienkimi oraz Brześć Kujawski IG 2 udokumentowanego 3 płytkami cienkimi, wyróżniono następujące grupy mikrofacji: madstony, wakstony, pakstony, flotstony i rudstony, bandstony i mikrofację sparytową (tab. 18).

### Chemizm osadów

Pod względem udziału  $\text{CaCO}_3$  i  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  w osadach, a więc klasyfikacji osadów: wapień – wapień marglisty – margiel, w kompleksie utworów kimerydu, w górnej części, wśród mad- i wakstonów występują wapienie margliste z zawartością 76,1–89,3% oraz margle 52,6–61,1%  $\text{CaCO}_3$  +  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , w tym dolomitu 0,9–3,8%. Niżej występują madstony i onkoflotstony zawierające 96,9–100,0%  $\text{CaCO}_3$  +  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , w tym dolomitu do 0,9%. Na głęb. 197,5–198,7 m występuje ponadto wkładka z powierzchniami suturopodobnymi, ze skorodowanymi okruchami wapieni mikrytowych i ooidowych o średnicy od kilku do 20 mm, o składzie margla, zawierająca 69,7%  $\text{CaCO}_3$  +  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , w tym 0,9% dolomitu.

W kompleksie osadów oksfordu większość przeanalizowanych próbek reprezentowała onkoflotstony i rudstony, zawierające 99,0–100,0%  $\text{CaCO}_3$ . Na drugim miejscu znalazły się próbki madstonów, zawierające 97,0–100,0%  $\text{CaCO}_3$  i podrzędnie wakstonów i pakstonów z 87,0–100,0%  $\text{CaCO}_3$ . Należy podkreślić, że w przypadku dwóch próbek pakstonów mniejsze zawartości węglanów (87 i 94%) są spowodowane obecnością krzemionkowych igieł gąbek.

### Onkobiorudstony i flotstony

Wśród osadów onkoidowych wyróżniono: jednoskładnikowe, onkoidowo-bioklastyczne z udziałem bioklastów nieobleczonej, intraklastów i peloidów. W większości przypad-

ków onkoidy utworzyły się na bioklastach ramienionogów, małży, szkarłupni lub innych szczątkach. Ich kształty zależą od ośrodków na jakich się utworzyły, dlatego bywają dyskoidealne, elipsoidalne i zbliżone do izometrycznych. Kortex jest przeważnie dość gruby. Najczęściej jest grubszy od bioklastu, na którym się utworzył. Na ogół onkoidy i inne występujące składniki są gęsto upakowane. Na granicy kontaktów z intra- i bioklastami w onkoidach widoczne są deformacje wywołane wciskami, zaś na kontaktach onkoidów z onkoidami – deformacje plastyczne wklęsło-wypukłe połączone z częściowym rozpuszczeniem. W licznych onkoidach w kortexie widoczne są kanaliki wypełnione kalcysparytem lub puste, będące śladami drażenia przez grzyby. Cement jest najczęściej mikrytowy, nanokrystaliczny (Radlicz, 1999, Tabl. XXI, fig. 5), utworzony w zawieszynie i osadzony na dnie basenu sedymentacyjnego. Tego rodzaju obraz może wykazywać, że onkoidy utworzyły się w płytkich zbiornikach o silnej ewaporacji węglanu wapnia, częściowo połączonych z morzem o bardzo słabym przepływie wód, w obrębie bariery wewnętrznej. W dwóch próbkach z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 3 (530,7 i 558,2 m) cement jest kalcysparytowy, a w próbce z głęb. 558,2 m tekstura jest fenestralna. Prawdopodobnie osad utworzył się w strefie płytkich wód o silniejszym przepływie, który spławił zawieszinę nanokryształów węglanu w inne strefy zbiornika morskiego. Według Kutka i Radwańskiego (1965, 1967) onkoidy utworzyły się w strefie subpłytkowej osłoniętych basenów morskich wskutek silnej turbulencji, intensywnego rozwoju glonów i bakterii oraz ewaporacji mułu wapiennego w strefie o głęb. 1,5–2,5 m. Gradziński i in. (1986, *vide* Gelbelein, 1976) strefę maksymalnego rozwoju onkoidów określają na poniżej 1 m. W osadach onkoidowych z nieobleczonej intraklastami i bioklastami materiał ziarnowy należy do allogenicznego, a więc został przetransportowany na inne miejsce.

### Procesy diagenetyczne

**Kompakcja.** W osadach jury górnej kompakcja zaznaczała się w różnych mikrofacjach w różny sposób. W madstonach polegała na zagęszczeniu nanokryształów kalcytu i łuseczek illitu. Ze względu na duże upakowanie nanokryształów i luk między nimi utworzyła się porowatość nanokrystaliczna. W basenie ze środowiskiem redukcyjnym wśród nanokryształów występują agregatowe framboidealne kuleczki pirytowe. W tym typie mikrofacji kompakcja zachodziła we wczesnych etapach eodiagenety.

W wakstonach i pakstonach zawierających allochemy zachodzi wzajemne oddziaływanie między cementem mikrytowym i allochemami oraz między allochemami ziarnowymi. W mikrycie plastycznym, w wyniku odwodnienia, sztywne i długie bioklasty mogą ulegać złamaniu, a ich wzajemne oddziaływanie polegają na zmianach kontaktów prostych w kontakty wklęsło-wypukłe, którym towarzyszy rozpuszczanie pod ciśnieniem. W wyniku odwodnienia osadów powstają tekstury fenestralne. W wielu przypadkach wśród nagromadzonych skorup małży i ramienionogów, szczególnie w miejscach występowania obu skorup, znajdują się geody kalcysparytowe.



Tabela 18

## Charakterystyka petrograficzna grup mikrofacji w utworach jury górnej

Petrographic characteristic of microfacian groups in the Upper Jurassic deposits

Grupa mikrofacji	Otwór wiertniczy	Głębokość pobrania próbek [m]	Terliochemy				Cement		Uwagi
			skład	udział [%]	wielkość [mm]	przewaga frakcji [mm]	skład	udział [%]	
Madsston	Brześć Kujawski IG 3	101,7; 137,8; 198,9; 200,7; 347,6; 348,3; 378,4; 409,3; 440,8; 468,6	kwarc	do 1	0,05–0,09	0,04	mikryt	95–100	piryt bakteryjny i strzępki substancji organicznej w próbkach z głęb. 101,7; 198,9 i 200,7 m; Globochaete w próbkach z głęb. 347,6 i 348,3 m; w próbce z głęb. 468,6 m szczeliny kompakcyjne; w próbce z głęb. 409,3 m ok. 10% dolosparu o średnicy 0,01–0,06 mm
			muskowit	pojed.	0,01–0,15		dolosparyt	do 100	
Wakston	Brześć Kujawski IG 3	102,7; 289,3; 290,5; 350,3; 617,6; 618,9; 619,6;	bioklasty: igły gąbek, małżoraczki, otwornice, małże, szkarłupnie, ramienionogi, serpule, Globochaete	10–30	0,02–10,5	0,06–0,12	mikryt	70–90	Globochaete i serpule w próbce z głęb. 350,3 m; piryty bakteryjne i strzępki substancji organicznej w próbkach z głęb. 102,7; 289,3; 290,5 m; impregnacje pirytowe bioklastów w próbce z głęb. 102,7 m
			bioklasty: igły gąbek, otwornice, małżoraczki, szkarłupnie, małże, koralowce, ramienionogi	30	0,04–1,0	0,1–0,2	mikryt	20–45	igły gąbek skalcyzowane, skwarowane i spirytywowane; w próbce z głęb. 645,1 m obok prostych, igły sześciopromienne; intraklasty madstonów w próbkach z głęb.: 558,7 i 587,4 m; w próbce z głęb. 101,7 m cienka pionowa szczelina zaoblizniona pirytem
Pakston	Brześć Kujawski IG 3	317,1; 558,7; 587,4; 645,1; 646,5	intraklasty	do 25	0,15–0,9	0,3–0,6			
			peloidy	do 50	0,06–0,25	0,15			
Flotston i rudston	Brześć Kujawski IG 3	167,4; 228,4; 259,9; 500,6; 530,7; 558,2;	onkoidy	40–80	0,2–16,0	4,0–8,0	mikryt	20–30	wymienione bioklasty są nieobleczone; w onkooidach korteks z licznymi śladami działalności grzybów; w przypadku stykania się składników ulegają one wgnieceniom i częściowemu rozpuszczeniu
			intraklasty	do 20	0,4–15,0	3,0–6,0	kalcy spar	do 30	
Bandston mata peloidowo-głonowa	Brześć Kujawski IG 2	203,0; 355,5 353,5	peloidy	do 30	0,06–0,6	0,2–0,4			
			bioklasty: mumie gąbek, ramienionogi, szkarłupnie, małże, mszywioły, koralowce, Tubiphytes	do 50	0,1–20,0	3,0–5,0			
Sparytowa	Brześć Kujawski IG 3	647,5	peloidy	70	0,06–0,3	0,15	mikryt kalcy spar	25 5	falisto laminowana, fenestralna tekstura
			kwarc	5	0,05–0,4	0,15	dolospar	90	dolospar o średnicy 0,03–0,20 mm, z najczęstszą wielkością 0,12 mm
			glaukonit	5	0,06–0,4				

Do późniejszych przejawów kompaktacji należą mikrostylolizacja i stylolizacja, polegająca na rozpuszczaniu osadów wzdłuż szwów z pozostawieniem reziduum, które następnie jest wyciskane w dolne i górne części stylolitów. Mikrostylolizacja i stylolizacja prowadzi do przemieszczania się rozтворów mineralizujących skały, np.: dolomityzacja, anhydrytyzacja i inne (Radlicz, 1966).

**Cementacja** rozwija się w różny sposób w poszczególnych mikrofacjach. Cementacja w madstonach polega na zażębieniu się romboedrów i skalenoedrów izometrycznych kryształów kalcytu. Zdaniem Peszata (1991), muł nanokrystaliczny należy do zawiesiny allogenicznej, a więc przytransportowanej. Wydaje się, że obok zawiesiny allogenicznej występuje również zawiesina autochtoniczna. Jest to zależne od tego, czy zawiesina była deponowana w basenie osłoniętym czy otwartym, o dużym wpływie prądów morskich.

Obserwacje różnych cementów w katodoluminescencji (Radlicz, 1999) wykazują ich inne świecenie niż allochemy mikrytowe i sparytowe. W cementach sparytowych rudstonów i flotstonów występują strefy jednorodne i pasowe, o zróżnicowanym świeceniu: świecące na żółto w CL – z drobiną  $MnCO_3$ , bez świecenia – z  $FeCO_3$ , świecące na pomarańczowoczerwono – kalcytowe, o świeceniu zielonkawym – poraragonitowe, o świeceniu pomarańczowym i brązowopomarańczowym – dolomitowe lub kalcytowe, wysoko magnezowe (Nickel, 1978). Sparowy cement w rudstonach i flotstonach w rejonie otworów wiertniczych Brześć Kujawski IG 2 i IG 3 odznacza się dużym zróżnicowaniem spowodowanym dopływem rozтворów węglanowych porowych o różnym chemizmie (Radlicz, 1999). Można zatem określić cement mikrytowy jako pierwotny – synsedymenacyjny z allochemami, natomiast cement sparytowy jako wtórny – rozwijający się od wczesnych do późnych etapów diagenety.

**Dolomityzacja.** W spągu utworów oksfordu z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 3 stwierdzono 0,5 m wkładkę dolomitu, którą należy wiązać z dolnooksfordzkim poziomem dolomityzacji (Radlicz, 1967, 1972).

**Rozwój mikrofacji i sedymentacji.** Osady środkowej jury kończy wapnisty, dojrzały arenit kwarcowy z cementem kalcysparytowym, poikiloklastycznym. Jest on dobrze wysortowany z bimodalnym obtoczeniem. Według Folka (1968) tego rodzaju osad należy do inwersji teksturalnej z materiałem z dwóch środowisk. Gwałtowne zmniejszenie dopływu materiału terygenicznego i przejście do mikrofacji dolosparytów wskazuje na jej związek ze strefą dolosparytową rozwiniętą w centralnej i wschodniej części Polski (Radlicz, 1972). Następuje przejście do mikrofacji gąbkowych flotstonów, pakstonów i wakstonów spikulowych, utworzonych w środowisku zarówno o wysokiej, jak i okresowo aktywnej energii hydrodynamicznej. Są one wskaźnikiem transgresji morskiej.

Stwierdzony w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2 bandston maty glonowo-peloidowej wskazuje na róż-

nicowanie stref sedymentacji na tak małych odległościach i obecność na płyciźnie bariery wewnętrznej o teksturze fenestralnej.

W profilu otworu Brześć Kujawski IG 3 kontynuują się mikrofacje pakstonów spikulowych z jedno- i sześciopromiennymi igłami gąbek i pojedynczymi rostrami belemnitów. Sedymentacja odbywała się w strefie otwartego morza. Ku górze obok spikul pojawiają się otwornice, małżoraczki, małże oraz większe obustronne skorupy ramienionogów wypełnionych szczątkami krystalicznymi kalcytu. Miejscami widoczne są słabo zachowane amonity. Serie wapieni są prawie czysto kalcytowe, z zawartością  $CaCO_3$  99–100%, miejscami w większym lub mniejszym stopniu zsylikowane w postaci różnej wielkości krzemieni.

Powyżej głęb. 558,2 m znaleziono rudston i flotston onkoidowo-peloidowe, wskazujące na genezę w strefie zabariorowej, na płyciżnach o silnej turbulencji i organicznym przepływie wód w osłoniętej części morza.

W próbkach z głęb. 500,6 m, wśród allochemów rudstonu pojawiają się ponownie mumie gąbek, ramienionogi, małże, szkarłupnie i intraklasty – osad frakcjonalnie laminowany, a więc utworzony powyżej podstawy falowania. W następnych, wyżej leżących próbkach (głęb. 468,6; 440,8; 409,3 i 378,4 m) występują madstoni lokalnie wzbogacone w większe skorupy ramienionogów i małży. W próbkach z głęb. 350,3; 348,3 i 347,6 m w madstonach i wakstonie znaleziono *Globochaete*, otwornice, małżoraczki i drobne ułamki skorup ramienionogów. Osady te wyznaczają strefy głębsze i w osłoniętej części zbiornika morskiego, bez dopływu zawiesiny ilastej i materiału terygenicznego. W próbkach z głęb. 317,1 m występuje pakston peloidowo-bioklastyczny z otwornicami, szkarłupniami, małżoraczkami i spikulami gąbek. W osadzie tym, o składzie wapienia marglistego (87%  $CaCO_3$ ), obserwuje się tekstury soczewkowe i smużyste, a więc osad tworzył się w środowisku słabej energii hydrodynamicznej.

W próbkach z głęb. 259,9 i 228,4 m występują rudstoni onkoidowe oraz rudstoni onkoidowo-bioklastyczne. W tym ostatnim przypadku obok onkoidów występują bioklasty nieobleczone, co wskazuje, że onkoidy zostały przeniesione w głębsze części zbiornika.

W próbkach zaliczonych do kimerydu, powyżej głęb. 203,0 m, występują madstoni z grudkami pirytu frambooidalnego i strzępkami zwęglonych roślin. W przedziale głęb. 197,5–198,7 m została opisana brekcja wapienna z ostrokrawędzistymi intraklastami madstonów i pakstonów ooidowych o średnicy od kilku do 20 mm, tkwiących w masie marglistej. Prawdopodobnie osad ten powstał w wyniku zbrekcjonowania osadów w pobliskiej strefie i przetransportowania na krótkie odległości brekcji kohezyjnie z zawiesiną węglanowo-ilastą.

Powyżej znajdują się wapienie ooidowe oraz flotston onkoidowo-bioklastyczny. W większości onkoidów znajdują się bioklasty ramienionogów, szkarłupni, otwornic, slimaków i małżoraczków. Lokalnie występują rudstoni bioklastyczne tworzące zlepy muszlowe, będące wynikiem sedymentacji sztormowej (tempeptykowej).

Na głęb. 137,8 m stwierdzono madston dysmikrytowy, zawierający ok. 30% dolosparu o średnicy 0,01–0,05 mm oraz pojedyncze ziarna kwarcu i łuseczki muskowitu.

W stropie profilu znajduje się wakston i madston bioklastyczny, wzbogacone w piryt framboidalny, drobne impre-

gnacje fauny pirytem oraz strzępki zwęglonych roślin. Wśród fauny występują małże, ramienionogi, szkarłupnie, otwornice oraz lokalnie serpule.

Jacek KASIŃSKI

## PALEOGEN I NEOGEN

### PALEOGEN

Osady paleogenu występują w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2 na głęb. 86,0–101,0 m, osiągając miąższość 15,0 m. Są to osady **formacji mosińskiej górnej** (Ciuk, 1970).

Osady formacji mosińskiej górnej występują na znacznych obszarach Polski północnej, środkowej i wschodniej (Piwocki i in., 2004). Osady te stanowią zapis transgresji morskiej, na co wskazuje powszechnie występująca w ich spągu charakterystyczna warstewka różnoziarnistego piasku kwarcowo-glaukonitowego, szarozielonego z domieszką drobnego żwiru kwarcowego, lidytu i łupków kwarcytowych (tzw. „fa-

solka oligoceńska”) i kongrecjami fosforytowymi. Wyżej leżą bardzo drobnoziarniste i pylaste piaski kwarcowo-glaukonitowe, zielone i szarozielone, z dużą domieszką muskowitu, miejscami nieco wapniste. W stropowej części profilu występują przeławiczenia mułków i mułków piaszczystych, szarych i szarozielonych z muskowitem i glaukonitem.

W otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2 występują osady odpowiadające typowemu profilowi wyższej części formacji mosińskiej dolnej.

### NEOGEN

Utwory neogenu występujące w otworach odwierconych w rejonie Brześcia Kujawskiego (IG 1, IG 2 i IG 3) można zaliczyć do trzech formacji.

Utwory **formacji krajeńskiej** (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) występują w otworach Brześć Kujawski IG 2 i IG 3. Strop formacji zalega na głęb. 61,0–65,0 m (średnio 63,0 m), a jej miąższość waha się w granicach 21,0–36,0 m, wynosząc średnio 28,5 m. W otworze Brześć Kujawski IG 1 utwory formacji krajeńskiej prawdopodobnie zostały usunięte przez erozję poprzedzającą sedymentację formacji adamowskiej, która osiąga tam niezwykle dużą miąższość.

Osady formacji krajeńskiej występują na obszarze Polski zachodniej i północnej (Piwocki i in., 2004), obejmując Ziemię Lubuską, północną Wielkopolskę, Pomorze i północną część Kujaw. Typowe profile tej formacji opisano w rejonie Złotowa. Pod względem stratygraficznym osady formacji krajeńskiej należą do miocenu dolnego i reprezentują poziomy mikroflorystyczne: III – *Arecipites parareolatus*, IV – *Ulmipollenites* i V – *Quercoidites henrici* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997).

Na obszarze stratotypowym, profil formacji krajeńskiej budują drobnoziarniste i mułkowate piaski kwarcowe szare i brunatne, z domieszką muskowitu i rozproszonym pyłem węglowym, często z wkładkami szarobrunatnych mułków i mułków piaszczystych ze znaczną domieszką muskowitu. W dolnej części profilu występują lokalnie pakiety piasków średnioziarnistych z pojedynczymi ziarnami żwiru kwarcowego. Piaski formacji krajeńskiej są zazwyczaj warstwowane przekątnie, miejscami ich warstwowanie ma charakter gradacyjny. W osadach występują skamieniałości śladowe typu *Ophiomorpha nodosa* Lungren oraz drobne korzenie roślin.

W górnej części profilu powszechnie występuje kilka warstw atrytowego węgla brunatnego, często zapiaszczonego, stanowiących ekwiwalent sedymentacyjny II pokładu lużyckiego, których sumaryczna miąższość przekracza miejscami 12 m.

W rejonie Brześcia Kujawskiego osady formacji krajeńskiej są wykształcone w sposób typowy. W otworze IG 2 stwierdzono występowanie dwóch pokładów węgla brunatnego o miąższości 0,5 i 1,0 m (w otworze Brześć Kujawski IG 3 ich ekwiwalent sedymentacyjny stanowią poziomy mułków węglistych), wskazujące, że jest to górna część profilu formacji krajeńskiej.

W omawianym rejonie osady formacji krajeńskiej reprezentują środowisko rzeczne, w górnej części profilu periodycznie zastępowane przez liomnotelmacyjne. Ku zachodowi coraz wyraźniej zaznaczają się periodyczne wpływy morskie, powodujące zmianę środowiska sedymentacji na brakiczne.

Utwory **formacji adamowskiej** (Ciuk, 1967, 1970) występują we wszystkich omawianych otworach wiertniczych, a ich strop znajduje się na głęb. 22,5–47,5 m (średnio 31,7 m). Miąższość formacji waha się w granicach 13,5–51,0 m, wynosząc średnio 35,7 m.

Osady formacji adamowskiej są znane niemal na całym obszarze występowania miocenu na Niżu Polskim (Piwocki i in., 2004). Typowe profile formacji zostały opisane z okolic Turka (Czarnik, 1972). Pod względem stratygraficznym utwory formacji adamowskiej należą do miocenu środkowego i odpowiadają poziomom mikroflorystycznym VI – *Troicopolipollenites megaexactus* i VII – *Iteapollis angustiporatus* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997).

Na obszarze stratotypowym profil formacji adamowskiej rozpoczyna poziom żwirów kwarcowo-piaskowcowych, na

którym leży seria piaszczysto-mułkowa, składająca się z czterech kolejnych cykli sedymentacyjnych o ziarnie malejącym ku górze. Dolny człon każdego cyklu stanowią drobnoziarniste piaski kwarcowo-muskowitowe, przeważnie białe, ku górze przechodzące w sposób ciągły kolejno w piaski mułkowane, mułki piaszczyste i mułki. Najwyższym ogniwem każdego cyklu jest niezbyt gruby poziom mułku zawęglonego o barwie brunatnej, często z okruchami węgla i drobnymi uwęglonymi ksyliami. W odkrywkach kopalń węgla brunatnego i odsłonięciach naturalnych obserwowano warstwowania przekątne gradacyjne, warstwowania zmarszczkowe i ślady kropel deszczu (Morawiecki, Rutkowski, 1957; Osijuk, 1979). Na znacznych obszarach osady drobnopiaszczyste zdecydowanie dominują nad innymi elementami profilu. W górnej części utworów formacji adamowskiej lokalnie występują liczne rozgałęzione ksylicy, stanowiące pozostałości systemu korzeniowego lasu bagiennego rozwijającego się podczas sedymentacji leżących wyżej utworów formacji poznańskiej.

W rejonie Brześcia Kujawskiego osady formacji adamowskiej są wykształcone raczej w sposób typowy. Najpełniejszy profil, obejmujący trzy cykle sedymentacyjne, opisano w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 1, gdzie miąższość tej formacji jest największa. Monotonną serię mułków węglistych z otworu IG 3, gdzie profil jest najbardziej zredukowany, należy zapewne interpretować jako górny człon pojedynczego cyklu.

Osady formacji adamowskiej powstały w środowisku rzeczonym w klimacie raczej suchym, charakteryzującym się częstymi przerwami w sedymentacji, o czym świadczą różnej rangi luki sedymentacyjno-erozyjne na granicach cykli.

Utwory **formacji poznańskiej** (Dyjur, 1970), powszechnie znane jako „iły poznańskie”, występują w otworach Brześć Kujawski IG 2 i IG 3. Strop formacji zalega na głęb. 19,5–26,0 m (średnio 22,75 m), a jej miąższość waha się w szerokich granicach 3,0–21,5 m, wynosząc średnio 12,2 m.

W otworze Brześć Kujawski IG 1 utwory formacji poznańskiej zostały w całości usunięte przez erozję plejstocenską.

Osady formacji poznańskiej występują na znacznym obszarze Nizżu Polskiego (Piwocki i in., 2004), od Ziemi Lubuskiej na zachodzie po Półwysep Sambijski na wschodzie. Typowe profile tej formacji opisano w rejonie Poznania. Pod względem stratygraficznym osady formacji poznańskiej należą do miocenu górnego i pliocenu dolnego; reprezentują one poziomy mikroflorystyczne: VIII – *Celtipollenites verus*, IX – *Tricolporopollenites pseudocingulum*, X – *Nyssapollenites* i XI – *Betulaepollenites*–*Cyperaceapollis*, XII – *Carpinipites*–*Juglandaceae* i XIII – *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997).

W dolnej części profilu formacji poznańskiej występuje I środkowopolski pokład węgla brunatnego wraz z nadległym kompleksem iłów i mułków węglistych barwy ciemnoszarej (ogniwo iłów szarych). Wyższa część profilu jest reprezentowana przez grubą serię mułków i mułków piaszczystych szaroniebieskich i pstrych, z wkładkami iłów, mułków ilastych i drobnoziarnistych piasków kwarcowych (ogniwo wielkopolskie).

Cienką serię ciemnoszarych iłów węglistych z otworu Brześć Kujawski IG 2 należy uznać za wyższą część ogniwa iłów szarych – wyżej leżące ogniwo wielkopolskie zostało tu zapewne w całości usunięte przez erozję plejstocenską. Osady formacji poznańskiej z otworu Brześć Kujawski IG 3 wydają się należeć do ogniwa wielkopolskiego.

Formacja poznańska powstała na obszarze rozległych równi aluwialnych, w początkowym okresie sedymentacji zabagnionych, początkowo w wilgotnym klimacie ciepłoumiarkowanym, sprzyjającym obfitej wegetacji. W późniejszym okresie w miarę osuszania i ochładzania klimatu produkcja materii fitogenicznej ustąpiła sedymentacji drobnoklastycznych utworów mineralnych, która miała miejsce nadal w środowisku o niskiej energii.



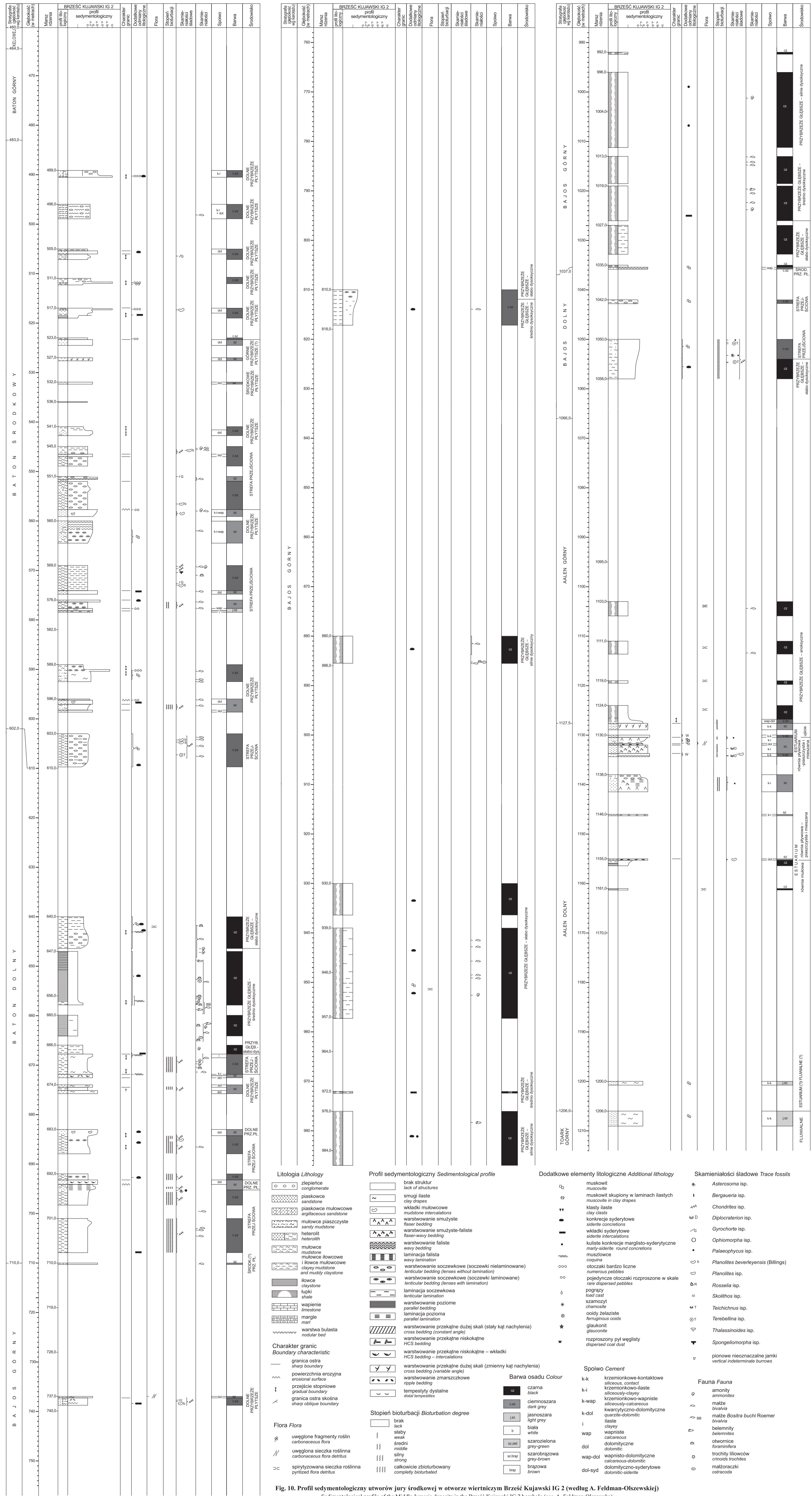


Fig. 10. Profil septymologyczny utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2 (według A. Feldman-Olszewskiej)

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

BRZEŚĆ KUJAWSKI IG 3

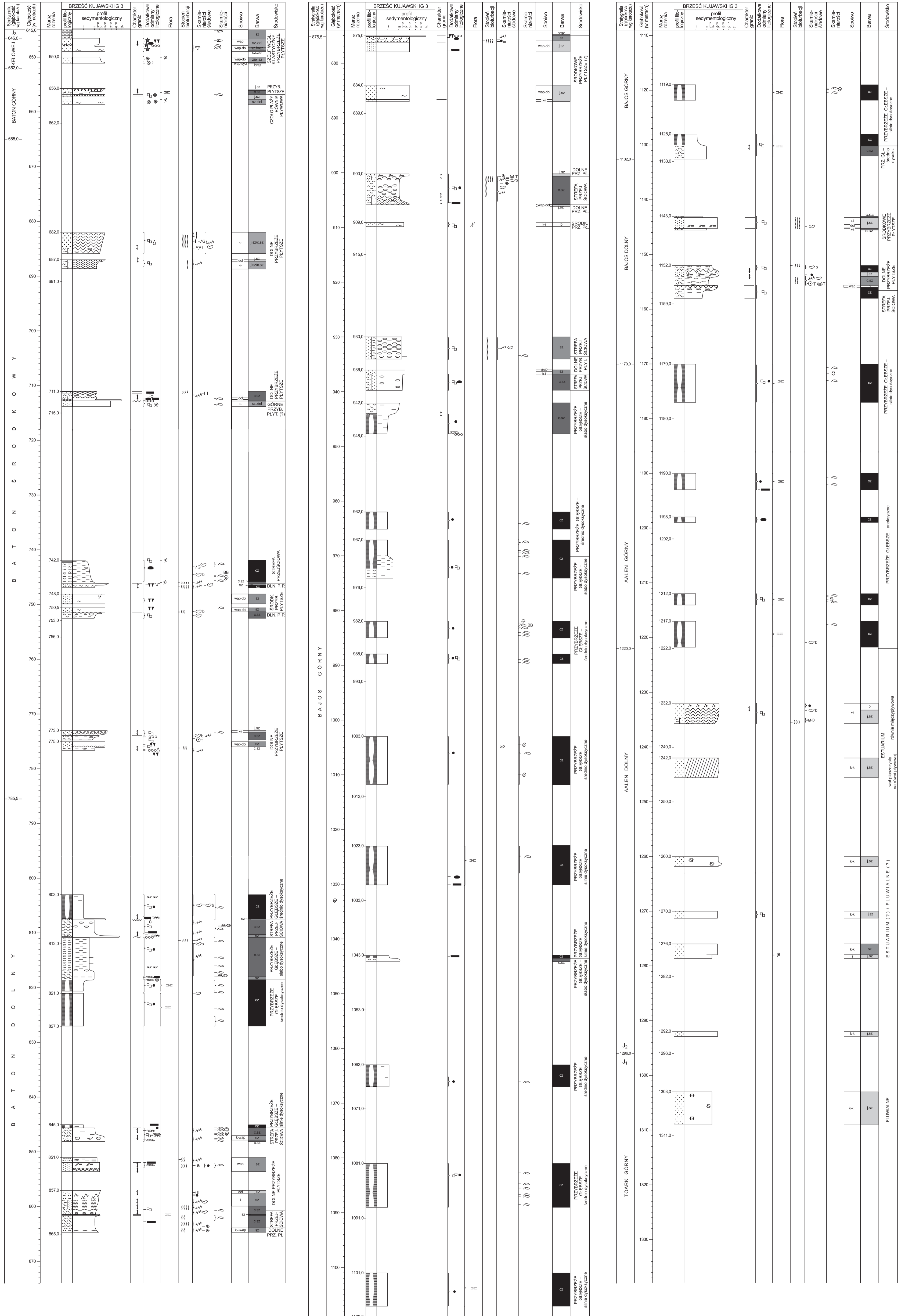


Fig. 11. Profil sedymentologiczny utworów jury środkowej z otworu wiertniczego Brześć Kujawski IG 3 (według A. Feldman-Olszewskiej)

Objaśnienia na figurze 10

Sedimentological profile of the Middle Jurassic deposits in the Brześć Kujawski IG 3 borehole (acc. A. Feldman-Olszewska)

For explanations see Figure 10