

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

OSADY SYLURU W PROFILU BYDGOSZCZ IG 1

Osady występujące na głębokości 5573,0–5616,0 m, reprezentujące prawdopodobnie sylur, wykształcone są jako iłowce z nielicznymi wkładkami mułowców oraz miejscami iłowce margliste. W niewielkim fragmencie nawierconych skał ła-
sto-mułowcowych (3,5 m rdzenia oraz próbki okruchowe) nie znaleziono fauny, która by pozwalała na jednoznaczne określe-
nie ich przynależności stratygraficznej. Stwierdzono tu jedynie obecność ramienionogów *Lingula* sp., fragmentów odcisków skorup małżów oraz łodzików, bez znaczenia stratygraficzne-
go. Według E. i H. Tomczyków (1990) osady te należą do sylu-
ru (?górnego) w związku z podobieństwem, litofacyjnym oraz
charakterem i sposobem zachowania szczątków organicznych,
do warstw rzepińskich w Górach Świętokrzyskich.

Próbka z głębokości 5600,0 m poddana została analizie
palinologicznej (Szczepanik, 1989). Na podstawie 3 wykona-
nych preparatów stwierdzono obecność bardzo zniszczonej
rozdrobnionej materii organicznej o prawie czarnej barwie,
będącej efektem silnego ogrzania skały. W preparatach pali-
nologicznych nie znaleziono akritarchów z wyjątkiem dwóch
sfer, należących prawdopodobnie do rodzaju *Leiosphaeridia*,
bez znaczenia stratygraficznego.

Z osadów sylurskich w otworze wiertniczym Bydgoszcz
IG 1 do badań geochemicznych bituminów i węglowodorów
wykorzystano dwie próbki ciemnoszarego mułowca z głębo-
kości 5600,0 oraz 5616,0 m (Rzepkowska, 1990). Zawartość
substancji organicznej wynosi w tych próbkach odpowiednio
0,9 oraz 1,0%. W próbce z głębokości 5600,0 m bituminy
występują w ilościach śladowych, w próbce pochodzącej
z głębokości 5616,0 m ilość ich wynosi 0,008%. Według
Rzepkowskiej (*op. cit*) są to bituminy w niewielkim stopniu
przeobrażone, zawierające 14% węglowodorów. W węgło-
wodorach nieznacznie przeważają związki aromatyczne nad
nasyconymi (stosunek n/a wynosi 0,8).

Osady wykazują silne deformacje tektoniczne, ich upady
sięgają miejscami 80°. Obecność zdyslokowanych utworów
syluru (?górnego) pod utworami dewonu środkowego prze-
mawia za obecnością kaledońskiego piętra strukturalnego
i dużej luki stratygraficznej obejmującej niższy dewon i być
może część syluru. Charakter osadów oraz stopień deformacji
tektonicznych w profilu Bydgoszcz IG 1 wykazują podobień-
stwo do profili strefy Koszalin–Chojnice.

DEWON

Elżbieta TURNAU

PALINOSTRATYGRAFIA

Uwagi wstępne

Badania palinostratygraficzne utworów środkowego i gór-
nego dewonu Pomorza Zachodniego prowadzone są od kilku-
dziesięciu lat. Ich wyniki przedstawiono w kilku publikacjach
i opracowaniach archiwalnych. Mało zróżnicowane taksono-
micznie zespoły spor najwyższego emsu lub dolnego–środko-
wego eiflu napotkano w spągowych partiach formacji jamień-
skiej i tucholskiej z otworów Jamno IG 1, Chojnice 5 i Polskie
Łąki PIG 1 (Turnau, Matyja, 2001). Palinostratygrafię utwo-

rów eiflu i dolnego–środkowego żywetu z wierceń w strefie
Koszalin–Chojnice przedstawiła Turnau (1995, 1996), a wy-
niki badań opartych na materiale ze wszystkich dostępnych
otworów, które nawierciły lub przebiły utwory środkowego
dewonu i franu, zebrano w opracowaniach archiwalnych
(Turnau, 2000, 2004). Ich część została w następnych latach
opublikowana (Turnau, 2007, 2008). Stratygrafia sporowa fa-
menu z okolic Rzeczenicy i Babilonu (strefa Koszalin–Choj-
nice) zostały przedstawione w pracach Turnau (1975, 1978,
1979), a wyniki z tego zakresu dotyczące utworów franu i fa-

menu z rejonu Kołobrzegu zostały opublikowane w artykułach Stempień-Sałek (1999, 2002). Sukcesje zespołów akritarch w górnym dewonie zostały scharakteryzowane przez Stempień-Sałek (1996).

Podział biostratygraficzny i korelacja utworów środkowego dewonu i franu omawianego obszaru zostały przeprowadzone przy zastosowaniu lokalnego podziału sporowego, który jest modyfikacją podziału dla Europy Wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993). Schemat dla obszaru pomorskiego powstał w dwu etapach, wcześniej obejmował on eifel górny i dolny?środkowy żywet (Turnau, 1995, 1996), a następnie został rozszerzony o poziomy górnego żywetu i dolnego?środkowego franu (Turnau, 2007, 2008).

Stratygrafia

W otworze Bydgoszcz IG 1 utwory dewonu zalegają na znacznej głębokości i skutkiem tego zawarta w osadzie materia organiczna jest silnie zmieniona termicznie. Oznacza to, że obecne w badanych próbkach spory są czarne, nieprzejrzyste, tylko nieliczne formy zachowują cechy umożliwiające oznaczenie do rodzaju, a niekiedy do gatunku (por. fig. 6). Lepiej zachowane, bo cienkościenne, są akritarchy i prazynofity, jed-

nak należące do nich taksony mają w większości długie zasięgi stratygraficzne i tym samym są mniej przydatne dla stratygrafii. Stąd wnioski biostratygraficzne przedstawione poniżej są ogólnikowe i słabo udokumentowane.

Analizy palinologiczne wykonano jedynie dla czterech próbek pochodzących z formacji chojnickiej i koczalskiej; próbka z głębokości 5160,0–5161,0 m (formacja chojnicka) nie zawierała oznaczalnych palinomorów. Niewielka ilość taksonów, które udało się oznaczyć dla pozostałych próbek (por. tab. 1, fig. 6), nie pozwala na wyróżnienie konkretnych jednostek biostratygraficznych, a jedynie na szerokie określenie piętra. Najniższa z próbek, reprezentująca formację chojnicką, zawierała nieliczne spory należące do rodzaju *Geminospora* lub *Aneurospora* (lub do obydwu taksonów), można zatem wnioskować, że utwory, z których pochodzi, nie są starsze niż żywet. Dwie wyższe próbki, pochodziły z formacji chojnickiej i koczalskiej. Obydwie zawierały m. in. gatunki znane z żywetu i franu (*Geminospora lemurata* i *Samarisporites triangulatus*). Węższy zasięg ma *S. triangulatus*; jego pierwsze pojawienie określa dolną granicę poziomu „*Geminospora*” *extensa*, podpoziomu Ex 3 (środkowy żywet, poziom konodontowy *ansatus* – por. Turnau, Narkiewicz, 2011). Po raz ostatni gatunek ten występuje w dolnym (Avk-

Tabela 1

Rozprzestrzenienie taksonów spor, akritarch, prazynofitów i alg cenobialnych w osadach formacji chojnickiej i koczalskiej w profilu otworu Bydgoszcz IG 1

Distribution of spores, acritarchs, prasinophytes and coenobial algae in the Chojnice and Koczała formations from the Bydgoszcz IG 1 borehole

Otwór wiertniczy	Bydgoszcz IG 1		
Formacja	chojnicka	koczalska	
Głębokość [m]	5227,0–5228,0	5202,0–5203,0	4865,0–4866,0
Poziom/podpoziom sporowy	?	w zakresie Ex 3–Rad	
Piętro	żywet? fran?	fran (?)	
Spory			
<i>Aneurospora/Geminospora</i>	×		
<i>Aneurospora</i> sp.		×	
<i>Ancyrospora</i> sp.		×	
<i>Ancyrospora</i> ex gr. <i>incisa</i>		×	×
<i>Calypptosporites</i> sp.		×	
<i>Geminospora lemurata</i> Balme emend. Playford		×	×
<i>Geminospora aurita</i> Arkhangelskaya		?	
<i>Hystricosporites</i> sp.		×	×
<i>Leiotriletes</i> sp.		×	
<i>Retusotriletes rotundus</i> Streel emend. Lele et Streel		×	×
<i>Samarisporites triangulatus</i> Allen		×	×
<i>Apiculiretusispora</i> sp.			×
<i>Aneurospora greggsi</i> (McGregor) Streel			×

Tabela 1 cd.

Otwór wiertniczy	Bydgoszcz IG 1	
	chojnicka	koczalska
Głębokość [m]	5227,0–5228,0	5202,0–5203,0
Poziom/podpoziom sporowy	?	w zakresie Ex 3–Rad
Piętro	żywet? fran?	fran (?)
Fitoplankton		
<i>Veryhachium europaeum</i> Stockmans et Willière		×
<i>Cymatiosphaera chelina</i> Wicander et Loeblich		×
<i>Cymatiosphaera perimembrana</i> Staplin		×
<i>Daillydium pentaster</i> (Staplin) Playford		×
<i>Gorgonisphaeridium</i> sp.		×
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	×	×
<i>Musivum gradzinskii</i> Wood et Turnau		×
<i>Michrystidium stellatum</i> Deflandre		×
<i>Navifusa baccilla</i> (Deunff) Playford		×
<i>Polyedrixium evolutum</i> Deunff		×
<i>Stellinium micropolygonale</i> (Stockmans et Willière) Playford		×
<i>Stellinium</i> sp.		×
<i>Tornacia sargeanti</i> Stockmans et Willière		×
<i>Veryhachium trispinosum</i> (Eisenack) Stockmans et Willière		×
<i>Veryhachium polyaster</i> Staplin		×
<i>Veryhachium</i> sp.		×

chimovitch i in., 1993) lub środkowym (Richardson, McGregor, 1986) franie. Na Pomorzu ostatnie występowanie *S. triangulatus* notowano w poziomie sporowym franu *Membraculisporis radiatus*–*Tholisporites densus* (RD) (Stempień-Szałek, 1999, 2002), obejmującym utwory korelowane z poziomami konodontowymi w zakresie górny *hassi*–dolny *rhenana* (Matyja, 1993). A zatem, zespoły spor z formacji chojnickiej i koczalskiej reprezentują poziomy sporowe w zakresie Ex 3 do Rad (por. Turnau, 2008, tab. 1). Opierając się na korelacji litostratygraficznej (Matyja, 2006), można by spekulować, że zespół z głębokości 5202,0–5203,0 m reprezentuje poziom *Geminospira aurita* (Aur) górnego żywetu.

W próbce z formacji koczalskiej, oprócz spor występuje dość zróżnicowany taksonomicznie fitoplankton (fig. 6). Obecne tu gatunki akritarch i prazynofitów mają długie zasięgi stratygraficzne obejmujące co najmniej żywet i fran. Jedynie *Tornacia sargeanti* nie jest znana z żywetu, pojawia się u podstawy franu (Molyneux i in., 1996; Le Hérissé i in., 2000). Płynący stąd wniosek, że warstwy, z których pochodzi wspomniany zespół, należą do franu, należy uznać za słabo udokumentowany, mamy tu do czynienia z jedynym egzemplarzem, któremu nie towarzyszą inne formy charakterystyczne dla franu (*Unnelium*, *Villosacapsula*). W omawianej próbce dość licznie występują glony cenobialne *Musivum gradzinskii*. Gatunek ten jest znany z żywetu Gór Świętokrzyskich i dewonu środkowego Lubelszczyzny (Wood, Turnau, 2001). Na Pomorzu takson

ten jest dość rzadko spotykany, jego obecność notowano w formacji tucholskiej (Tuchola IG 1), silneńskiej (Chojnice 5) i wyszebońskiej (Koczala 1), w zespołach reprezentujących żywet. Natomiast zespół akritarch i prazynofitów z omawianej próbki jest w swoim składzie podobny do tych znanych z formacji koczalskiej, z otworów Koczala 1 i Polskie Łąki PIG 1. Fitoplankton ten występuje tam w asocjacji ze sporami reprezentującymi poziom *Tholisporites densus* (Den), należący do franu (*falsiovalis*–*hassi*, por. Matyja, 2009, fig. 14; Turnau, Narkiewicz, 2011). Wspomniane podobieństwo wskazuje przede wszystkim na obecność tej samej lub podobnej facji, a niekoniecznie dotyczy korelacji wiekowej. Natomiast, biorąc pod uwagę dotychczasowe datowania jednostek litostratygraficznych (Matyja, 2006), można spekulować, że zespół z formacji koczalskiej może reprezentować poziom *Tholisporites densus* (Den) lub *Membraculisporis radiatus* (Rad) należące do franu.

Palinofacje

Zbadane próbki reprezentują dwie różne palinofacje. Reszdu organiczne z formacji chojnickiej dominowane są przez detrytus oraz spory roślin lądowych, co wskazuje na obecność środowiska płytkiego, przybrzeżnego. Dość zróżnicowany zespół akritarch i prazynofitów z próbki z formacji koczalskiej jest charakterystyczny dla środowiska otwartego szelfu (por. Molyneux i in., 1996).

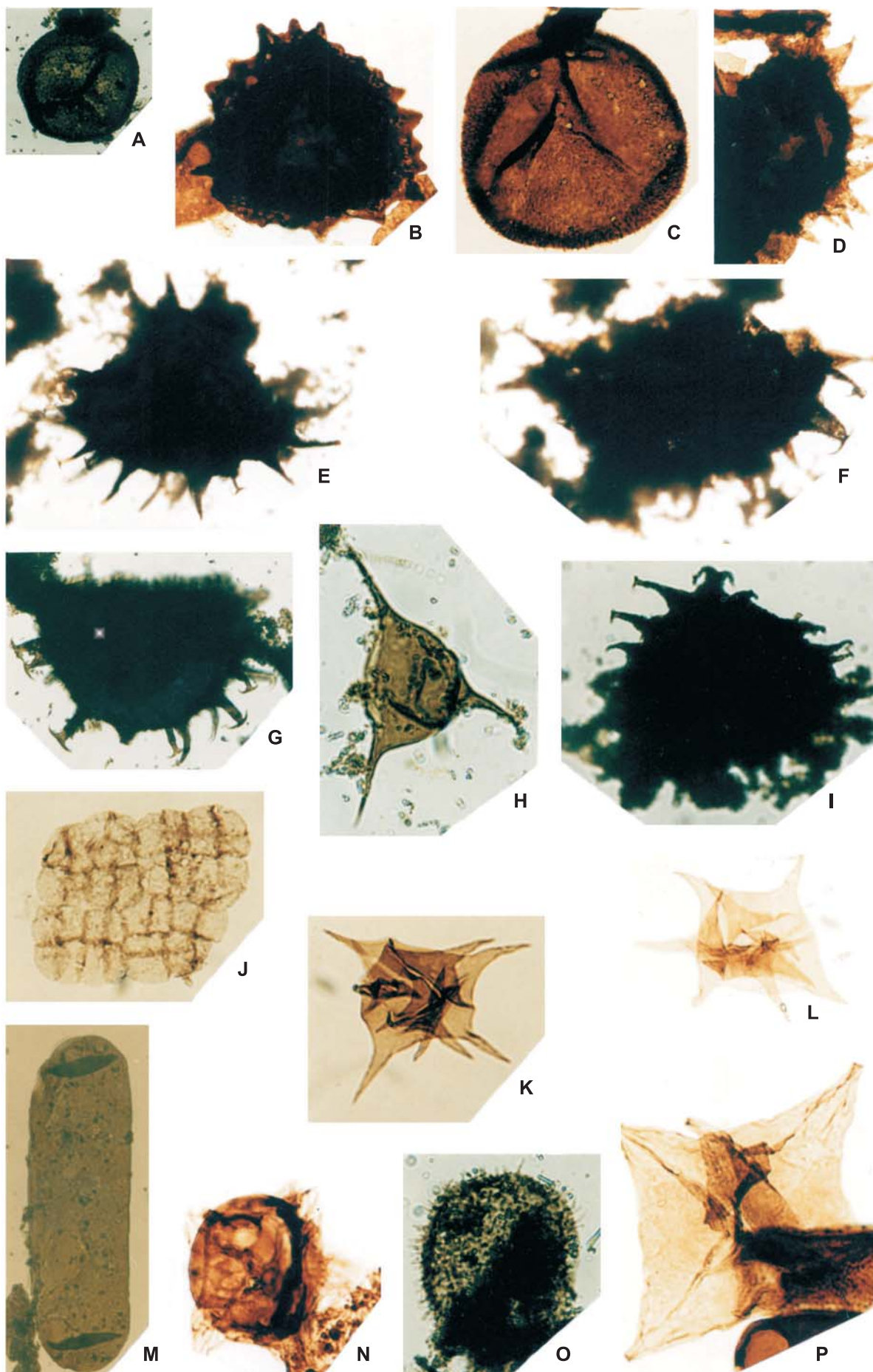


Fig. 6. Spory i fitoplankton żywetu i franu (?) z profilu Bydgoszcz IG 1

A – ?*Aneurospora*, ?*Geminospora*, głęb. 4865–4866 m; B – ?*Ancyrospora*, głęb. 4865–4866 m; C – *Apiculiretusispora* sp., głęb. 4865–4866 m; D, I – *Ancyrospora* ex gr. *incisa*, głęb. 4865–4866 m; E – *Ancyrospora* sp., głęb. 4865–4866 m; F – *Ancyrospora* sp., głęb. 5202–5203 m; G – *Hystricosporites* sp., głęb. 5202–5203 m; H – *Veryhachium trispinosum*, głęb. 4865–4866 m; J – *Musivum gradzinskii*, głęb. 4865–4866 m; K, L – *Veryhachium polyaster*, głęb. 4865–4866 m; M – *Navifusa baccilla*, głęb. 4865–4866 m; N – *Daillydium pentaster*, głęb. 4865–4866 m; O – *Gorgonisphaeridium* sp., głęb. 4865–4866 m; P – *Stellinium* sp.; A–G, I ×450; H, J–P ×1000

Givetian and Frasnian (?) spores and phytoplankton from Bydgoszcz IG 1 section

A – ?*Aneurospora*, ?*Geminospora*, depth 4865–4866 m; B – ?*Ancyrospora*, depth 4865–4866 m; C – *Apiculiretusispora* sp., depth 4865–4866 m; D, I – *Ancyrospora* ex gr. *incisa*, depth 4865–4866 m; E – *Ancyrospora* sp., depth 4865–4866 m; F – *Ancyrospora* sp., depth 5202–5203 m; G – *Hystricosporites* sp., depth 5202–5203 m; H – *Veryhachium trispinosum*, depth 4865–4866 m; J – *Musivum gradzinskii*, depth 4865–4866 m; K, L – *Veryhachium polyaster*, depth 4865–4866 m; M – *Navifusa baccilla*, depth 4865–4866 m; N – *Daillydium pentaster*, depth 4865–4866 m; O – *Gorgonisphaeridium* sp., depth 4865–4866 m; P – *Stellinium* sp.; A–G, I ×450; H, J–P ×1000

←

Hanna MATYJA

STRATYGRAFIA I UWAGI O WYKSZTAŁCENIU FACJALNYM SERII WĘGLANOWYCH ŻYWETU I DOLNEJ CZĘŚCI FRANU W PROFILU BYDGOSZCZ IG 1

Litostratygrafia

Pierwszy i główny podział osadów dewońskich obszaru Pomorza Zachodniego na nieformalne jednostki litostratygraficzne, kompleksy, został zaproponowany przez R. Dadleza (1978). Nieco później Miłaczewski (1979, 1986) wprowadził do tego schematu jednostkę nazwaną kompleksem ze Studnicy, którą uznał za najstarszą dewońską jednostkę litostratygraficzną na tym obszarze. Matyja (1993, 1998, 2004, 2007, 2008, 2009) na podstawie szeroko zakrojonych badań stratygraficznych zdefiniowała wyróżnione wcześniej jednostki litostratygraficzne, nadała im rangę i uporządkowała ich nazewnictwo, a także wyróżniła kilka nowych jednostek w randze ogniw.

Analiza litologiczna osadów dewońskich, połączona z analizą biostratygraficzną na podstawie konodontów i palinomorf (Turnau, 1978, 1979, 1995, 1996, 2007, 2008; Matyja, 1993, 1998, 2008; Turnau, Matyja, 2001; Matyja, Turnau, 2008), pozwoliła na ustalenie wzajemnej pozycji wszystkich jednostek litostratygraficznych dewonu Pomorza w profilu stratygraficznym, a także uporządkowanie ram czasowych dewońskiej klasyfikacji litostratygraficznej (Matyja, 2006, 2009).

Wyróżnione jednostki litostratygraficzne dewonu obszaru Pomorza Zachodniego charakteryzują dwa regiony, północno-wschodni i południowo-zachodni, odpowiadające dwóm bardzo ogólnie zarysowanym strefom facjalnym, których przebieg jest zgodny z naturalnym upadem depozycyjnym w zbiorniku sedymentacyjnym (por. Matyja, 2006, 2009).

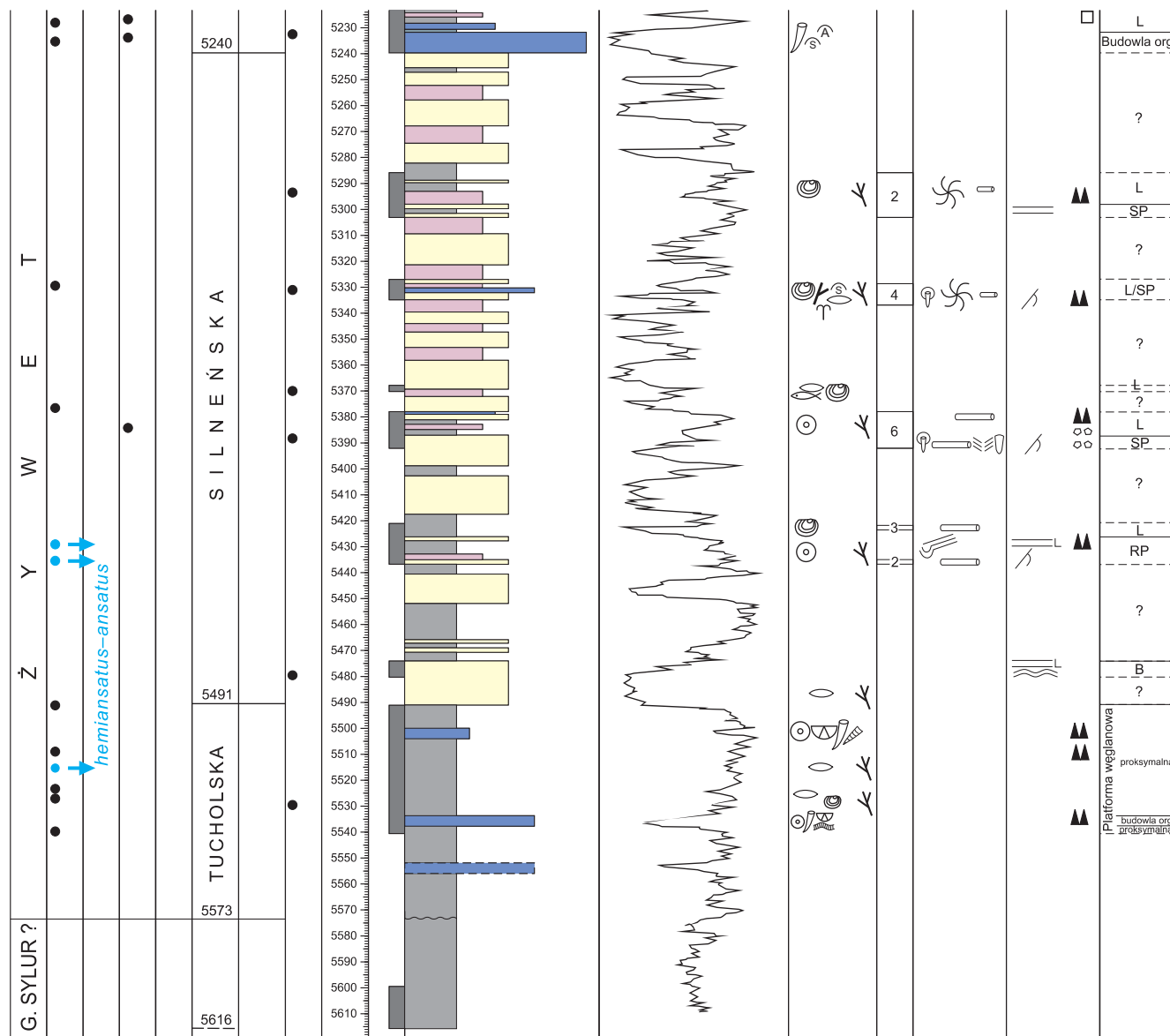
Region północno-wschodni (i odpowiadająca mu płytsza strefa facjalna) jest położony w pobliżu kratonu wschodnio-europejskiego, a jego obecna północno-wschodnia granica nie

jest naturalną granicą zasięgu pomorskiego basenu sedymentacyjnego, a jedynie granicą tektoniczno-erozyjną.

Region południowo-zachodni (i odpowiadająca mu relatywnie głębsza strefa facjalna), jest położony na południowy zachód od tego pierwszego regionu i obejmuje obszar rozciągający się na zachód od Kołobrzegu w części północno-zachodniej, a w części południowo-wschodniej – na południowy zachód od profilu Babilon 1, Człuchów IG 1, Tuchola IG 1, Chojnice 2, 4, 5 oraz w okolicach profilu Bydgoszcz IG 1, Unisław IG 1, IG 2, Unisław 2 czy Wąldowo Królewskie 1 (fig. 3; por. Matyja, 2009 – fig. 1). Warto jednak podkreślić, że wyznaczenie granicy między regionami północno-wschodnim i południowo-zachodnim Pomorza, odzwierciedlającej różnice facjalne między nimi w ciągu całego dewonu, a tym bardziej jednoznaczne wskazanie jej na mapkach facjalnych (por. Matyja, 2009 – fig. 5–15), ze względu na niekompletność i przypadkowość posiadanych danych geologicznych, byłoby wysoce hipotetyczne. Taki stan rzeczy jest spowodowany z jednej strony skomplikowaną historią tektoniczną obszaru pomorskiego i związanymi z nią zdarzeniami erozyjnymi, które doprowadziły do usunięcia bądź zatarcia istotnych z punktu widzenia historii facjalnej informacji geologicznych, z drugiej zaś wynika z jakości danych pochodzących z przypadkowo rozmieszczonych na tym obszarze profili wiertniczych.

Analizowany profil Bydgoszcz IG 1, jak wspomniano wyżej, położony jest w facjalnym regionie południowo-wschodnim. Poniżej ograniczono się jedynie do ogólnej charakterystyki jednostek litostratygraficznych znanych z tej części obszaru pomorskiego, a stwierdzonych w profilu Bydgoszcz IG 1. Poczynając od najstarszych, są to formacje: tucholska, silneńska, chojnicka i koczańska (por. fig. 7, 8).

↓



Objaśnienia na stronie 60; skróty klastycznych systemów depozycyjnych jak w tabeli 2

For explanations see page 60; abbreviations of some clastic depositional systems as in [Table 2](#)

Objaśnienia do fig. 7

Explanation for Fig. 7

Litologia
Lithology

	wapienie i margle limestones and marls
	piaskowce sandstones
	mułowce mudstones
	iłowce claystones
	dacyt dacite

Organoklasty

Skeletal grains and phytoclasts

	szczątki roślin plant remains
	stromatoporoide masywne massive stromatoporoids
	stromatoporoide tabularne tabular stromatoporoids
	stromatoporoide gałzkowe (amfipory) cylindrical-dendroid stromatoporoids (mainly <i>Amphipora</i>)
	korallowce coral groups
	głownogi cephalopods
	tentakulitoidy tentaculitoids
	Phyllopora
	małżoraczki ostracods
	mszywioly bryozoans
	brachiopody brachiopods
	trochity crinoid stem plates
	szczątki ryb fish fragments

Skamieniałości śladowe
Trace fossils

	<i>Teichichnus rectus</i>
	<i>Planolites montanus</i>
	<i>Planolites beverleyensis</i>
	<i>Monocraterion</i> isp.
	<i>Bergaueria major</i>
	<i>Spirophyton</i> isp.
	struktury uciezki organizmu escape structures
n.b.f.	nieoznaczalne bioturbacje żerowiskowe non described feeding bioturbations

Struktury sedimentacyjne
Sedimentary structures

	przekątna laminacja riplemarkowa ripple cross lamination
	warstwowanie poziome horizontal bedding
	laminacja pozioma horizontal lamination
	laminacja smużysta flaser lamination
	laminacja falista wave lamination

Stratygrafia
StratigraphyCHRONOSTRATYGRAFIA
Chronostratigraphy

Matyja (2004), Turnau (2004)

BIOSTRATYGRAFIA
Biostratigraphy

Matyja (2004), Turnau (2004)

LITOSTRATYGRAFIA
Lithostratigraphy

Miłaczewski (1990)

Matyja (2004), poprawione – modified

Minerały i litoklasty
Minerals and lithoclasts

	piryt pyrite
	syderyty siderites
	klasty mułowcowe lub iłowcowe mudstone or claystone clasts

Środowiska sedimentacji klastycznej
Clastic environments

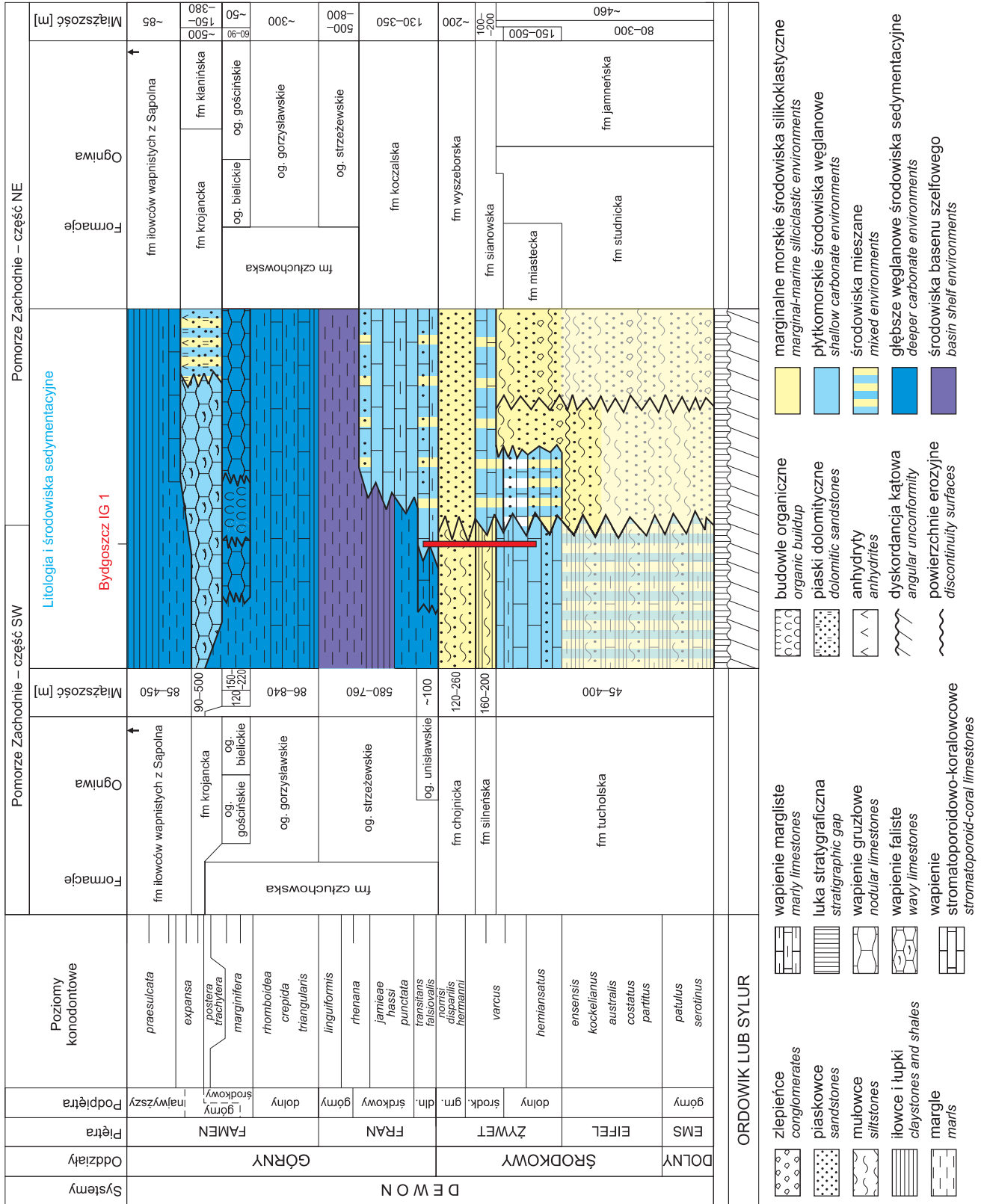
L	laguna lagoon
SP	stożki przelewowe overwash fans
RP	równia pływowa tidal flat
B	bariera barrier

Wskaźnik bioturbacji
Indices of bioturbation

0	brak no bioturbation recorded
1	sporadycznie sporadic
2	nieliczne sparse
3	liczne numerous
4	bardzo liczne very numerous
5	intensywne intensive
6	całkowita bioturbacja osadów totally bioturbation of deposits

Fig. 8. Jednostki litostratygraficzne dewonu i schemat ich czasowego i przestrzennego rozmieszczenia w basenie pomorskim; od stref brzegowych (NE) do centralnych partii basenu (SW) (Matyja, 2009, zmienione)

Devonian lithostratigraphic units and the pattern of their spatial and temporal relationships in the Pomeranian Basin from the basin margin (NE) through to the central part of the basin (SW) (Matyja, 2009, modified)



ORDOWIK LUB SYLUR

Formacja tucholska złożona jest z ciemnoszarych margli i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (często tworzących niewielkie budowle organiczne), wapieni i margli z *Bornhardtina*, czarnych wapieni z onkolitami, a także z ciemnoszarych iłowców wapnistych zawierających szczątki roślinne, małżoraczki i liścionogi, przeławicających się z cienkimi warstewkami syderytów i sporadycznie z cienkimi poziomami laminitów, oraz z podrzędnie występujących piaskowców i mułowców. Formacja została rozpoznana tylko w profilach między Tucholą a Bydgoszczą, spoczywając tam niezgodnie na ordowiku (Chojnice 5) lub sylurze (profil Bydgoszcz IG 1).

W profilu Bydgoszcz IG 1 dominującą litofacją w obrębie formacji tucholskiej są iłowce margliste, margliste wapienie bio-

mikrytowe frakcji kalkarenitów bogate w szczątki szkarłupni i mniej liczne ramienionogi (zarówno zawiasowe, jak i bezzawiasowe) oraz małżoraczki, a także pojedyncze konodonty. Wapienie te zawierają również domieszkę kwarcu detrytycznego frakcji aleurytowej. Inną odmianą są margliste wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z mszywiolami (fig. 9A, B).

Mięższość formacji tucholskiej w profilu Chojnice 5 wynosi nieco ponad 200 m, w profilu Tuchola IG 1 ponad 350 m (niekompletna), natomiast w profilu Bydgoszcz IG 1 ponad 80 m, a w profilu Polskie Łąki PIG 1 niewiele ponad 45 m.

Spągowe partie osadów dewońskich, które przypisano formacji tucholskiej na obszarze pomorskim, mogą w niektórych profilach reprezentować najwyższy ems i dolny-środkowy

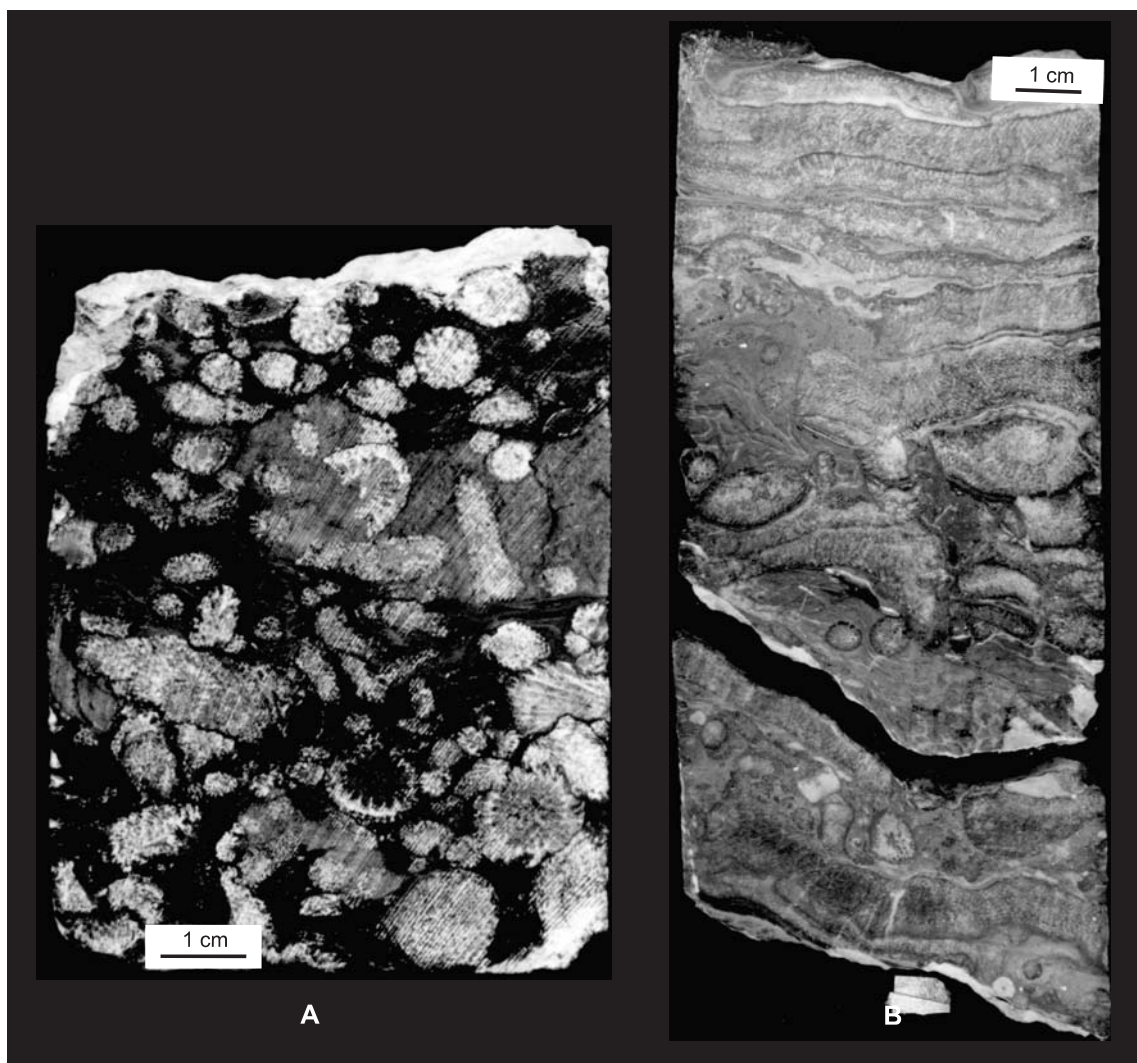


Fig. 9. Formacja tucholska, żywet

A – marglisty pakston przepełniony osobniczymi koralowcami *Rugosa* oraz gałązkowymi *Tabulata*, głęb. 5530,0 m; **B** – wapień organogeniczny złożony głównie z laminarnych stromatoporoidów, poza tym *Tabulata*, mszywioly i trochity, głęb. 5528,3 m

Tuchola Formation, Givetian

A – marly coral packstone with *Rugosa* and *Tabulata*, depth 5530.0 m; **B** – laminar stromatoporoid limestone with *Tabulata*, bryozoans, and crinoid ossicles, depth 5528.3 m

eifel (Turnau, Matyja, 2001), zaś stropowe partie formacji tucholskiej należą już do dolnych części żywetu środkowego.

W profilu Bydgoszcz IG 1 datowania biostratygraficzne całej żyweckiej części profilu są słabe, wynika z nich jednak, że wprost na osadach syluru leżą osady reprezentujące już wyższą, żywecką część formacji tucholskiej.

Formację silneńską charakteryzują ciemnoszare iłowce, często wapniste, zawierające liczne, cienkie wkładki syderytów i konglomeraty pirytu, faunę liścionogów i małżoraczków oraz szczątki roślinne, sporadycznie trafiają się konodonty. Iłowce przeławicają się z wapnistymi piaskowcami kwarcowymi oraz z mułowcami, nieliczne i cienkie są wkładki wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych, wapieni piaszczystych bądź margli piaszczystych. Zdarzają się również ławice wapieni organodetrytycznych, charakteryzujące się obecnością powierzchni erozyjnej w spągu i frakcjonalnym warstwowaniem, prawdopodobnie pochodzenia sztormowego.

W profilu Bydgoszcz IG 1 formację silneńską charakteryzują litofacje piaszczyste, mułowcowe i ilaste (por. fig. 7). Piaskowce reprezentowane są na ogół przez drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste piaskowce kwarcowe o skąpych spoiwach ilastych bądź wapnistych. Mułowce reprezentowane są przez dość dobrze wysortowane odmiany, charakteryzujące się obfitym cementem wapnistym. Relatywnie rzadko występują wkładki marglistych wapieni stromatoporoidowych z mszywiolami (fig. 10A, B).

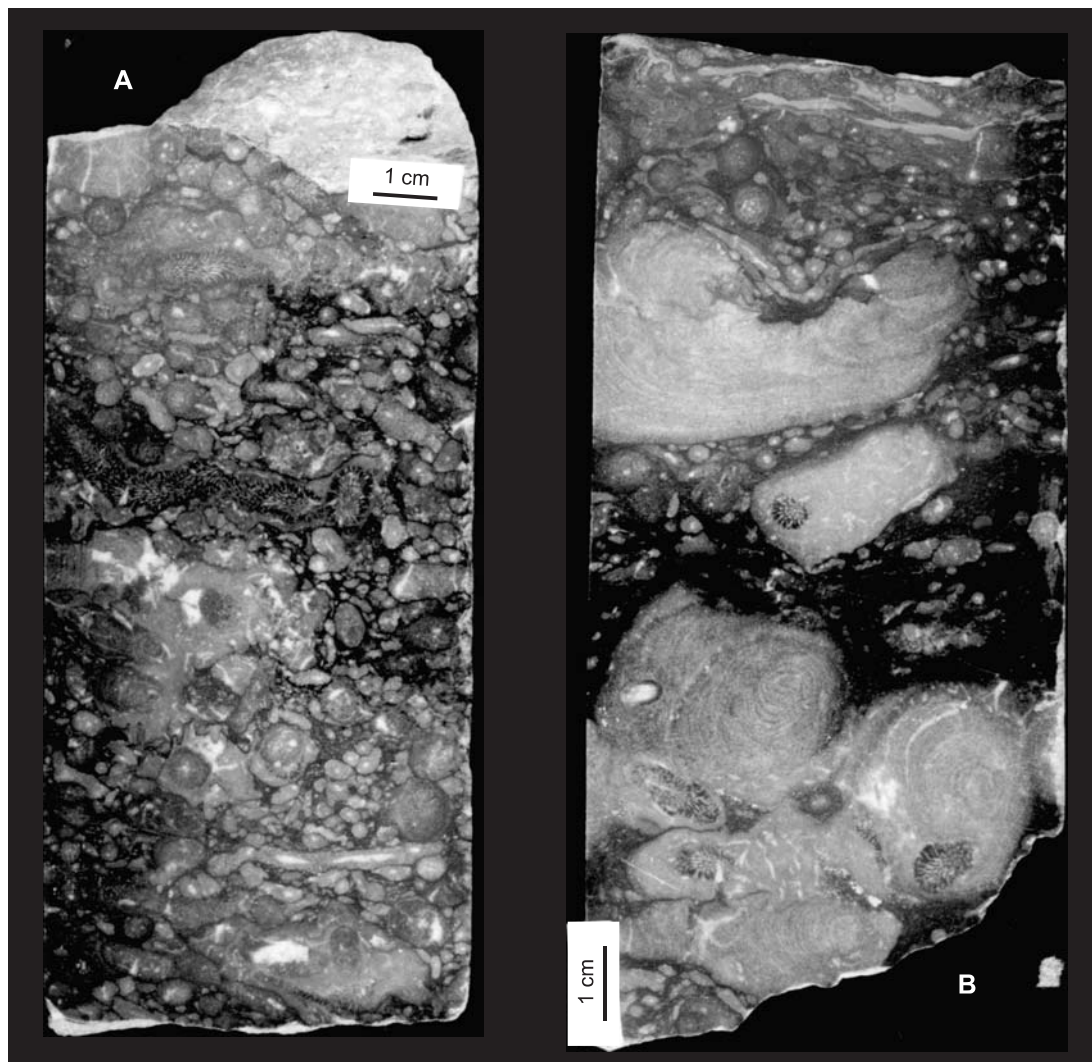


Fig. 10. Wkładki węglanowe w obrębie silikoklastycznej formacji silneńskiej, żywet

A – wapień przepelniony stromatoporoidami gałęzkowymi z rodzajów *Amphipora* oraz *Stachyoides*, głęb. 5329,0 m; **B** – wapień przepelniony stromatoporoidami masywnymi i gałęzkowymi z rodzajów *Amphipora* i *Stachyoides*, również mszywioly; głęb. 5330,0 m

Limestone interbeds within the siliciclastic Silno Formation, Givetian

A – stromatoporoid limestone with cylindrical-dendroid forms (*Amphipora* and *Stachyoides*), depth 5329.0 m; **B** – stromatoporoid limestone with massive-nodular and cylindrical-dendroid forms (*Amphipora* and *Stachyoides*), bryozoans are also common; depth 5330.0 m

Formacja silneńska leży na formacji tucholskiej, a pod formacją chojnicką i została rozpoznana w tych samych profilach obszaru pomorskiego co formacja tucholska. Największą miąższość osady formacji silneńskiej osiągają w profilu Bydgoszcz IG 1 (250 m), nieco mniej zaś w profilach Tuchola IG 1 (168 m) i Chojnice 5 (158 m).

Dotychczasowe znaleziska niezbyt licznych skamieniałości pozwalały na zaliczenie tej formacji do żywetu. W środkowych partiach formacji, w profilu Chojnice 5, H. Łobanowski znalazł ramienionogi, które zaliczył do żyweckiego gatunku *Desquamatia* aff. *zonataeformis* Alekseva (dane niepublikowane), a Żbikowska (1983) zidentyfikowała zespół małżoraczków górnego żywetu. Badania Turnau (1995, 2000, 2004) wskazują, że cała formacja silneńska w profilu Chojnice 5 datowana jest na niższą część środkowego żywetu. W profilu Bydgoszcz IG 1 brak jest dobrych datowań biostratygraficznych.

Osady **formacji chojnickiej** reprezentowane są na ogół, w dolnych partiach jednostki (np. w profilu Chojnice 5), przez ciemnoszare iłowce z powszechnie występującymi laminami sydereytu o grubości do 1 cm i mułowce z bioturbacjami, przeławicającą się z szarymi drobnoziarnistymi piaskowcami kwarcowymi z częstą laminacją falistą i smużystą, rzadziej z warstwowaniami przekątnymi dużej skali. W środkowej części formacji w niektórych profilach regionu południowo-zachodniego pojawiają się piaskowce gruboziarniste (jak np. w profilach Chojnice 5 i Tuchola IG 1). W profilu Tuchola IG 1 formacja chojnicka pozbawiona jest wkładek wapieni, stwierdzono je natomiast w profilach Chojnice 5 i Bydgoszcz IG 1.

W profilu Bydgoszcz IG 1 formacja chojnicka charakteryzuje się w dolnych partiach jednostki obecnością litofacji ilastych, przeławicających się z mułowcami i wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi, natomiast w wyższych partiach dominują osady mułowcowe, przeławicające się z piaskowcami i wapieniami (fig. 7). Mułowce charakteryzują się słabym lub co najwyżej umiarkowanym wysortowaniem i obfitym spoiwem ilasto-marglistym. Wkłádki bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych (fig. 11A) w porównaniu z piaskowcami formacji silneńskiej są znacznie cieńsze. Liczne wkłádki wapieni reprezentują zbliżone typy litofacjalne do tych stwierdzonych w formacjach tucholskiej i silneńskiej. Są to margliste wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, charakteryzujące się obecnością dużych masywnych, laminarnych i gałązkowych stroma-

poroidów, tkwiących w czerwono-brunatnym matriksie (fig. 11B, C, E, F).

Zupełnym ewenementem jest obecność w profilu formacji chojnickiej kilkudziesięciocentymetrowej wkłádki skały wylewnej w obrębie pakietu iłowców marglistych i wapieni marglistych ze stromatoporoidami, rozpoznanej w czasie badań terenowych (fig. 11D). Jak się okazało jest to dacyt (por. szczegółową analizę skały przeprowadzoną przez Jackowicz, ten tom), o nieustalonym na razie wieku.

Formacja chojnicka znana jest z tych samych profili co formacja silneńska, a na ogół przykrywają ją osady węglanowo-margliste ogniwa unisławskiego lub strzeżewskiego formacji człuchowskiej (por. Matyja, 2009, fig. 3). W profilu Bydgoszcz IG 1 nad osadami formacji chojnickiej stwierdzono jednak osady reprezentujące formację koczalską (fig. 7 i 8). Tak nietypowe następstwo jednostek litostratygraficznych na obszarze Pomorza, a co się z tym łączy również litofacji, związane jest ze szczególną pozycją profilu Bydgoszcz IG 1 w basenie pomorskim (por. Matyja, 2009, fig. 7–9).

Miąższość formacji osiąga 260 m w profilu Chojnice 5, natomiast w profilach Tuchola IG 1 i Bydgoszcz IG 1 wynosi odpowiednio 118 m i 138 m.

Nieliczne konodonty oraz miospory znalezione w obrębie formacji chojnickiej sugerują, że należy ona do wyższej części środkowego i do górnego żywetu (Matyja, 2004; Turnau, 2004).

Formacja koczalska została zidentyfikowana jedynie w profilach zlokalizowanych w wąskim pasie wychodni dewonu w pobliżu krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego – między Koszalinem a Koczałą, gdzie leży ona na osadach formacji wyszeborskiej, a pod utworami ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej. W okolicy Bydgoszczy formacja koczalska leży wprost na osadach formacji chojnickiej (fig. 7, 8).

Formację koczalską charakteryzuje dwudzielność. W dolnej części jednostki przeważają wapniste piaskowce kwarcowe, podrzędnie mułowce wapniste zawierające nieliczne trudne do identyfikacji bioklasty, ciemnoszare mułowce wapniste i iłowce z nielicznymi szczątkami małży, ramienionogów bezzawiasowych i małżoraczków, a także poziomy laminitów oraz ciemnoszare wapienie margliste zawierające szczątki szkarłupni, ramienionogów zawiasowych, małżoraczków, ryb i sporadycznie algi. W górnej części formacji dominują zaś organodetrytyczne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe ze

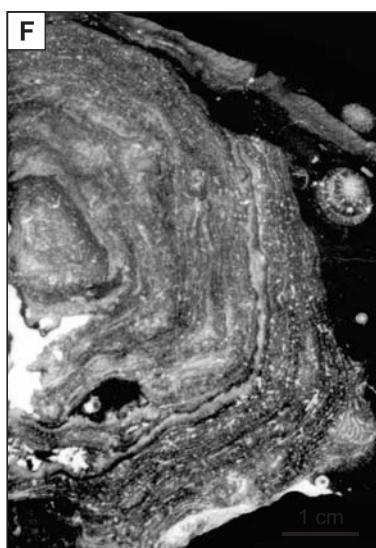
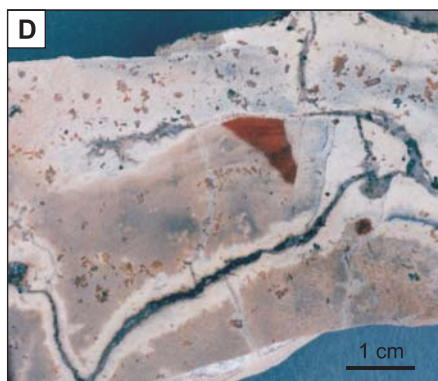
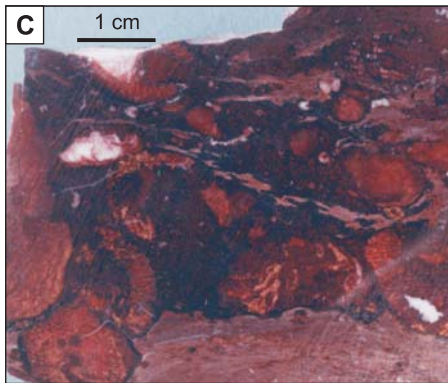
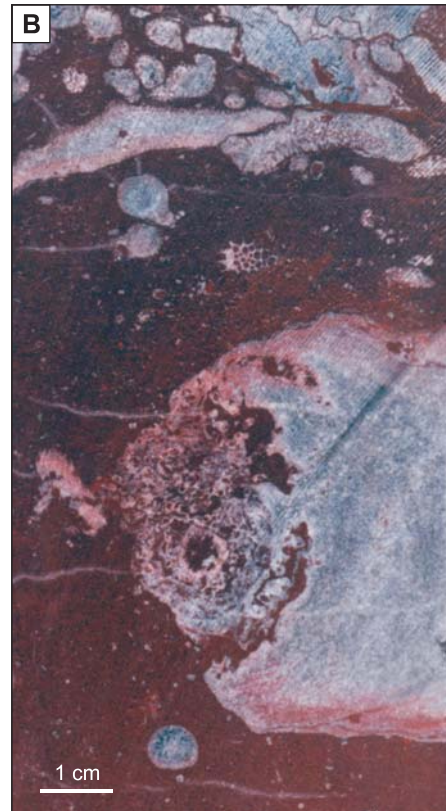


Fig. 11. Formacja chojnicka, żywet

A – dominująca litofacja, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe; głęb. 5213,05 m; B, C – wkłádka wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych o czerwonym marglistym matriksie, głęb. B – 5207,6 m, C – 5206,7 m; D – wkłádka dacytu, głęb. 5200,6 m; E, F – wkłádka węglanowa – wapienie stromatoporoidowe, złożony z dużych stromatoporoidów masywnych i drobnych gałązkowych (*Amphipora*), głęb. E – 5236,0 m; F – 5228,0 m

Chojnice Formation, Givetian

A – dominated lithofacies, fine-grained quartz sandstone, depth 5213.05 m; B, C – stromatoporoid-coral limestone interbeds with red marly matrix, depth B – 5207.6 m, C – 5206.7 m; D – dacite interbeds, depth 5200.6 m; E, F – limestone interbeds within the siliciclastic – stromatoporoid limestone with massive-nodular and cylindrical-dendroid forms (*Amphipora*); depth E – 5236.0 m, F – 5228.0 m



stromatoporoidami, tabulatami, pojedynczymi szkieletami osobniczych *Rugosa*, małżoraczkami, ślimakami, otwornicami i algami oraz jasnoszare, masywne lub niewyraźnie warstwowane wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z organizmami zachowanymi w pozycji wzrostu (por. J. Dadlez, 1976; R. Dadlez, 1978; J. Dadlez, R. Dadlez, 1986; Matyja, 1993).

Charakterystyka osadów formacji koczalskiej stwierdzonych w profilu Bydgoszcz IG 1 nie odbiega od powyższego opisu, a dominującą litofacją są tu wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (fig. 12A, B).

Mięszość formacji koczalskiej wynosi od 134 m w profilu Koczała 1 do około 250 m w profilu Jamno IG 1. W pozostałych profilach formacja jest niekompletna, ale jej mięszość wynosi około 150 m w profilu Polanów 2 i ponad 300 m w profilu Bydgoszcz IG 1.

Spągowe partie formacji koczalskiej mieszczą się prawdopodobnie w obrębie najwyższego żywetu lub odpowiadają pograniczu żywetu i franu (Matyja, 2004; Turnau, 2004). Partie stropowe natomiast należą do najwyższej części środkowego franu, do dolnego poziomu konodontowego *rhenana* (Matyja, 1993, 2008).

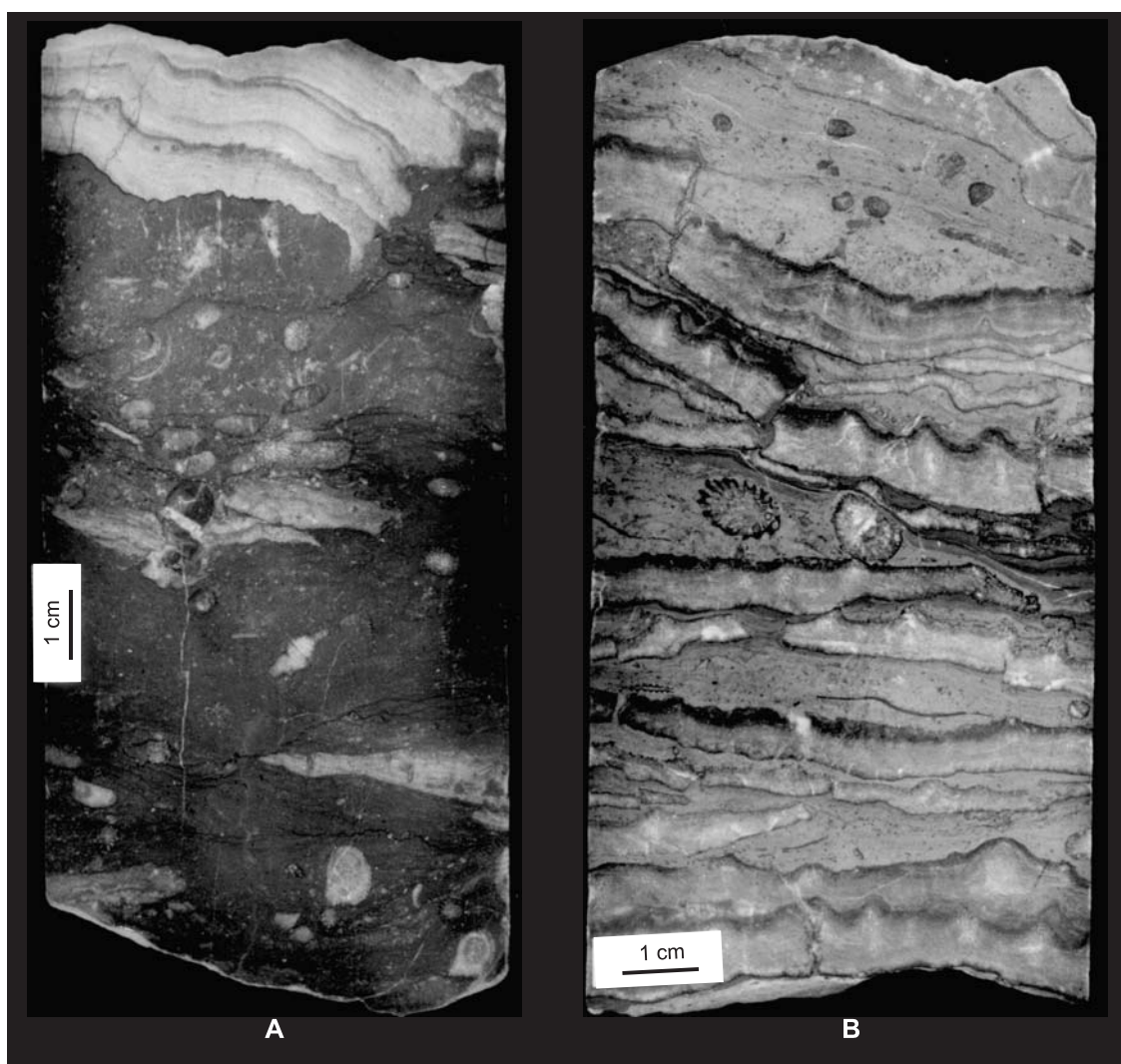


Fig. 12. Formacja koczalska, dominujące litofacje, fran

A – wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, w górze zdjęcia stromatoporoid laminarny, głęb. 5003,4 m; **B** – wapienie stromatoporoidowe zdominowane przez formy laminarne, głęb. 4857,3 m

Koczała Formation, dominated lithofacies, Frasnian

A – stromatoporoid-coral limestone, laminar stromatoporoid in the top of picture, depth 5003.4 m; **B** – laminar stromatoporoid limestone, depth 4857.3 m

Biostratygrafia

Przydatność dwóch grup organizmów, konodontów i mio-
spor, w badaniach biostratygraficznych dewonu obszaru po-
morskiego była do tej pory niekwestionowana.

Utwory dewonu położone są jednak w analizowanym pro-
filu na znacznej głębokości (4795,0–5573,0 m). Oznacza to,
że zawarta w badanych próbkach materia organiczna jest sil-
nie zmieniona termicznie, a zbudowane z materii organicznej
spory są czarne, nieprzejrzyste i tylko nieliczne formy zachow-
ują cechy umożliwiające ich oznaczenie do rodzaju bądź
wyjątkowo do gatunku (Turnau – ten tom). Lepiej zachowane
są cienkościenne akritarchy i prazynofity, jednak należące do
nich taksony mają w większości długie zasięgi stratygraficzne
i tym samym są mniej przydatne dla stratygrafii.

Z kolei wykształcenie litologiczne osadów żywetu i niższe-
go franu w tym profilu wskazuje na dominację środowisk zde-
cydowanie płytkomorskich na tym obszarze. Nie były to ulu-
bione środowiska sprzyjające organizmom konodontonośnym
– jeżeli spotykane są w nich konodonty to na ogół formy opor-
tunistyczne, długowieczne. Na takich formach trudno budować
analizę biostratygraficzną.

Po raz pierwszy w historii badań dewonu pomorskiego
„zawiodły obie grupy organizmów” i nie udało się stworzyć
przyzwoitego szkieletu biostratygraficznego dla analizowane-
go profilu. Stąd wnioski biostratygraficzne dotyczące osadów
dewonu w tym profilu, mimo dobrego opróbowania osadów,
są ogólnikowe i słabo udokumentowane.

W ilowcach wyższej części formacji tucholskiej, w interwale
głębokości 5509,6–5522,3 m znaleziono nieliczne małżoraczki
należące do rodzaju *Refrathella* (fig. 13A) oraz gatunku *Poly-
zygia symmetrica* Gürich (fig. 13B, C). Wskazują one jedynie, że
wspomniany interwał należy do środkowego dewonu
(Nehring-Lefeld i in., 2003), prawdopodobnie do żywetu (Żbi-
kowska, 1983). W przedziale głębokości 5427,8–5515,3 m zna-
leziono pojedyncze konodonty (fig. 13D, E, I) należące do
Icriodus liliputensis (5515,3 m), *Polygnathus pseudofolius*
(5515,3 m), *Icriodus excavatus* (5437,8 m) oraz *Icriodus lindens-
is* (5427,8 m), wskazujące, że wymieniony interwał mieści się
między górną częścią poziomu *hemiansatus*, a dolną poziomu
ansatus (Bultynck, 1987; Uyeno, 1998; Narkiewicz, Bultynck,
2007, 2010) (por. fig. 14).

Na głębokości 5094,8–5097,6 m, powyżej spągu formacji
koczalskiej, znaleziono dwóch przedstawicieli gatunku *Icrio-*

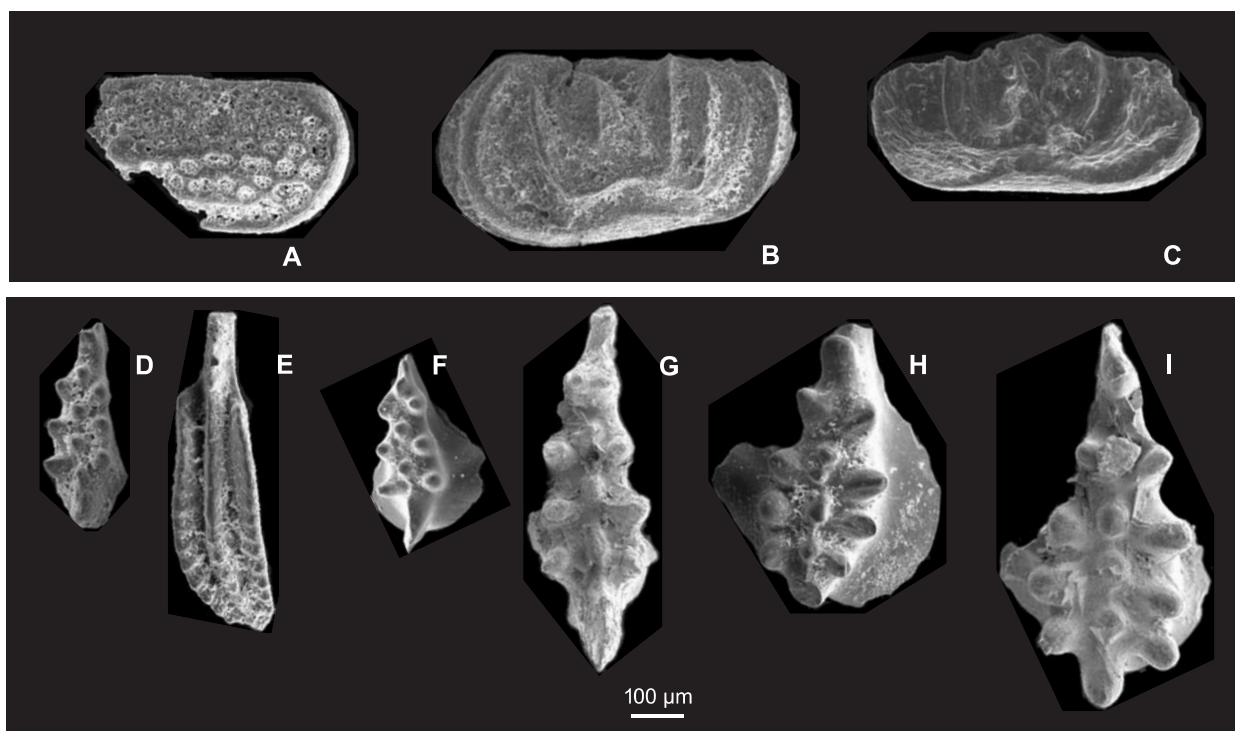


Fig. 13. Mikrofauna dewonu (małżoraczki A–C, konodonty D–I) w profilu Bydgoszcz IG 1

A – *Refrathella* sp., formacja tucholska, głęb. 5522,3 m; B, C – *Polyzygia symmetrica* Gürich, formacja tucholska, B – głęb. 5522,3 m, C – 5509,6 m; D – *Icriodus liliputensis* Bultynck; formacja tucholska, głęb. 5515,3 m; E – *Polygnathus pseudofolius* Wittekindt, formacja tucholska, głęb. 5515,3 m; F – *Icriodus subterminus* Youngquist, morfotyp β , okaz juvenilny, formacja koczalska, głęb. 5094,8 m; G – *Icriodus lindensis* Weddige, formacja silneńska, głęb. 5427,8 m; H – *Icriodus subterminus* Youngquist, morfotyp α , formacja koczalska, głęb. 5097,6 m; I – *Icriodus excavatus* Weddige, formacja silneńska, głęb. 5437,8 m

Some representatives of the Devonian microfauna (ostracods A–C, conodonts D–I) – Bydgoszcz IG 1 borehole

A – *Refrathella* sp., Tuchola Formation, depth 5522.3 m; B, C – *Polyzygia symmetrica* Gürich, Tuchola Formation, B – depth 5522.3 m, C – 5509.6 m; D – *Icriodus liliputensis* Bultynck; Tuchola Formation, depth 5515.3 m; E – *Polygnathus pseudofolius* Wittekindt, Tuchola Formation, depth 5515.3 m; F – *Icriodus subterminus* Youngquist, morphotype β , juvenile specimen, Koczala Formation, depth 5094.8 m; G – *Icriodus lindensis* Weddige, Silno Formation, depth 5427.8 m; H – *Icriodus subterminus* Youngquist, morphotype α , Koczala Formation, depth 5097.6 m; I – *Icriodus excavatus* Weddige, Silno Formation, depth 5437.8 m

PIĘTRO STAGE	POZIOMY KONODONTOWE CONODONT ZONATION	LOKALNE POZIOMY SPOROWE LOKAL MIOSPORE ZONATION
FRAN FRAS- NIAN	górny Upper <i>falsiovalis</i>	<i>Tholisporites densus</i> (Den) ↑
ŻYWET GIVETIAN	dolny Lower	<i>Geminospora aurita</i> (Aur)
	górny Upper	
	dolny Lower	
	górny Upper	
	dolny Lower	
	górny Upper	„ <i>Geminospora</i> ” <i>extensa</i> (Ex)
	dolny Lower	
	górny Upper	
	środkowy Middle	
	dolny Lower	
EIFEL EIFELIAN	<i>ensensis</i>	<i>Rhabdosporites langii</i> (RL) ↓
	<i>kockelianus</i>	

Fig. 14. Korelacja lokalnego schematu miosporowego ze „standardowym schematem konodontowym” (por. Matyja, Turnau, 2008)

Correlation of local miospore zonation established for Western Pomerania with “standard conodont zonation” (see Matyja, Turnau, 2008)

dus subterminus (fig. 13F, H). Gatunek ten jest dość długowieczny – pojawia się wprawdzie w żywecie, w najwyższej części poziomu *hermanni*, ale znany jest też z dolnego franu (Narkiewicz, Bultynck, 2010). Spągowe partie formacji koczalskiej, w skali regionalnej, charakteryzują się pewnym udziałem silikoklastyków i być może należą jeszcze do najwyższego żywetu (dowody biostratygraficzne nie są na razie jednoznaczne), natomiast węglanowa część formacji koczalskiej bezdyskusyjnie należy do franu i mieści się w przedziale *transitans–punctata* dla spągu i *rhenana* dla stropu (Matyja, 1993, 2009). Jednoznacznie węglanowa część formacji koczalskiej w profilu Bydgoszcz IG 1 (obecne są tu bardzo cienkie wkładki piaskowców wapienistych–wapieni piaszczystych)

rozpoczyna się na głębokości 5102,0 m (por. fig. 7), wydaje się więc, choć to mocno naciągane przypuszczenie, że i fragment formacji koczalskiej z głębokości 5094,8–5097,6 m, w którym znaleziono wspomniany gatunek konodonta, należy do niższej części franu.

Cechujące się małą rozdzielczością stratygraficzną dane, wynikające z analizy biostratygraficznej, wykonanej na podstawie źle zachowanych palynomorf (Turnau, ten tom) i pojedynczych elementów konodontowych, pozwalają jedynie na stwierdzenie, że leżące na osadach syluru osady dewonu nie mogą być starsze niż żywet w swoich partiach spągowych, natomiast stropowe partie dewonu zachowane w tym profilu należą prawdopodobnie już do niższej części franu.

Uwagi o wykształceniu facjalnym osadów żywetu i franu

Węglanowe osady środkowego i górnego dewonu w badanym profilu tworzą bądź niewielkiej miąższości warstwy w obrębie formacji silneńskiej i chojnickiej, które zdominowane są przez osady klastyczne, bądź tworzą zwarte, znaczącej miąższości zespoły litologiczne w obrębie formacji tucholskiej i koczalskiej, zdominowanych przez osady węglanowe (por. [fig. 7](#)). Węglany spotykane są również jako spoiwo i/lub cement skał silikoklastycznych (mułowców, piaskowców) w niektórych fragmentach formacji silneńskiej, chojnickiej i koczalskiej. Spektrum zidentyfikowanych skał węglanowych charakteryzuje się niewielkim zróżnicowaniem (por. [fig. 9–12](#)), dominują bowiem odmiany mikrofacjalne charakterystyczne dla usytuowanych w proksymalnej części rampy lub platformy węglanowej niewielkich budowli organicznych i ich najbliższego otoczenia.

Wkładki margli niewielkiej miąższości, rzadko przekraczającej kilkanaście centymetrów, spotykane są w obrębie silikoklastycznej formacji silneńskiej i chojnickiej. Są to najczęściej wakstony szkieletowe, zawierające fragmenty koralowców i stromatoporoidów, bardzo rzadko szkarłupni i ramienionogów. Wyraźna, ostra dolna granica niektórych wkładek wydaje się przemawiać za ich sztormowym pochodzeniem. W obrębie formacji tucholskiej i chojnickiej ta odmiana

facjalna jest często spotykana, a margo charakteryzują się na ogół strukturą gruzłową i zawierają domieszkę szczątków roślinnych, czasami fragmenty masywnych stromatoporoidów, fragmenty koralowców i trochity liliowców.

Wapienie ziarniste, najczęściej wakstony, rzadziej pakstony, stanowią często spotykaną odmianę facjalną w obrębie zdominowanych przez osady węglanowe formacji tucholskiej i koczalskiej. Większość z analizowanych fragmentów profilu charakteryzuje się obecnością mniej lub bardziej gęsto upakowanych, różnych rozmiarów szczątków organicznych, przede wszystkim stromatoporoidów gałązkowych i masywnych, małżoraczków, sporadycznie kalcysfer. Dominujący udział mikrytu w matriksie oraz skład szczątków organicznych w nich zawartych wskazuje, że osady te powstawać mogły w spokojnym zbiorniku lagunowym, przynajmniej częściowo odciętym od wpływów otwartego zbiornika morskiego.

Bardziej otwartomorskie środowiska sedymentacji, prawdopodobnie związane z bardziej dystalną częścią platformy węglanowej (lub środkową częścią rampy węglanowej), reprezentują jedynie niektóre osady formacji chojnickiej i koczalskiej. Do takich zaliczyć można wapienie mikrytowe (wakstony) z masywnymi stromatoporoidami, osobniczymi koralowcami i gałązkowymi tabulatami, wapienie mikrytowe z nielicznymi brachiopodami i tabulatami czy pakstony amfiporowo-stromatoporoidowe

Jolanta PACZEŚNA

UTWORY KLASTYCZNE I ŚRODOWISKA ICH DEPOZYCJI

Uwagi wstępne i metodyka badań

Utwory klastyczne tworzą w profilu Bydgoszcz IG 1 charakterystyczny pakiet osadów w najniższej części sukcesji środkowodewońskiej, reprezentującej prawdopodobnie osady żywetu (Turnau, 2004 oraz – ten tom). Są to przede wszystkim ciemnoszare i czarne iłowce w spagu profilu, przechodzące ku górze w piaskowce drobnoziarniste i heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe. Omawiany odcinek profilu Bydgoszcz IG 1 zawiera się w przedziale głębokości 5573,0–5110,0 m. Osady tej części profilu należą do formacji tucholskiej, silneńskiej i chojnickiej ([fig. 7](#); Matyja, 2004; 2006).

Podstawą wszystkich prac interpretacyjnych w zakresie analizy facjalnej osadów klastycznych było wykonanie szczegółowych profilowań sedymentologicznych i ichnofacjalnych sukcesji środkowodewońskiej w skalach 1:100, 1:10 i 1:20, na których prowadzono wszystkie późniejsze, analityczno-syntetyczne działania badawcze zarówno sedymentologiczne, jak i ichnologiczne. Zakres badań sedymentologicznych obejmował wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych. Zostały one wydzielone na wyżej wymienionych, szczegółowych profilach roboczych.

Poważnym utrudnieniem w wykonaniu analizy facjalnej żyweckiego interwału profilu Bydgoszcz IG 1 był jego niewielki zakres rdzeniowania. Fakt ten uniemożliwił wyznaczenie w profilu zasięgów środowisk sedymentacji oraz określenie miąższości warstw osadów reprezentujących poszczególne facje ([tab. 2](#)).

Facje – terminologia i opisy

W oznaczaniu facji kierowano się klasyczną definicją Gressly'ego, która określa ją jako zespół cech skały osadowej, pozwalający wnioskować o warunkach tworzenia się skały i umożliwiają rozpoznanie procesów depozycyjnych oraz środowiska sedymentacji zarówno w aspekcie litologicznym, reprezentowanym przez litofacje, jak i organicznym, reprezentowanym przez biofacje. W niniejszym opracowaniu biofacjalne aspekty reprezentują skamieniałości śladowe.

Systemy depozycyjne – definicje, terminologia i charakterystyka

Wyróżnione w profilach systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych. Nazwę systemów ustalono na podstawie dominującego w nich środowiska lub zespołu środowisk sedymentacji. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe (analiza ichnofacjalna) oraz struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne (analiza sedymentologiczna).

W sekwencji środkowodewońskich utworów klastyczno-węglanowych profilu Bydgoszcz IG 1 wyróżniono następujące klastyczne systemy depozycyjne:

- lagun – obejmujący niżepływowo do międzypływowego kompleksu laguny centralnej i marginalnej laguny od strony bariery lub równi pływowej;

Tabela 2

Facje wyróżnione w klastycznych utworach żywetu profilu Bydgoszcz IG 1*
Representative sedimentary of the Givetian clastic deposits from Bydgoszcz IG 1 sections

Facje (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedimentacyjne	Skamieniałości śladowe
SFm	Piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, masywne	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Skolithos</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>Spirophyton</i> isp., <i>Rosselia</i> isp.
SFh	Piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Skolithos</i> isp., <i>Spirophyton</i> isp., struktury ucieczkowe
SFl	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod niskim kątem (10–15°)	brak
SFp	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod dużym kątem (25–40°)	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Bergaueria</i> isp.
SFr	Piaskowiec drobnoziarnisty, przekątnie warstwowany riplemarkowo, w zestawach o miąższości 0,5 do 2,0 cm	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Bergauria major</i> , <i>Bilinichnu simplex</i>
SFf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą, z rzadko obserwowanymi warstewkami mułowca o miąższości do 20 cm	<i>Monocraterion</i> isp., <i>Bergaueria</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>Spirophyton</i> isp.
SFw	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją falistą	brak
Sx	Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu; typ warstwowania nierozpoznawalny w rdzeniu	<i>Monocraterion</i> isp.
Hf	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy lub piaskowcowo-iłowcowy, drobnolaminowany; miąższość lamin od 1 do 2 mm	<i>Planolites montanus</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Teichichnus</i> isp., <i>Bergaueria irregulara</i>
Hc	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy cienko- i grubowarstwowany; miąższość warstw od 2 do 15 cm i odpowiednio od 20 do 50 cm	<i>Spirophyton</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites</i> isp., <i>Monocraterion</i> isp., struktury ucieczkowe
Mm	Mułowce szare, zielone lub pstre	<i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites</i> isp., <i>Spirophyton</i> isp., <i>Monocraterion</i> isp.
Cm	Iłowce czarne z bardzo licznymi, cienkimi warstewkami brunatnego syderytu i konkrecjami pirytu	<i>Spirophyton</i> isp., <i>Monocraterion</i> isp., <i>Planolites montanus</i>

* – wyróżnione w osadach klastycznych żywetu typy litologiczne, składniki litologiczne, struktury sedimentacyjne, facje (z ich kodami) oraz skamieniałości śladowe; do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (1978, 2000) oraz wprowadzono wiele nowych symboli, oddających swoje cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału, w określaniu i opisie genety struktural przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998)

* – lithology types, lithologic components, sedimentary structures, facies types (coded) and trace fossils in Givetian clastics; standard lithofacies coding of Miall (1978, 2000) was used for some facies, especially sandstones, and many new symbols were introduced to accentuate specific litho- and biofacies features of the material; terminology and classification of Zieliński (1998) was adopted to determine and describe the origin of structures

- stożków przelewowych (*washover fan*) – obejmujący osady akumulowane przez fale sztormowe, przelewające się do laguny lub na równię pływową przez obniżenia topograficzne w barierze;
- równi pływowych – obejmujący niżepływowy do nadpływowego kompleks równi pływowych;
- barier piaszczystych – składający się z niżepływowego do powierzchniowego kompleksu platformy podwodnej (*spit platform*) – plaży (od strony laguny i morza), powierzchniowego kompleksu wydmy oraz pływowych przesmyków wlotowych (*tidal inlets*) rozwiniętych w barierze. Do systemu bariery włączana jest również strefa przybrzeża (*shoreface*), rozciągającego się przy barierze od strony otwartego morza.

Zasięg depozycyjnych systemów zabarierowych i barierowych podano według Einsele, 2000.

System depozycyjny laguny

Asocjacja facjalna centralnej laguny

Opis. W skład asocjacji centralnej laguny wchodzi facje Mm i Cm. Są one reprezentowane przez ciemnoszare lub rzadziej czarne i pstre mułowce i iłowce o masywnej strukturze, z drobną sieczką roślinną. W mułowcach i iłowcach występują liczne, cienkie warstewki syderytu oraz specyficzny zespół skamieniałości śladowych. Jest on mało zróżnicowany pod względem etologicznym, ale jest bardzo liczebny. Osady wykształcone w wyżej wymienionych facjach, tworzą w profilu pakiety o miąższości od 1 do 5 m. Osady asocjacji facjalnej centralnej laguny występują w dolnych częściach kompleksów lagunowo-barierowych, gdzie przewarstwiają się z asocjacjami reprezentującymi marginalne części laguny, równi pływowej lub stożka przelewowego.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W asocjacji facjalnej centralnej laguny występują osady najdrobniejszych frakcji, które były deponowane z opadania bardzo drobnopiękistej zawiesiny w warunkach stagnacji wód lub bardzo słabych przepływów przy płasko skonfigurowanym dnie. Jest to typowa asocjacja bardzo niskoenergetyczna. Tworzący nagromadzenia w osadzie przedstawiciele ichnorodzaju *Planolites* isp., *Teichichnus* isp., *Spirophyton* isp. (fig. 15A, B) i *Bergaueria* isp. wskazują na oportunizm śladotwórców i środowiska stresogenne. Pojawienie się charakterystycznej skamieniałości śladowej *Spirophyton* isp., jest związane z niedotlenieniem wód i osadów laguny. Jest to jeden z najlepszych ichnologicznych wskaźników deficytu tlenu w środowisku, stwierdzany w wielu dewońskich sekwencjach osadów brakicznych (np. Miller, 1979).

Charakterystyczna obecność niskoenergetycznych facji drobnopiękistych oraz zespołu oportunistycznych skamieniałości śladowych świadczy, że w profilu Bydgoszcz IG 1 są obecne płytkie, niedotlenione laguny z bardzo ograniczonym dostępem do wód otwartego zbiornika morskiego.

Asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej

Opis. Asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej składa się z facji Mm i Cm reprezentowanych przez szare lub zielonkawe mułowce oraz szare i wiśniowe ilowce z ichnofauną. W jej skład wchodzi również facje SFh, SFr, SFo i Sff z nielicznymi skamieniałościami śladowymi, reprezentowanymi przez jamki *Monocraterion* isp., *Rosselia* isp. (fig. 15C), *Teichichnus* isp., *Bergaueria* isp., *Skolithos* isp. i *Planolites montanus* Richter.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność filtratorów reprezentowanych przez ichnorodzaj *Monocraterion* isp., *Skolithos* isp. i *Bergaueria* isp. jest związana z obfitością cząsteczek pokarmowych w zawieszynie. Jamki *Planolites* isp. i *Teichichnus* isp. występują w przewadze ilościowej, wskazującej na dużą koncentrację substancji odżywczych w osadzie i jego wystarczające natlenienie (Fillion, Pickerill, 1990). Mułowcowe osady laguny przewarstwiają się z cienkimi warstwami dobrze wysortowanych piaszczystych drobnopiękistych warstwowanych poziomo lub przekątnie laminowanych riplemarkowo. Pojawienie się sporadycznych warstewek drobnopiękistych piaszczystych jest związane z przelewaniem się fal przez barierę do marginalnej części laguny podczas słabych sztormów. Procesy te są uważane za charakterystyczne dla strefy niżej-pływowej w lagunie od strony bariery piaszczystej (Clifton, 1983). Zbioturbizowane facje SFr i SFo (fig. 15D) i SFh wskazują na dystalne części bardzo drobnych, nieaktywnych stożków przelewowych w lagunie lub bliskość wylotu pływowego przesmyku wlotowego do laguny i związaną z nim obecność lepiej zasolonych i natlenionych wód, pochodzących z otwartego zbiornika morskiego. Części aktywne stożków są reprezentowane przez osady warstwowane poziomo, akumulowane w wysokoenergetycznym środowisku, uniemożliwiającym zasiedlenie osadu przez organizmy osadożerne i filtratory z zawiesziny.

System depozycyjny stożków przelewowych

Asocjacja facjalna proksymalnych stożków przelewowych

Opis. Spektrum facji jest mało urozmaicone. Występują tu głównie facje SFh i Sfl (fig. 16D), bardzo rzadko Sff, SFr oraz SFm reprezentowane przez dobrze wysortowane, jasnoszare piaszczysto-drobnopiękiste. Skamieniałości śladowe są nieliczne i mało zróżnicowane, głównie są to domichnia *Monocraterion* isp. oraz liczne fugichnia czyli struktury ucieczkowe. Asocjacja facjalna proksymalnych stożków przelewowych najczęściej występuje nad asocjacją lagunową lub asocjacjami równi pływowej. Rzadko osady tej asocjacji facjalnej przewarstwiają się z osadami marginalnej laguny od strony bariery lub z osadami równi pływowej. Najczęściej są to osady pływowej równi mieszanej.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność facji SFh i Sfl wskazuje na bardzo wysokoenergetyczne środowisko akumulacji tych utworów w górnym ustroju prądu. W piaszczystych drobnopiękistych warstwowanych poziomo SFh występują lekko ukośnie pochylone, długie struktury ucieczkowe organizmów (fig. 16A, B). Ich obecność jest związana z nagłym zasypaniem jamki i ucieczką organizmu ku powierzchni osadu. Obecność tych struktur oraz wysokoenergetyczne warstwowanie poziome osadów, w których one występują, wskazują na wystąpienie gwałtownego, incydentalnego zdarzenia depozycyjnego. Osady te powstały w wyniku przełania się fal przez barierę z przybrzeża do strefy zabarierowej podczas silnego sztormu i zdeponowania niesionych przez nie osadów piaszczystych. Wysokoenergetyczne warunki akumulacji powstają w proksymalnych częściach stożków przelewowych. Charakterystyczną strukturą dla tych osadów jest warstwowanie poziome (np. Sedgwick, Davis Jr., 2003).

Asocjacja facjalna dystalnych stożków przelewowych

Opis. Dla asocjacji dystalnej części stożka przelewowego charakterystyczne są facje Sfl i Sfx. Rzadziej występuje facja SFr lub Sff. Skamieniałości śladowe są dość częste, ale zespół nie jest zróżnicowany ichnotaksonomicznie. Głównie są to jamki filtratorów oraz w mniejszej ilości kanały osadożerców.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Na kontakcie osadów stożka przelewowego z laguną tworzą się przekątne warstwowania małokokątowe planarne. Sekwencję struktur dystalnej części stożka przelewowego kończą laminacje riplemarkowe lub smużyste. Jest to zapis działalności prądów pływowych, w przypadku gdy stożek przelewowy rozbudował się na równi pływowej. W dystalnych częściach stożka zwiększa się również stopień zbioturbizowania osadu i pojawiają się bardziej zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych. Domichnia filtratorów *Monocraterion* isp. i *Skolithos* isp. nadal przeważają, ale występują liczne jamki *Bergaueria* isp. oraz więcej kanałów osadożerców *Planolites* isp. Proces przelewania się wód przez barierę, pomimo że jest zjawiskiem krótkotrwałym, niekiedy występuje wielokrotnie w tym samym miejscu bariery, powodując znaczne zmiany w ukształtowaniu jej morfologii lub doprowadzając do jej zniszczenia (Penland i in., 1985). W momencie jego zakończenia następuje bardzo szybka kolonizacja osadów stożka przez organizmy pionierskie. Najczęściej są to filtratory z zawiesziny, reprezentowane w zapisie ichnologicznym przez jamki ichnorodzaju *Monocraterion* isp. i *Skolithos linearis* Haldemann. Stożki przelewowe są szczególnie charakterystyczne dla transgresywnych kompleksów barierowo-laguno-

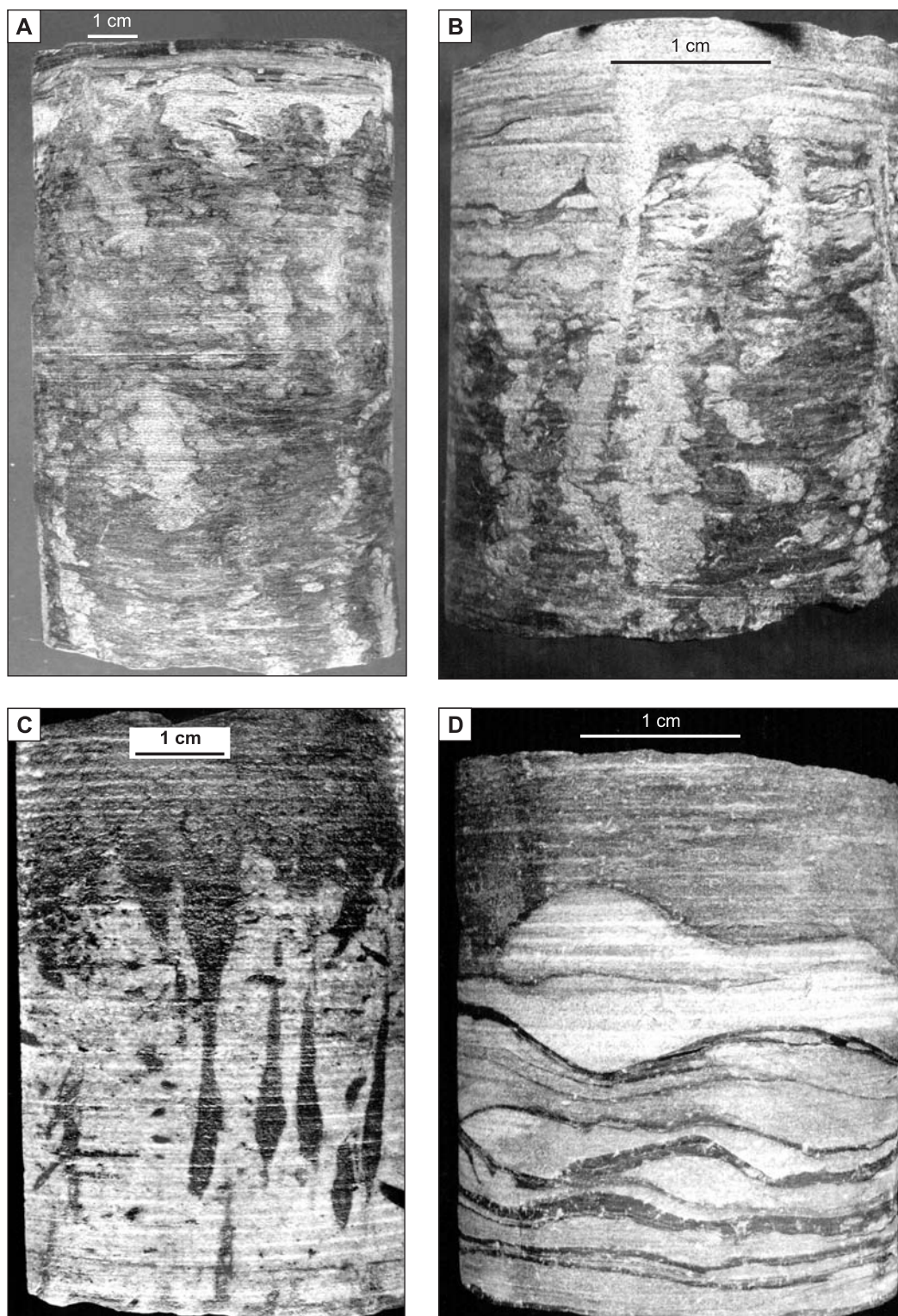


Fig. 15. Skamieniałości śladowe i struktury sedimentacyjne systemu depozycyjnego laguny

A – *Spirophyton* isp., asocjacja facjalna centralnej laguny, głęb. 5144,6 m; **B** – *Spirophyton* isp., asocjacja facjalna centralnej laguny, głęb. 5147,5 m; **C** – *Roselia* isp., asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej, głęb. 5144,6 m; **D** – laminacja soczewkowa w heterolicie piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowym, asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej, głęb. 5217,8 m

Trace fossils and sedimentary structures of lagoon depositional system

A – *Spirophyton* isp., central lagoon facies association, depth 5144.6 m; **B** – *Spirophyton* isp., central lagoon facies association, depth 5147.5 m; **C** – *Roselia* isp., barrier side marginal lagoon facies association, depth 5144.6 m; **D** – lenticular lamination, barrier side marginal lagoon facies association, depth 5217.8 m

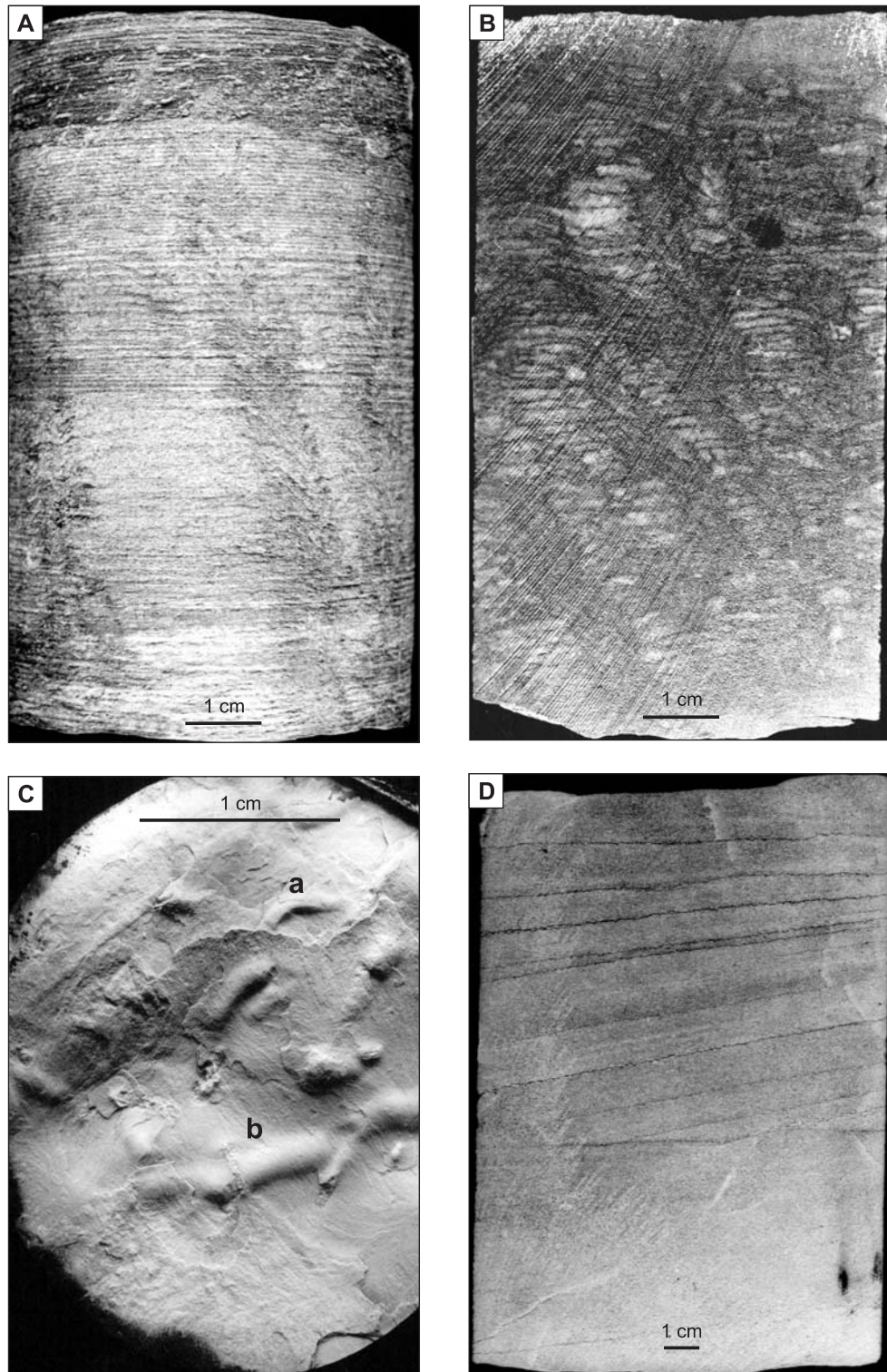


Fig. 16. Skamieniałości śladowe i struktury sedimentacyjne systemu depozycyjnego stożka przelewowego i równi pływowej

A: a – struktury ucieczkowe w piaskowcu drobnoziarnistym, asocjacja facjalna proksymalnego stożka przelewowego, głęb. 5144,6 m; **B:** struktury ucieczkowe w piaskowcu drobnoziarnistym, asocjacja facjalna proksymalnego stożka przelewowego, głęb. 5139,6 m; **C:** a – *Planolites montanus* Richter, b – *Planolites beverleyensis* (Billings), asocjacja facjalna pływowej równi mieszanej, głęb. 5424,7 m, **D:** małokątowe, planarne warstwowanie przekątne, asocjacja facjalna plaż barierowych, głęb. 5480,0 m

Trace fossils and sedimentary structures of washover fan and tidal flat depositional system

A: a – escape structures, proximal overwash fan facies association, depth 5144.6 m; **B:** escape structures, proximal overwash fan facies association, depth 5139.6 m; **C:** a – *Planolites montanus* Richter, b – *Planolites beverleyensis* (Billings), mixed tidal flat facies association, depth 5424.7 m; **D:** low-angle planar cross bedding, barrier beach facies association, depth 5480.0 m

wych (np. Einsele, 2000; Sedgwick, Davis Jr., 2003; Dillenburgh i in., 2004)

System depozycyjny równi pływowej

Asocjacja facjalna równi piaszczystej

Opis. Asocjacja składa się głównie z facji SFh, Sff i SFr. Sporadycznie występuje facja Mm i Cm. Skamieniałości śladowe są nieliczne i mało urozmaicone ichnotaksonomicznie i etologicznie. W profilu Bydgoszcz IG 1 asocjacja równi piaszczystej występuje nad asocjacją proksymalnych stożków przelewowych lub nad asocjacją centralnej laguny.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Asocjacja facjalna równi piaszczystej zajmuje najniższą część równi pływowej. Podstawą wydzielania równi piaszczystej jest ponad 75% zawartość frakcji piaszczystej (wg klasyfikacji Shepard, 1954 oraz Kim i in., 1999) lub przyjmowana za dolny próg jej wydzielania 95% zawartość tej frakcji, obserwowana współcześnie na równiach pływowych południowego Morza Północnego (Hertweck, 1994). W jej skład wchodzi dobrze wysortowane, drobnoziarniste piaszczowce z bardzo rzadko obserwowanymi warstewkami mułowca i iłowca, najczęściej występującymi w najwyższych częściach interwałów, sąsiadujących z równią mieszaną. Wśród struktur sedimentacyjnych przeważa przekątna laminacja riplemarkowa i laminacja smużysta. Obie laminacje wskazują na depozycję z rytmicznego transportu przydennego w dolnym ustroju prądu (Zieliński, 1998), w niskoenergetycznym środowisku sedimentacji. W górnych częściach interwałów z osadami równi piaszczystej wzrasta udział osadów mułowcowo-ilastych. Oznacza to wyraźny spadek energii środowiska na równi piaszczystej, w miarę posuwania się w kierunku równi mieszananej. Rzadko pojawiające się epizody wzrostu energii są wskazywane przez wystąpienia warstwowania poziomego w piaszczowcach facji SFh i nielicznych jamek filtratorów *Monocraterion* isp. W okresach znacznego spadku energii w cienkich warstwach mułowca i iłowca dominują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings), spotykane w strefach przejściowych do równi mieszananej.

Asocjacja facjalna równi mieszananej

Opis. Wśród wchodzących w jej skład facji dominują facje Hf i Hc. Facje Sff i SFr występują w bardzo cienkich warstewkach piaszczowców w obrębie facji heterolitycznych Hf (terminologia wg Gradziński, Doktor, 1996) lub w bardziej miąższych warstwach piaszczowców facji Hc. Sporadycznie występuje facja Mm i Cm. Skamieniałości śladowe są liczne i urozmaicone ichnotaksonomicznie oraz etologicznie. W profilu Bydgoszcz IG 1 asocjacja równi mieszananej występuje nad asocjacją równi piaszczystej lub bezpośrednio nad asocjacją marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej.

Interpretacja. Równia mieszana zajmuje pośrednią pozycję między równią piaszczystą a mułową. Podstawą jej wydzielania jest zawartość frakcji piaszczystej od 25 do 75% według Shepard, 1954 lub Kim i in., 1999. Inny rząd zawartości frakcji piaszczystej proponuje Hertweck, 1994, w odniesieniu do współczesnych równi mieszananych. Jest to 55% frakcji piaszczystej. Równię mieszaną charakteryzuje obecność specyficznego zestawu struktur sedimentacyjnych reprezen-

owanego głównie przez laminacje riplemarkowe oraz liczny i urozmaicony zespół skamieniałości śladowych. Osady charakterystycznej facji Hf składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1 mm miąższości) lamin piaszczowca drobnoziarnistego i mułowca lub rzadziej iłowca. Wśród nich występują cienkie (do 3 cm miąższości) warstewki drobnoziarnistego piaszczowca z przekątną laminacją riplemarkową. W obrębie bardziej grubowarstwowej facji heterolitycznej Hc, rzadziej występującej na równi mieszananej, w warstwach piaszczowca drobnoziarnistego występuje laminacja smużysta w drobnoziarnistych piaszczowcach facji Sff.

Facja heterolityczna wskazuje na wielokrotnie powtarzające się epizody zmian mechanizmów depozycji osadu. W przypadku osadu piaszczystego jest to transportująco-deponujące działanie prądu, natomiast materiał ilasty i muł jest deponowany z zawiesiny w warunkach stagnującej wody lub przy jej znikomym ruchu (Gradziński, Doktor, 1996). Osadom heterolitycznym o różnej gradacji proporcji miąższości warstw piaszczowcowych i mułowcowych przypisuje się genezę pływową, szczególnie w tych profilach, w których obecne są również inne wskaźniki obecności pływów (np. Abbott, 1998; Kim i in., 1999; Yoshida i in., 2001). W przypadku analizowanych osadów, pływową genezę heterolitów potwierdzają inne wskaźniki pływowe, przede wszystkim drobne diapiry mułowe obecne na powierzchniach lamin przekątnej laminacji riplemarkowej oraz nieliczne struktury reaktywacyjne. Zespół skamieniałości śladowych występujących na równi mieszananej jest zróżnicowany, a ich frekwencja jest wysoka. Występują w zespołach zarówno fodinichnia osadożerców, jak i domichnia filtratorów. Wśród fodinichnia dominują kanały *Planolites montanus* Richter (fig. 16C: a), kanały *Teichichnus rectus* Seilacher i *Planolites beverleyensis* (Billings) (fig. 16C: b). Wśród domichnia filtratorów występują pionowe jamki ichnorodzaju *Skolithos* isp. oraz *Monocraterion* isp. Są one charakterystyczne dla facji SFr, związanej z fazą pływów o największej szybkości prądów pływowych (Fillion, Pickerill, 1990) i depozycją materiału piaszczystego z rytmicznego transportu przydennego. Liczne i zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych są typową cechą kopalnych równi mieszananych, stwierdzaną często w utworach pływowych różnych systemów geologicznych. Przykładem mogą tutaj być ordowickie mieszane równie pływowe z Nowej Fundlandii (Fillion, Pickerill, 1990) lub triasowe równie z Kolumbii Brytyjskiej w Kanadzie (Zonneveld i in., 2001).

Asocjacja facjalna równi mułowej

Opis. Cechuje ją dominacja facji Mm i Cm, bardzo rzadko występuje facja SFm i SFr. Ostatnie z wymienionych facji występują w nielicznych, cienkich warstewkach drobnoziarnistego piaszczowca o miąższości nie przekraczającej 5 cm.

Interpretacja. Asocjacja facjalna równi mułowej jest sporadycznie stwierdzana w sekwencji strefy międzypływowej w profilu Bydgoszcz IG 1. Miąższości równi mułowej są tutaj niewielkie i wynoszą od 0,3 do 0,5 m. Zespół skamieniałości śladowych jest liczny, ale bardzo mało zróżnicowany etologicznie i ichnotaksonomicznie. Są to głównie fodinichnia osadożerców *Planolites montanus* Richter. Rzadziej występuje *Planolites beverleyensis* (Billings). Fakt pozostawiania równi mułowej znacznie dłużej w warunkach ekspozycji subaeralnej

podczas odpływu, niż osady równi piaszczystej i mieszanej (Hertweck, 1994) powoduje, iż zmienność warunków środowiskowych nie sprzyja zróżnicowaniu etologicznemu zespołów in- i epifauny, zmuszając organizmy do przyjęcia oportunistycznej strategii rozwoju i bujnego rozwoju ilościowego przy niskim urozmaiceniu etologicznym. Znajduje to swój zapis ichnologiczny w homogenizacji struktury mułowców i iłowców, które są całkowicie przerobione przez osadożerców. Występują w nich gęsto upakowane kanały *Planolites montanus* Richter, o średnicy 1 mm.

System depozycyjny bariery

Asocjacja facjalna plaży barierowej

Opis. W skład asocjacji facjalnej plaży barierowej wchodzi facje SFI, SFh i SFw. Kwarcowe piaskowce drobnoziarniste są zbite, bardzo dobrze wysortowane oraz nie zawierają spoiwa wapiennego.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Zestaw struktur sedimentacyjnych zarejestrowanych w profilu Bydgoszcz IG 1 jest zbliżony do standardowej sekwencji struktur sedimentacyjnych typowych dla plaży barierowej. Wskazuje na to doskonałe wysortowanie piaskowców drobnoziarnistych z małą katą (5–15°) (fig. 16D), nachyleniem w kierunku morza warstwowaniem przekątnym oraz obecność warstwowania poziomego. Jest to cecha charakterystyczna dla współczesnych osadów plażowych (np. Frey, Howard, 1988). W górnych częściach sekwencji plażowych występuje laminacja falista. Od typowej plażowej sekwencji facji różni omawianą asocjację facjalną brakiem dużokątowego warstwowania przekątnego zarówno rynnowego, jak i planarnego, które mogło być uformowane podczas progradacji plaż w okresach spokojnej pogody. Stanowi ono zapis migracji dużych grzbietów piaszczystych. Najprawdopodobniej uległo ono zniszczeniu w czasie sztormów.

Podsumowanie

W środkowodewońskiej części sekwencji profilu Bydgoszcz IG 1 występuje bardzo wyraźne powtarzanie się w profilach tych samych klastycznych pakietów, złożonych z systemów depozycyjnych i budujących je asocjacji facjalnych (fig. 7).

Elżbieta JACKOWICZ

SKAŁA WULKANICZNA W OSADACH DEWONU

Wśród iłowców marglistych i wapieni ze stromatoporoidami i koralowcami środkowego dewonu (żywet), na głębokości 5200,45–5200,95 występuje wkładka beżowej, masywnej skały wylewnej, sklasyfikowanej jako dacyt. Skale tej warto poświęcić nieco uwagi, bowiem jest to pierwszy przypadek udokumentowania produktów działalności magmowej w utworach nie tylko środkowego dewonu, ale też całego starszego paleozoiku na obszarze zachodniej części Niżu Polskiego.

Dacyt jest kilkakrotnie przewarstwiony szarozielonkawą, brekcjonowaną skałą węglanową z okruskami iłowców (fig. 17).

Jest to przykład rekurencji wydzieleni facjalnych, związany z powtórzeniem wystąpienia tego samego środowiska depozycji. W skład każdego z pakietów wchodzi kompletnie lub nie w pełni wykształcony zestaw systemów depozycyjnych. Każdy z systemów zawiera w sobie klasycznie wykształcone asocjacje facjalne, odpowiadające swoim wykształceniem środowiskom depozycji klastycznych kompleksów lagunowo-barierowych.

W dolnej części pakietów występuje zazwyczaj system depozycyjny laguny, składający się z utworów, reprezentujących asocjacje centralnej laguny i asocjacje jej marginalnej części. Osady zdeponowane w centralnej części laguny przewarstwiają się z osadami, reprezentującymi marginalną część laguny, równi pływowej lub stożka przelewowego.

Ponad systemem depozycyjnym laguny w profilu pojawia się system stożków przelewowych, składający się z asocjacji facjalnej proksymalnych i dystalnych stożków przelewowych. W profilu Bydgoszcz IG 1 najczęściej występuje asocjacja facjalna proksymalnych stożków przelewowych. Bardzo często występuje ona nad asocjacją lagunową lub asocjacjami równi pływowej. Rzadko osady tej asocjacji facjalnej przewarstwiają się z osadami marginalnej laguny od strony bariery lub z osadami równi pływowej. Najczęściej są to osady pływowej równi mieszanej. W środkowej części pakietów występuje system depozycyjny równi pływowej. Budują go trzy asocjacje: równi piaszczystej, równi mieszanej i równi mułowej. W profilu Bydgoszcz IG 1 asocjacja równi piaszczystej występuje nad asocjacją proksymalnych stożków przelewowych lub nad asocjacją centralnej laguny. Asocjacja równi mieszanej występuje nad asocjacją równi piaszczystej lub bezpośrednio nad asocjacją marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej. Osady asocjacji facjalnej równi mułowej są stwierdzane w profilu Bydgoszcz IG 1 sporadycznie i występują nad osadami równi mieszanej.

W górnej części niektórych pakietów występuje system depozycyjny bariery, składający się z asocjacji facjalnej plaży barierowej.

Opisane powyżej następstwo systemów depozycyjnych jest charakterystyczne dla transgresyjnych kompleksów lagunowo-barierowych (np. Einsele, 2000).

Kontakty z tą skałą są ostre, przy czym dacyt jest na nich lekko złuszczone, natomiast jego wnętrza ujawnia spękania w systemie blokowym. Szczeliny spękań o grubości od dziesiątych części milimetra do 2–3 milimetrów, są zabliźnione produktami wtórnej mineralizacji.

W najbliższym otoczeniu żyłek występują strefy odbarwione, w których dacyt jest jasnożółty, a zatem jaśniejszy niż w pozostałych partiach (fig. 18).

W budowie skały biorą udział fenokryształy (do 6% objętościowych) i ciasto skalne, sporadycznie występują owalne



Fig. 17, Fragment rdzenia uwidaczniającego kontakt dacytu ze skałą osadową. Pomarańczowo-beżowa, przystropowa partia dacytu oddzielona jest od jego korpusu poziomym pęknięciem wypełnionym minerałami wtórnymi; głęb. 5200,95 m

Drill core section showing dacite/sedimentary rock contact. Orange-beige top part of dacite is separated from the main body by a horizontal fracture filled with secondary minerals; depth 5200.95 m

Fig. 18. Fragment rdzenia blokowo spękanego dacytu, ze strefami odbarwienia wokół szczelin spękań użylonych minerałami wtórnymi; otwór Bydgoszcz IG 1, głęb. 5200,35 m

Drill core section of dacite fractured into blocks with zones of decolouration around fractures veined with secondary minerals, Bydgoszcz IG 1, depth 5200.35 m



formy amygdaloidalne. Fenokryształy są ułożone potokowo i w skali makroskopowej wykazują słabą tendencję do koncentracji warstwowej, jednakże ekspozycja tekstury fluidalnej jest ogólnie słaba. Długość pojedynczych osobników waha się przeważnie w granicach 1–2 mm, a wyjątkowo dochodzi do 3,5 mm. Podobną długość mają dość pospolite tu formy glomerokrystaliczne.

Fenokryształy są reprezentowane głównie przez przeobrażone w różnym stopniu, kwaśne plagioklasy, rzadziej występują skaleni potasowe oraz całkowite pseudomorfozy prawdopodobnie po skaleniach potasowych i być może po minerałach maficznych. Wykształcenie fenokryształów jest najczęściej hipidiomorficzne i lokalnie idiomorficzne, przy czym pokrój plagioklazów jest tabliczkowy lub listewkowy, pokrój skaleni potasowych oraz pseudomorfoz – tabliczkowy. Spękania fenokryształów są miejscami niezależne od spękań całej skały.

Plagioklasy i skalenie potasowe są przezroczyste lub lekko zmętniałe, przeważnie różowawe lub pomarańczowo-beżowe, rzadziej zielonkawe lub czerwone. Najbardziej rozpowszechnionymi produktami ich wtórnych przeobrażeń są minerały ilaste (w tym lokalnie chloryty), węglany i serycyt

(fig. 19); rzadziej spotykane są siarczany, w plagioklazach miejscami pojawia się epidot.

Węglany występują często w postaci idiomorficznych kryształów, co je upodabnia do wrostków, podczas gdy pierwotne wrostki należą do rzadkości i składają się z cyrkonu, rutylu i leukoksenu. Przeobrażenia plagioklazów i skaleni potasowych nasilają się w pobliżu szczelin spękań użyłonych minerałami wtórnymi, przy których zidentyfikowano pseudomorfozy bez relików minerałów pierwotnych. Skład tych pseudomorfoz kształtuje się w istotnej zależności od składu wypełnień pobliskich szczelin.

Plagioklasy są zbliżnione do polisyntetyczne, a w ich składzie występuje albit i bardziej zasadowy plagioklas o budowie pasowej, miejscami częściowo załbityzowany. Relikty budowy pasowej są utrwalone rozmieszczeniem produktów wtórnych przeobrażeń, szczególnie zaś mieszaniny zielonkawych minerałów ilastych i węglanów. Zagęszczenie minerałów wtórnych w jądrowych partiach tych fenokryształów prowadzi do ich prawie całkowitego zastąpienia, podczas gdy przeobrażenia obwódek są zwykle mniej zaawansowane. W jądrowych partiach niektórych osobników można też zauważyć wrostki przeobrażonego szkliwa wulkanicznego.

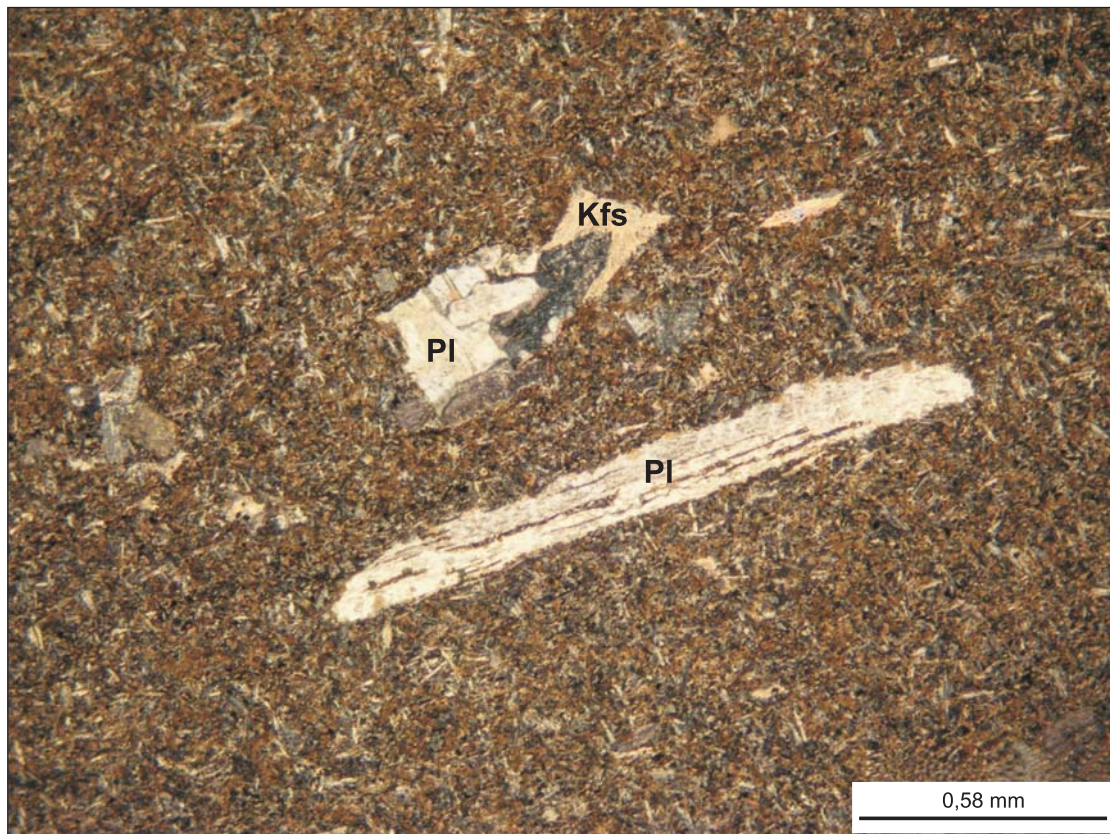


Fig. 19. Fenokryształy plagioklazów (PI), częściowo przeobrażonych w minerały ilaste oraz fenokryształ skalenia potasowego (Kfs) prawie całkowicie zastąpionego serycytem; głęb. 5200,95 m

Plagioclase phenocrysts (PI) partly altered into clay minerals, and potassium feldspar phenocrysts (Kfs) almost entirely replaced by sericite; depth 5200.95 m

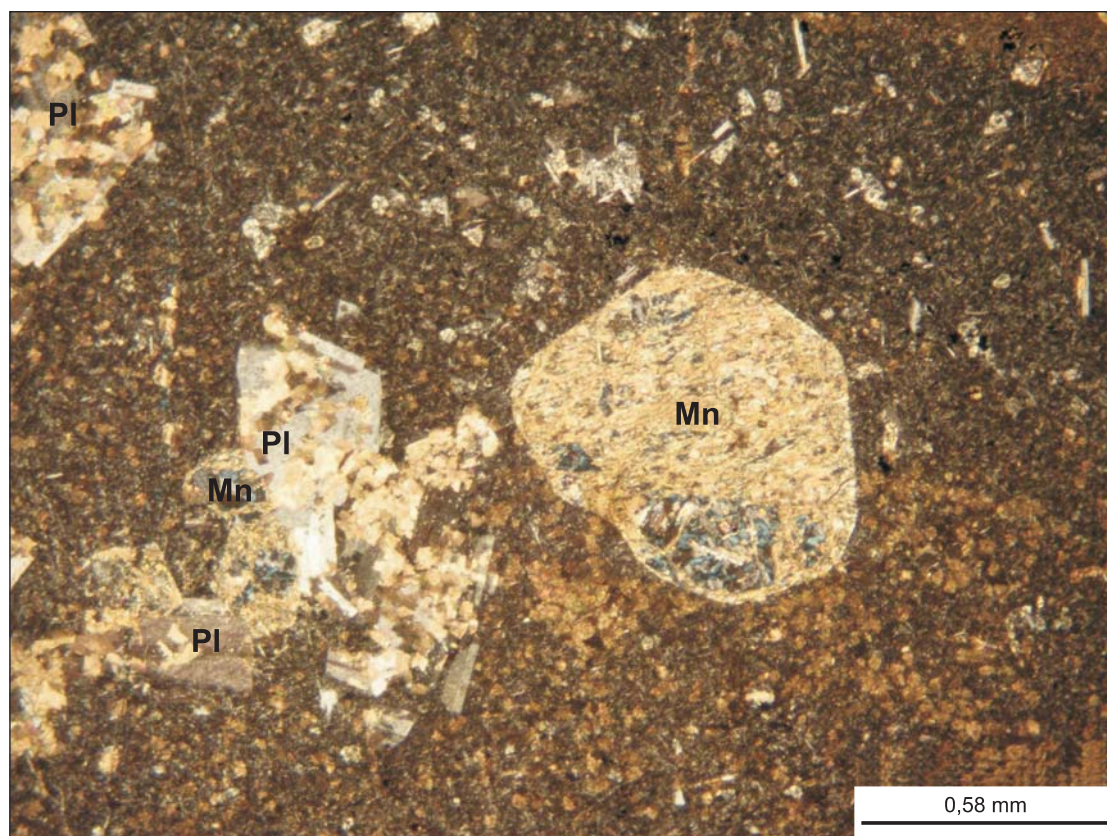


Fig. 20. Fenokryształy mineralów maficznych (Mm) całkowicie zastąpione węglanami i chlorytami oraz plagioklasy (Pl) częściowo zastąpione węglanami; głęb. 5200,95 m

Phenocrysts of mafic minerals (Mm) entirely replaced by carbonates and chlorites and plagioclases (Pl) replaced by carbonates; depth 5200.95 m

Skalenie potasowe są zbliżone, lekko spertytyzowane (pertyty infiltracyjne), z domenami albitowymi częściowo przeobrażonymi w minerały ilaste. Przypuszcza się, że produktami przeobrażeń tych skaleni są całkowite pseudomorfozy złożone z serycytu i minerałów ilastych.

Pierwotnego występowania w dacycie mineralów maficznych można domyślać się na podstawie cech morfologicznych pseudomorfoz, złożonych z bladzielonkawych chlorytów, węglanów, miejscami z dodatkiem różnych minerałów ilastych (fig. 20). W niektórych pseudomorfozach widać relikty budowy sektorowej, typowej dla piroksenów.

Ciasto skalne przy kontakcie ze skałą węglanową wykazuje strukturę apopilotaksytową, przechodzącą w miarę oddalania się od kontaktu w apointersertalną. W tym też kierunku spada intensywność jego wtórnych przeobrażeń, chociaż i tak utrzymuje się ona na wysokim poziomie. W stosunkowo słabiej przeobrażonych partiach widać, że ciało składa się z hipidiomorficznie wykształconych listewek i tabliczek przeobrażonych skaleni, głównie plagioklazów, tkwiących w masie złożonej z minerałów ilastych i węglanów, a lokalnie też chlorytów. Masa ta jest produktem przeobrażeń zarówno szkliwa wulkanicznego, jak też w znacznym stopniu plagio-

klażów i skaleni potasowych, a być może również mineralów maficznych, których śladów jednakże tu nie odnaleziono. Podobnie jak w fenokryształach, węglany tworzą często idiomorficzne, romboedryczne kryształy. Przepojenie ciasta skalnego wtórnymi węglanami i minerałami ilastymi jest przyczyną beżowego i żółtawobeżowego zabarwienia skały.

Zespół mineralów wtórnych ciasta skalnego jest silnie impregnowany mikrolitami hematytu, leukoksenu i piryty, a miejscami też innych minerałów rudnych. W górnej wkładce hematyt tworzy na tle ciasta wyraźnie zarysowane plamy o średnicy do 1,5 cm.

Plagioklasy i skalenie potasowe ciasta skalnego uległy tym samym przeobrażeniom, które dotknęły składniki fazy intratelurycznej. Rozkład większości z nich jest posunięty do prawie całkowitego zatarcia konturów, stąd też do określenia struktur ciasta zastosowano przedrostek apo-

Nieliczne, drobne pęcherzyki wypełnione są węglanami, a sporadycznie chlorytami i siarczanami. Te same minerały występują w szczelinach spękań skały, gdzie pojawiają się też siarczki żelaza i inne siarczki o złocisto-metalicznym połysku (chalkopiryt?) oraz hematyt.

Prawidłowa klasyfikacja tak silnie przeobrażonej skały powinna być oparta na wynikach analiz chemicznych nieruchliwych pierwiastków śladowych. Przy braku wyników badań chemicznych, w tym nawet pierwiastków głównych, klasyfikacja skały na podstawie skąpych przesłanek odnośnie jej pierwotnego składu mineralnego jest niepewna.

Opisywany dacyt stanowi fragmenty potoku lawowego lub też ciała intruzywnego w pozycji *in situ*, na co wskazuje skorupowe oddzielenie jego przypowierzchniowych części wzdłuż drobnych pęknięć równoległych do powierzchni. Części te nie utrzymałyby się podczas transportu powulkanicznego, podobnie zresztą jak spękane blokowo wnętrze skały. Przyczyną tego rodzaju spękań są naprężenia spowodowane szybkim stygnięciem law, m. in. w wyniku reakcji z wodą lub z mokrymi sedymentami. Przewarstwiająca dacyt skała osadowa ma w strefie przykontaktowej charakter brekcji, przypominającej miejscami peperyt, co potwierdzałoby raczej tę drugą możliwość (Lorenz, Haneke, 2004).

Temperatura posadowienia lawy lub magmy dacytowej nie była w tym przypadku zbyt wysoka, ponieważ nie ma tu form charakterystycznych dla silnego przechłodzenia stopu

(np. mozaikowej fragmentacji fenokryształów, plagioklazów z jaskółczymi ogonami), a na kontakcie ze skałą osadową nie widać śladów przeobrażeń termicznych (McPhie i in., 1993). Ze względu na skromne opróbowanie odsłoniętego wierceniem dacytu, nie można tu na razie zastosować kryteriów diagnostycznych dla odróżnienia intruzji od efuzji, bowiem dotyczą one zróżnicowania teksturalnego skał na większym odcinku profilu (Paulick, Breitreuz, 2005).

Asocjacja minerałów wtórnych dacytu (węglany, chloryty, albit, epidot, serycyt, leukoksen, siarczki żelaza i miedzi) jest charakterystyczna dla metamorfizmu bardzo niskiego stopnia. W podobnym zakresie zostały przeobrażone permskie skały wulkaniczne z zachodniej części Niżu Polskiego (Jackowicz, 1995, 2005), jednakże zestaw minerałów typomorficznych jest na tym obszarze bardziej urozmaicony. Najistotniejsza różnica przejawia się jednak brakiem kwarcu w dacycie z otworu Bydgoszcz IG 1, który występuje we wszystkich typach skał permskich, a przynajmniej w wypełnieniach ich pęcherzy lub szczelin. Wskazuje to na odmienne środowisko ich przeobrażeń w odniesieniu do produktów wulkanizmu lądowego.

PERM

Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

Otwór wiertniczy Bydgoszcz IG 1 został zlokalizowany w południowo-wschodniej części segmentu pomorskiego bruzdy śródpolskiej (Pokorski, 1995; Wagner i in., 2002) na obszarze platformy paleozoicznej Europy Zachodniej, w odległości kilkunastu kilometrów od zachodniej, granicznej strefy uskokowej (T–T) kratonu wschodnioeuropejskiego (platformy przewendyjskiej).

W rozwoju paleogeograficznym czerwonego spągowca otwór ten jest położony w obrębie centralnego paleobasenu czerwonego spągowca, określanego jako Basen Polski (Pokorski, 1978).

W obrębie tej jednostki paleogeograficznej zostały zdeponowane głównie osady drobnoklastyczne subasocjacji molasowej czerwonego spągowca górnego zaliczone do grupy Warty (Pokorski, 1981, 1995; Hoffmann i in., 1997).

Utwory grupy Warty zostały podzielone na dwie jednostki litostratygraficzne: formację Noteci i formację Drawy (Pokorski, 1981; Hoffmann i in., 1997). W najnowszym ujęciu stratygraficznym – Tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) jednostki te zostały wyróżnione jako cykle stratygraficzno-sedymentacyjne: megacykl Warty i cykle Noteci i Drawy; w podziale na jednostki sekwencyjne (Kiersnowski, 1997) cykl Noteci korelowany jest z sekwencjami 6-7-8a i 8b, a cykl Drawy odpowiada sekwencjom 1-2-3-4-5.

W otworze Bydgoszcz IG 1 stwierdzono utwory drobno-klastyczne o miąższości 539 m, które zaliczono do cyklu Noteci. Profil litologiczny sporządzono przede wszystkim na podstawie interpretacji pomiarów geofizycznych (gamma i neutron-gamma), które wskazują na wyraźną dominację osadów

mułowcowych i iłowców, zazwyczaj czerwonych lub brunatnoczerwonych, laminowanych poziomo, soczewkowo lub smużysto, lokalnie bezstrukturalnych, miejscami ze skupieniami syngenetycznego anhydrytu.

Stropowy odcinek tego profilu o miąższości około 400 m należy do systemu depozycyjnego playa z dominacją utworów mułowcowych z przewarstwieniami ilastymi oraz niewielkim udziałem piaskowców mułowcowych i pylastych. Około 200-metrowy jednorodny odcinek mułowcowo-iłowcowy można wyróżnić jako ogniwo zabartowskie (Pokorski, 1981; Hoffmann i in., 1997; Wagner, 2008).

Odcinek spągowy o miąższości około 140 m należy zaliczyć do rzeczno systemu depozycyjnego, zazębiającego się z systemem playa. Występujące w profilu otworu Bydgoszcz IG 1 piaskowce reprezentują osady efemerycznych strumieni roztokowych rozwiniętych w marginalnej wschodniej części omawianego basenu akumulacyjnego. Występujące w spągu otworu Bydgoszcz IG 1 ławice zlepieńców lub piaskowców zlepieńcowatych należy zaliczyć do osadów korytowych okresowych strumieni lub rzek ewentualnie do utworów rozwiniętych tutaj dystalnych części stożków napływowych.

Basen akumulacyjny cyklu stratygraficzno-sedymentacyjnego Noteci przedstawiono w wielu opracowaniach regionalnych, także w korelacji z równowiekowymi utworami wschodnich Niemiec, na których osady te zostały skorelowane z utworami subgrupy Elby (Hoffmann i in., 1997). Basen ten odznaczał się dużą dynamiką tektoniczną, a silna subsydencja była kompensowana procesami sedymentacji.

Położony na wschód od otworu Bydgoszcz IG 1 dość wąski pas wychodni podcechsztyńskich czerwonego spągowca zaliczanych do cyklotemu Noteci i sięgający do granicy zasięgu tych utworów, zbudowany jest z piaskowców i zlepieńców. Jest to strefa perspektywiczna dla występowania piaskowcowych skał zbiornikowych i występowania pułapek

strukturalnych, ewentualnie pułapek litologicznych lub litologiczno-stratygraficznych dla złóż gazu ziemnego (Pokorski, 1998).

W otworze Bydgoszcz IG 1 nie występują utwory cyklu Drawy oraz czerwonego spągowca dolnego (megacyklotemu Odry).

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA OSADÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA I NAJNIŻSZEGO CECHSZTYNU

Charakterystyka petrograficzna skał

Badaniami petrograficznymi objęto łącznie 30 próbek skał, reprezentujących piaskowce i skały mułowcowo-iłowcowe. Opisy wykonano na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich (analiza planimetryczna, określenie mikrolitofacji, rodzaju i wskaźnika kontaktów ziarn, pomiar najczęstszej i maksymalnej średnicy ziaren kwarcu, opis najważniejszych procesów diagenetycznych). Niektóre płytki cienkie objęto analizą barwnikową (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) w celu wstępnego rozróżnienia cementów węglanowych. Siedem próbek piaskowców, przed wycięciem płytek cienkich, nasączono niebiesko zabarwioną żywicą celem obserwacji mikroporowatości w skale. Pięć preparatów poddano analizie katodoluminescencyjnej, wykorzystującej różną zdolność luminescencji minerałów bombardowanych strumieniem elektronów w warunkach próżni. Analizę tę wykonano na angielskiej aparaturze typu CCL 8200 mk3 firmy Cambridge Image Technology Ltd. Identyfikacji składników spoiw, ich chemizmu oraz sposobu zabudowy przestrzeni porowej dokonano przy zastosowaniu mikroskopów elektronowych: typu JSM-35 firmy JEOL i typu 1430 firmy LEO, sprzężonych z mikrosondami energetycznymi (EDS ISIS). W sześciu próbkach piaskowców w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano wskaźnikowe oznaczenia chemiczne. W dwóch próbkach mułowców zbadano skład mineralny frakcji ilastej na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840. Do oznaczeń izotopów węgla i tlenu (na spektrometrze mas MI w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie) w cementie kalcytowym i dolomitowym wytypowano trzy próbki piaskowców, natomiast do oznaczeń izotopów siarki i tlenu wytypowano jedną próbkę. W jednej próbce piaskowca, w cementie dolomitowym K. Jarmolowicz-Szulc wykonała badania inkluzji fluidalnych przy zastosowaniu urządzenia Fluid Inc. System (prod. USA) sprzężonego z mikroskopem Lentz-Orthoplan. W Laboratorium Zakładu Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie, w sześciu próbkach oznaczono porowatość efektywną i przepuszczalność gazową.

Litofacja piaskowcowa

Piaskowce charakteryzują się barwą czerwono-brunatną, różowo-brunatną lub różową, miejscami szarzielonkawą. Są to skały drobno- i średnioziarniste. Piaskowce wykazują

strukturę psamitową, rzadziej psamitowo-aleurytową. Tekstura ich bywa beładna lub kierunkowa (laminacja równoległa).

Z uwagi na skład mineralny piaskowców oraz rodzaj spoiwa wyróżniono arenity i waki sublityczne, subarkozowe, arenity kwarcowe i w jednym przypadku arenit lityczny (tab. 3). Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc mono- i polikrystaliczny, występujący w postaci ziarn izometrycznych, zwykle nieobtoczonych, rzadziej półobtoczonych, sporadycznie obtoczonych. Ziarna kwarcu polikrystalicznego mogą być w części fragmentami kwarcowych łupków krystalicznych, bądź kwarcytów. Skalenie występują w postaci ziarn ostrokrawędzistych, miejscami częściowo skarbonatyzowanych lub zserycytizowanych. Wśród nich wyróżniono albit szachownicowy, skalenie potasowe (mikroclin, ortoklaz, pertyt mikroklinowy). Łyszczyki reprezentowane są głównie przez muskowit. Wśród litoklastów wyróżniono przede wszystkim okruchy starszych skał osadowych. Są to drobnoziarniste piaskowce (arenity kwarcowe, subarkozowe, sublityczne, waki kwarcowe, piaskowce żelaziste), mułowce (ilaste lub piaszczyste), iłowce (często mułowcowe i żelaziste), wapienie (najczęściej sparyty żelaziste, mikryty, biosparyty). Poza tym odnotowano pojedyncze fragmenty skał wylewnych i skalenioowo-kwarcowe okruchy granitoidów. Akcesorycznie wyróżniono cyrkon, turmalin, epidot i tlenki żelaza.

Wśród głównych składników spoiw wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany, kwarc i skałen autigeniczny. Tlenki i wodorotlenki żelaza są w opisywanych piaskowcach powszechne, nadając im charakterystyczną czerwono-brunatną barwę. Występują one w zmiennych ilościach, najczęściej w postaci rozproszonego pigmentu, czasami w postaci krystalicznego hematytu. Rozproszony pigment żelazisty wraz z allogenicznymi minerałami ilastymi wchodzi w skład spoiwa typu matriks. W grupie autigenicznych minerałów ilastych wyróżniono Fe/Mg i Mg/Fe chloryty oraz illit. Chloryty występują w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych lub wypełniając przestrzenie porowe (fig. 21). Chloryty tworzące obwódki mogą skutecznie hamować kompaktację mechaniczną w osadzie (Rochewicz, 1980), a także powstrzymują późniejszą cementację, np. kwarcem autigenicznym (Hancock, 1978). W przestrzeniach porowych chloryty tworzą formy rozetowe lub wachlarzowe (fig. 22), a stosunek Fe/Mg w ich składzie pozostaje jak 2:1. Należą one do cementów powstałych w późniejszych etapach diagenety, w temperaturach 90–120°C (Aagaard i in., 2000). Osobniki autigenicznego illitu występują w postaci wypustek i włókien, ograniczając przestrzeń po-

Tabela 3

Skład mineralny skał czerwonego spągowca i najniższego cechsztynu [% obj.]

Mineral composition of the Rotliegend and lowermost Zechstein rocks [% vol.]

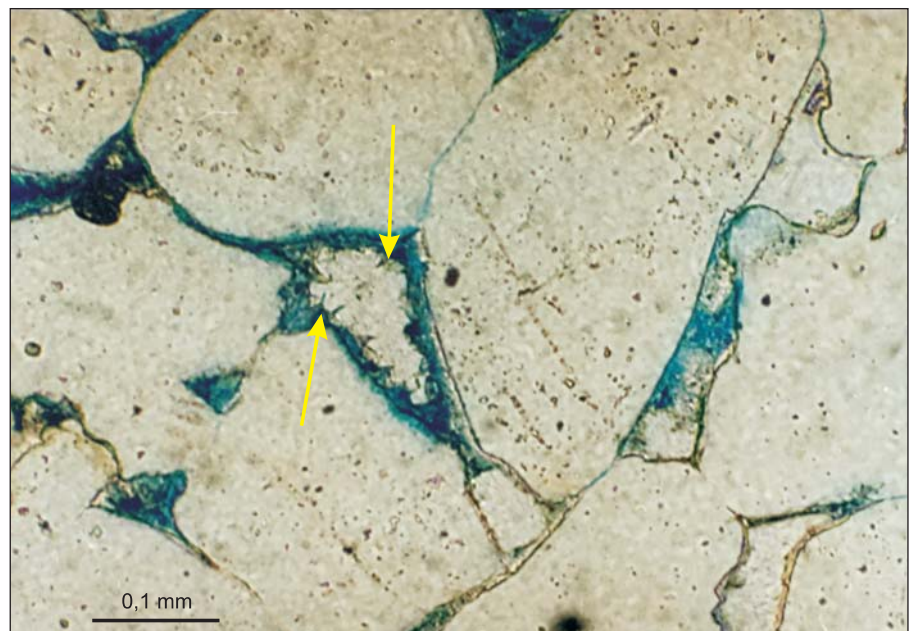
Głęb. [m]	Typ skały	Kwarc	Skalenie	Litoklasty	Łyszczyki	Min. ciężkie	Matriks	Aut. min .il.	Węglany	Siarczany	Kwarc aut.	Skaleń aut.	Pory
4252,5	ar sl	55,7	5,3	7,3	0,0	0,0	5,7	0,0	21,3	4,7	0,0	0,0	0,0
4253,5	ar sa	52,1	5,3	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	26,1	8,2	6,3	0,0	n.o.
4253,7	ar k	69,4	1,3	1,9	0,0	0,0	1,1	0,0	19,4	5,6	1,3	0,0	n.o.
4254,4	ar sa	65,4	5,3	2,0	0,0	0,0	2,7	0,0	10,3	3,3	10,7	0,3	0,0
4255,5	ar sl	58,6	4,0	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0	19,0	0,3	11,0	1,0	2,0
4263,3	ar sa	45,0	4,6	0,4	0,2	2,3	6,2	0,0	29,8	11,5	0,0	0,0	n.o.
4270,7	ar sa	57,3	5,9	1,5	0,0	1,6	6,5	0,0	15,6	9,7	1,9	0,0	n.o.
4272,5	wa sa	52,5	5,8	2,7	0,0	0,9	15,4	0,0	22,0	0,0	0,7	0,0	n.o.
4280,6	wa sa	44,3	5,6	3,1	0,9	1,9	39,0	0,0	4,3	0,9	0,0	0,0	n.o.
4296,0	wa sa	46,8	2,8	0,3	1,5	1,9	25,1	0,0	17,7	3,9	0,0	0,0	n.o.
4300,0	ar sl	53,3	0,7	5,3	0,0	0,0	5,0	0,0	16,0	5,3	13,7	0,0	6,6
4521,8	wa sl	49,0	1,4	2,7	0,3	0,6	19,6	Chl 1,0	7,0	14,0	4,0	0,0	0,0
4521,9	ar sl	46,1	3,3	5,9	0,3	0,0	7,6	0,0	17,6	12,7	12,7	0,0	n.o.
4226,4	ar sl	56,3	4,7	5,7	0,0	0,3	3,4	0,0	12,0	10,3	10,3	0,3	n.o.
4526,8	ar sa	54,7	7,4	4,3	0,3	0,0	0,0	0,0	14,2	14,2	14,2	0,0	n.o.
4623,9	ar sa	40,4	4,2	0,6	0,3	1,0	13,8	0,0	29,0	6,4	6,4	0,0	n.o.
4632,9	ar k	58,4	1,9	1,3	0,0	0,0	4,9	It 4,0	20,6	4,8	4,8	0,0	n.o.
4633,1	ar k	61,7	0,7	1,3	0,0	0,0	7,0	It 1,7	16,3	2,7	2,7	0,0	0,0
4740,1	ar l	51,0	1,7	20,0	0,0	0,0	9,0	0,0	14,4	0,0	0,0	0,0	0,0

Symbole: aut. – autigeniczny, il. – ilaste, min. – minerały, ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, Chl – chlorit, It – illit, n.o. – nie oznaczono

Abbreviations: aut. – authigenic, il. – clay, min. – minerals, ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, Chl – chlorite, It – illite, n.o. – not determined

Fig. 21. Obwódki chlorytowe (strzałki) otaczające ziarna detrytyczne; głęb. 4253,7 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora

Chlorite rims (arrows) on detrital grains; depth 4253.7 m; photomicrograph, without analyser



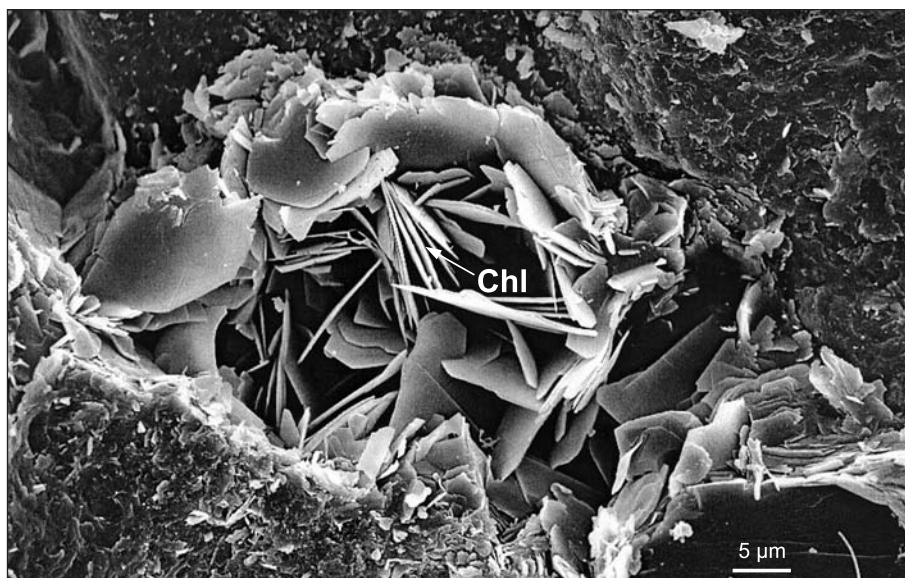


Fig. 22. Wachlarzowe skupienie Fe/Mg chlorytu (Chl) w przestrzeni porowej arenitu subarkozowego; głęb. 4253,7 m; obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego

Fan-like concentration of Fe/Mg chlorite (Chl) in the pore space of subarkosic arenite; depth 4253.7 m; electron microscope image (SEI)

rową. Najpospolitszymi minerałami węglanowymi jest kalcyt i dolomit (fig. 23). Obecność minerałów węglanowych i anhydrytu potwierdzają analizy chemiczne z wybranych próbek skalnych (tab. 4). W opisywanych piaskowcach kalcyt występuje przeważnie w postaci osobników anhedralnych. Poza identyfikacją kalcytu, metodą barwienia płytek cienkich płynem Evamy'ego, interesujących danych dostarczyła analiza katodoluminescencyjna oraz analiza chemiczna w mikroobszarach. Metody te pozwoliły wyróżnić Mn- i Fe/Mn-kalcyt. Najbardziej rozpowszechniony jest Mn-kalcyt, wyka-

zujący w CL żółtą lub żółtopomarańczową luminescencję dzięki zawartości manganu w sieci krystalicznej. Wielkość promienia jonowego manganu jest zbliżona do wielkości promienia jonowego wapnia, zatem istnieje duża możliwość tworzenia kryształów mieszanych $(Ca, Mn)CO_3$. Wynik ilościowej analizy w mikroobszarze daje zawartość członu $MnCO_3$ w kalcyście, w próbce z głęb. 4632,9 m – 1,0% mol. Wyniki $\delta^{18}O_{VPDB}$ (–7,25; –8,06‰) dla badanych próbek kalcytów posłużyły do wyliczenia hipotetycznych temperatur ich krystalizacji w zależności od różnych wartości $\delta^{18}O_{SMOW}$ wody

Tabela 4

Wyniki oznaczeń chemicznych z wybranych próbek skalnych oraz przeliczenie na zawartość węglanów i anhydrytu [% wag.]

Results of chemical determinations from selected rock samples and recalculation for carbonate and anhydrite contents [weight %]

Głębokość [m]	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CO ₂	SO ₃	części nierozp	CaCO ₃ + MgCO ₃	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	FeCO ₃	MnCO ₃	CaSO ₄
4121,8	8,52	1,48	0,40	0,45	n.o.	7,70	0,29	78,98	16,61	12,42	4,19	0,64	n.o.	0,49
4253,5	10,40	1,48	0,68	1,45	n.o.	7,05	5,32	n.o.	14,58	8,72	5,86	1,10	n.o.	9,04
4263,3	8,87	2,16	0,40	2,85	n.o.	7,83	1,78	n.o.	16,68	9,93	6,75	0,64	n.o.	3,03
4300,0	2,60	3,64	1,61	6,48	n.o.	3,06	0,14	n.o.	4,67	4,21	0,46	2,60	n.o.	0,24
4526,8	10,60	0,72	0,04	0,51	n.o.	5,15	9,58	n.o.	10,92	2,20	8,72	0,06	n.o.	16,29
4529,5	4,48	3,28	0,59	4,61	n.o.	5,29	0,77	n.o.	10,55	2,84	7,71	0,95	n.o.	1,31

Nierozp. – nierozpuszczalne/indissoluble

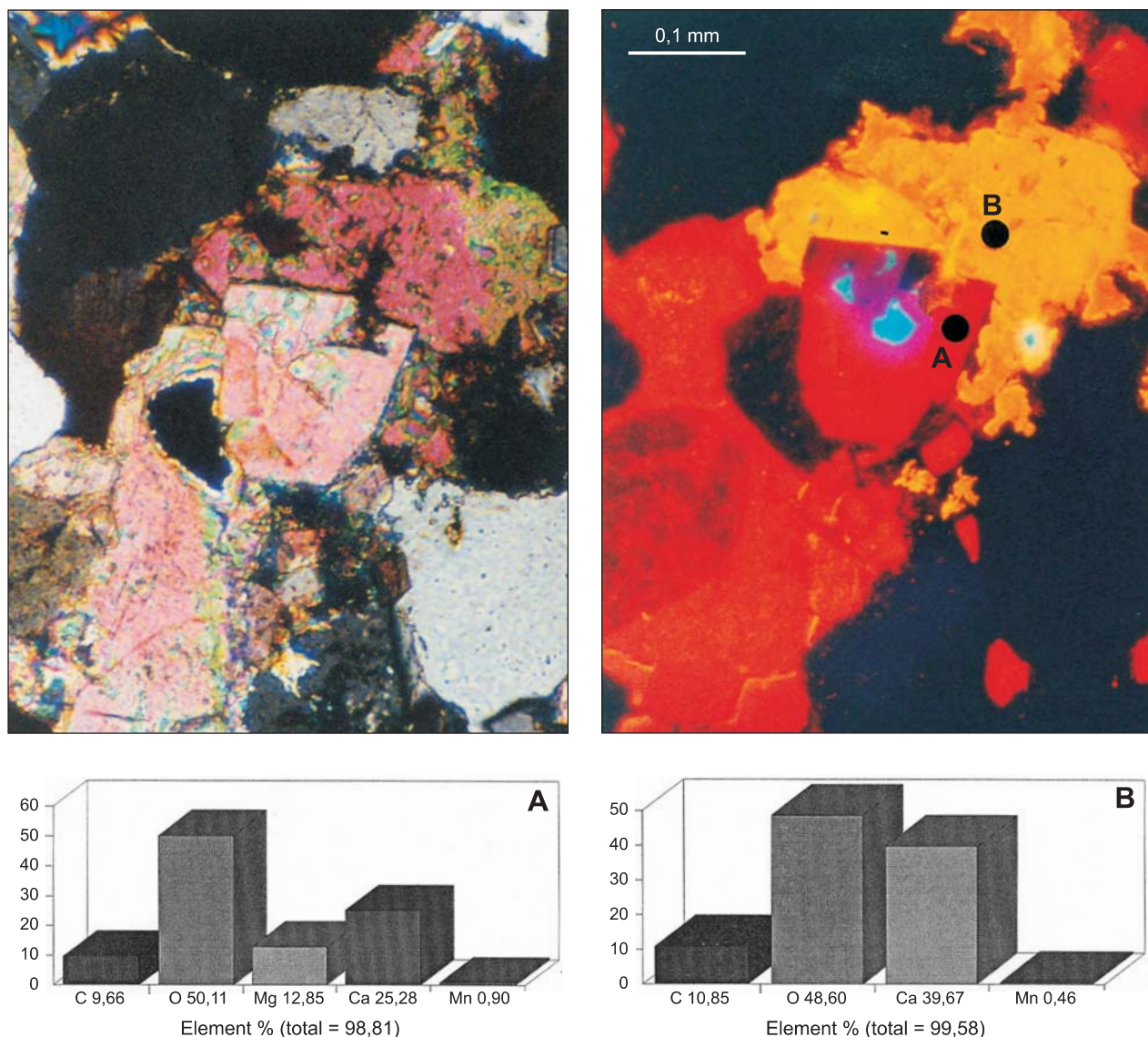


Fig. 23. Spoiwo dolomitowe i kalcytowe w arenicie kwarcowym

A – dolomit ($\text{Ca}_{0.574}\text{Mg}_{0.414}\text{Mn}_{0.012}(\text{CO}_3)_2$); **B** – Mn-kalcyt ($\text{Ca}_{0.990}\text{Mn}_{0.010}\text{CO}_3$). Widoczne relikty skalenia potasowego (niebieska barwa luminescencji) w obrębie dolomitu; głęb. 4632,9 m; mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym przy nikolach skrzyżowanych i w CL oraz wykresy składu chemicznego (EDS) w punktach A i B

Calcite and dolomite cement in quartz arenite

A – dolomite ($\text{Ca}_{0.574}\text{Mg}_{0.414}\text{Mn}_{0.012}(\text{CO}_3)_2$); **B** – Mn-calcite ($\text{Ca}_{0.990}\text{Mn}_{0.010}\text{CO}_3$). Potassium feldspar relics (blue-luminescent) in dolomite; depth 4632.9 m; polarizing microscope (with crossed nicols) and CL photomicrographs, and graphs of chemical compositions (EDS) at points A and B

porowej (fig. 24). Dla osadów czerwonego spagowca wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej mogą się wahać w szerokim zakresie od -10% do wartości bliskich zeru (Harwood, Coleman, 1983), zatem temperatury krystalizacji kalcytów wynoszą od około 30 do około 60°C. Możliwa minimalna wartość, jaką przyjęto, wynosi -5% SMOW (Kuberska, 2004). Dolomit tworzy różnej wielkości romboedry, miejscami notuje się ziarna anhedralne. Analizy chemiczne w mikroobszarach wykazały obecność manganu w obrębie dolomitu (próbka z głęb. 4632,9 m) – MnCO_3 1,2% mol. Analiza barwniko-

wa wskazała również na obecność żelaza (niebieskie zabarwienie przykrawędziowych partii kryształów dolomitu). Partie brzeżne mogą mieć wtedy skład ankerytu. W badaniach katodoluminescencyjnych dolomit wykazuje świecenie w barwach czerwono-brunatnych do czarnego. W wybranych próbkach piaskowców oznaczono wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w spoiwie dolomitowym. Wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ wahają się od $-7,40$ do $-4,89\%$ VPDB, natomiast $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ od $-1,41$ do $-1,00\%$ PDB. Przyjmując $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej $+1\%$ (Kuberska, 2004) krystalizacja dolomitu mogła zachodzić w temperaturach

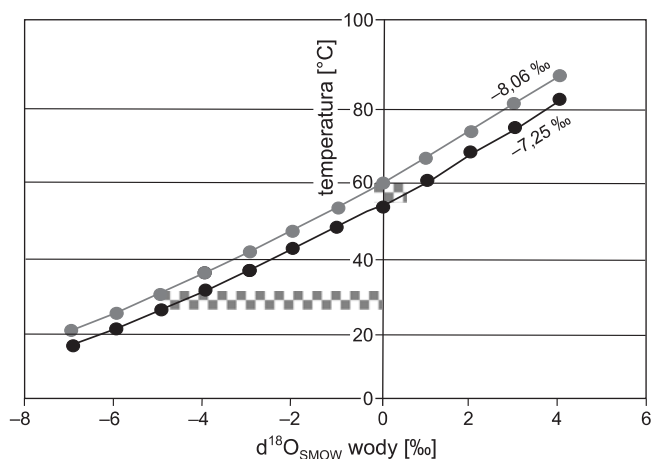


Fig. 24. Temperatura krystalizacji dolomitu w zależności od wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej

Crystallisation temperature of dolomite versus the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value of pore water

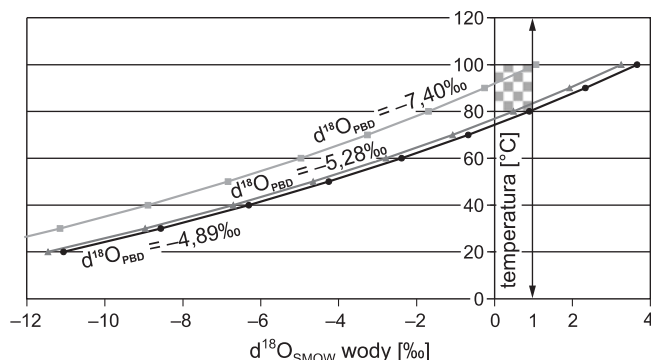


Fig. 25. Temperatura krystalizacji kalcytu w zależności od wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej

Crystallisation temperature of calcite versus the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value of pore water

przekraczających 80°C (fig. 25). Dolomit krystalizujący w takich temperaturach zalicza się do późnodiagenetycznego.

Siarczany reprezentowane są przez anhydryt. W jednej próbce przy zastosowaniu mikroskopu elektronowego zidentyfikowano baryt. Zawartość anhydrytu waha się od zera do 14,2% obj. Anhydryt w badanych piaskowcach występuje między innymi w postaci wydłużonych tabliczek oraz igiełkowych kryształów i jest zaliczany do cementu wczesnego, powstałego z wód o charakterze meteorycznym. Przy takich założeniach obliczenia wykorzystujące wartości $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (6,50‰ dla próbki z głęb. 4300,0 m) wskazują na krystalizację anhydrytu w temperaturze około 50°C (Kuberska, 2004). Miejscami, jako

spoiwo późnodiagenetyczne występuje w postaci osobników anhedralnych, zastępując ziarna detrytyczne (fig. 26).

Spoivo kwarcowe jest powszechne, choć ilość jego jest zróżnicowana (0,0–14,2% obj.). Najczęściej kwarc autigeniczny tworzy obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych. Miejscami syntaksjalne obwódki regeneracyjne różnych ziarn kwarcu stykają się ze sobą, szczelnie wypełniając przestrzeń porowate w piaskowcach (fig. 27). Sporadycznie obserwowano pojedyncze, euhedralne kryształy.

Zauważono także autigeniczne skalenie występujące jedynie w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach detrytycznych skałeni potasowych.

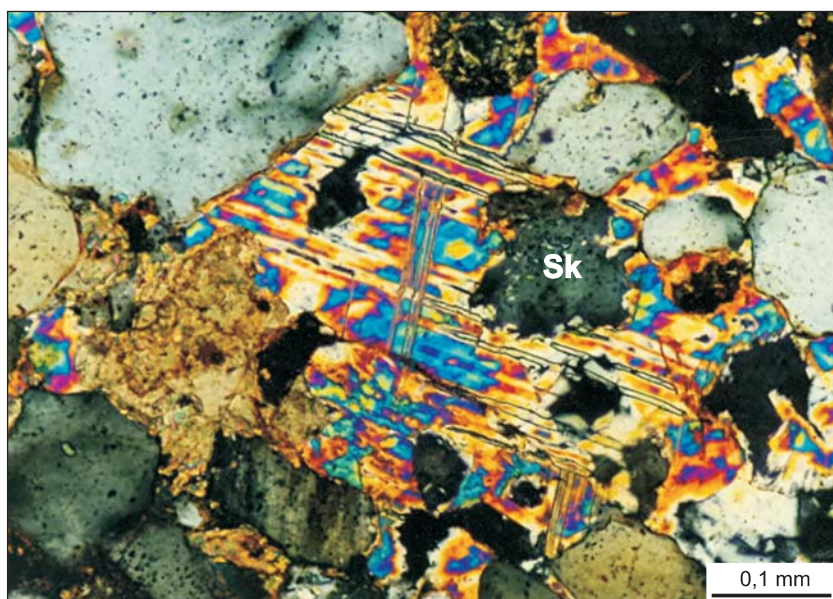


Fig. 26. Relikty skalenia (Sk) w cementie anhydrytowym; głęb. 4270,7 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane

Feldspar relics (Sk) in anhydrite cement; depth 4270.7 m; photomicrograph, crossed nicols

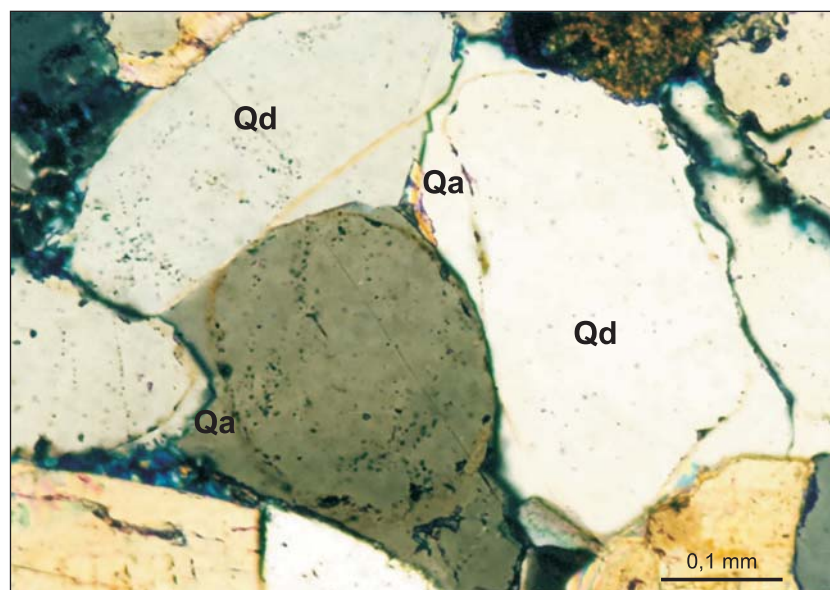


Fig. 27. Obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu detrytycznego (Qd); głęb. 4632,9 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikle skrzyżowane

Authigenic quartz overgrowth (Qa) on detrital quartz grains (Qd); depth 4632.9 m; photomicrograph, crossed nicols

Litofacja mułowcowo-iłowcowa

Charakterystykę mułowców i iłowców przedstawiono łącznie, gdyż skały te w profilu współwystępują ze sobą, prze-warstwiając się, tworząc wkładki lub soczewki.

Skały te często odznaczają się warstwowaniem równoległym, falistym lub soczewkowym. Wykazują strukturę aleurytowo-psamitową, aleurytowo-pelitową, bądź pelitowo-aleurytową. Najczęściej są one czerwono-brunatne, miejscami szare. Mułowce piaszczyste, złożone są głównie z ziarn kwarcu najczęściej o średnicy 0,03–0,06 mm, podrzędnie ze skaleni i łyszczyków. Scementowane są spoiwem ilasto-żelazistym. Badania rentgenostrukturalne (tab. 5) pozwoliły zidentyfikować illit, chloryt, kaolinit oraz gips.

Procesy diagenetyczne i etapy rozwoju diagenety

Główne procesy diagenetyczne zachodzące w osadach to: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie niestabilnych składników mineralnych. Zachodziły one od momentu sedimentacji, przez kolejne stadia pogrzebienia osadu. W badanych osadach wyodrębniono eo- i mezodiagenetę (Choquette, Pray, 1970). Efekty procesów diagenetycznych obserwowano w próbkach piaszkowców (tab. 6).

Kompaktacja mechaniczna jest procesem najdłużej działającym w osadzie. Powoduje ona między innymi wzrost upakowania materiału detrytycznego. Wyliczony wskaźnik kontaktów ziarn określa liczbowo stopień upakowania ziarn

Tabela 5

Wyniki badań rentgenostrukturalnych mineralów ilastych wybranych próbek skalnych

Results of X-ray diffraction study of clay minerals from selected rock samples

Głębokość [m]	Nazwa skały	Illit Il	Illit/smektyt I/S	Chloryt Chl	Kaolinit Kl	Gips Gi
4281,6	mułowiec piaszczysty	++	–	++	+	++
4529,5	mułowiec kwarcowy	+	–	++	+	–

Objaśnienia symboli: +++ – znaczny, ++ – średni, + – niewielki udział zidentyfikowanych minerałów

Explanation to symbols: +++ – high, ++ – medium, + – small proportion of identified minerals

Tabela 6

Wybrane cechy skal czerwonego spągowca i najniższego cechsztynu
Selected features of the Rotliegend and lowermost Zechstein deposits

Głębokość [m]	Nazwa typ skały	MfQ [mm]	MmaxQ [mm]	MmaxQ MfQ	Główne procesy diagenetyczne						
					Kompakcja		Cementacja	Rozpuszczanie	Zastępowanie	Przeobrażanie	
					mechaniczna (W _{kcz})	chemiczna (TP _{kz})					
4252,5	pc śr/ar sl	0,30	0,80	2,7	2,5	ww	Ka, Do, Ah, Qa	Qd, Sk	Qd, Sk, L → Ka, Ah	–	
4253,5	pc dr/ar sa	0,19	0,51	2,7	2,5	ww	W, Ah, Qa	Qd, Sk, Ah	Qd, Qa, Sk → W	Sk → It + Qa	
4253,7	pc dr/ar k	0,22	0,32	1,4	2,0	–	Ob.Chl, W, Ah, Qa	Qd, Do	Qd, Sk → Ka, Ah, Do	Sk → It + Qa	
4254,4	pc dr/ar sa	0,18	0,50	2,8	2,7	ww	Qa, Ka, Do, Ah	Qd, Sk	Qd, Sk → Ka	–	
4255,5	pc dr/ar sl	0,22	0,32	1,4	2,0	–	W, Qa	Sk, Qd	Qd, Qa, Sk → Ka	–	
4263,3	pc dr/ar sa	0,13	0,24	1,3	1,8	–	Ob.il-żl, W, Ah, Qa	Qd, Sk	Qd, Qa, Sk → Ka, Ah	Sk → It, Ly → Chl	
4270,7	pc dr/ar sa	0,16	0,22	1,4	1,8	–	Ob.il-żl, W, Ah, Qa	Qd, Sk, Do	Qd, Qa, Sk → Ka, Ah	Sk → It + Qa	
4272,5	pc b.dr/wa sa	0,08	0,48	6,0	0,7	–	Ob.il-żl, W	Sk, Qd	Qd, Sk → Ka	Sk → It	
4280,6	pc dr/wa sa	0,16	0,67	4,2	0,5	–	W, Ah	Qd	Sk → W	–	
4296,0	pc dr/wa sa	0,16	0,40	2,5	0,7	–	Ob.il-żl, W, Ah, Qa	Qd, Sk	Sk, Qd, Qa → Ka	Ly → Chl	
4300,0	pc dr/ar sl	0,22	0,64	2,9	2,5	ww	W, Ah, Qa	Qa, Do	Qd, Qa → Ka, Do, Ah → Qa	–	
4521,8	pc dr/wa	0,16	0,64	4,0	0,7	–	Ob.il-żl, Ka, Ah, Qa	Sk, Qd, Ah	Qd, Qa, Sk → Ka, Ah	–	
4521,9	pc dr/ar sl	0,18	0,51	2,8	2,5	ww	Ob.il-żl, W, Ah, Qa	Qa, Sk, Do	Sk, Qd, Qa → Ka, Ah, Do → Ka	–	
4526,4	pc śr/ar sl	0,25	0,62	2,5	2,5	ww	Ka, Do, Ah, Qa	Sk, Qd, Ah	Sk, L, Qd, Qa → Ka, Ah	Sk → It	
4526,8	pc śr/ar sa	0,33	0,70	1,9	3,8	ww	Ob.il, W, Ah, Qa	Sk	Sk, Qd, Qa → Ka, Ah	Sk → It + Qa	
4623,9	pc b.dr/ar sa	0,08	0,20	2,5	1,5	–	Ob.il-żl, W, Ah	Qd, Sk	Qd, Sk → W	Ly → Chl	
4632,9	pc dr/ar k	0,19	0,32	1,7	2,5	ww	W, Qa, Ah	Qd, Sk, Ah, Do	Qd, Qa, Sk → Ka, Do	–	
4633,1	pc dr/ar k	0,18	0,38	2,1	1,7	–	W, Ah, Qa	Qd	Qd, Qa → W	–	
4740,1	pc śr/ar l	0,28	0,82	3,0	3,0	ww	Ob.il-żl, W, Qa	Qd, Qa	Qd, Qa, L, Sk → Ka	–	

Litologia: pc – piaskowiec, ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, śr, dr, bdr – średnio-, drobno-, bardzo drobnoziarnisty; składniki skalne: Ah – anhydrit, Chl – chloryt, Do – dolomit, il – minerały ilaste, It – illit, Ka – kalcyt, L – litoklast, Ły – lityczny, Ob – obwódki, Q – kwarc, Qd, a – kwarc detrytyczny, autigeniczny, Sk – skałenie, W – węglan; inne: MfQ – przeciętna średnica ziarn kwarcu, MmaxQ – maksymalna średnica ziarn kwarcu, W_{kz} – wskaźnik kontaktów międzyziarnowych, Tp_{kz} – typ kontaktów międzyziarnowych, ww – kontakty wklesło-wypukłe, n.o. – nie oznaczono

Litology: pc – sandstone, ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sa – subarkose, sl – sublithic, l – lithic, śr, dr, bdr – medium, fine, very fine grained. Components of rocks: Ah – anhydrite, Chl – chlorite, Do – dolomite, il – clay minerals, It – illite, Ka – calcite, L – lithoclast, Ły – lithic, Ob – rims, overgrowths, Q – quartz, Qd, a – detrital, authigenic quartz, Sk – skałenie, W – carbonate. Others: MfQ – average diameter of quartz grains, MmaxQ – maximal diameter of quartz grains, W_{kz} – index of intergranular contacts, Tp_{kz} – type of intergranular contacts, ww – concavo-convex contacts, n.o. – not determined

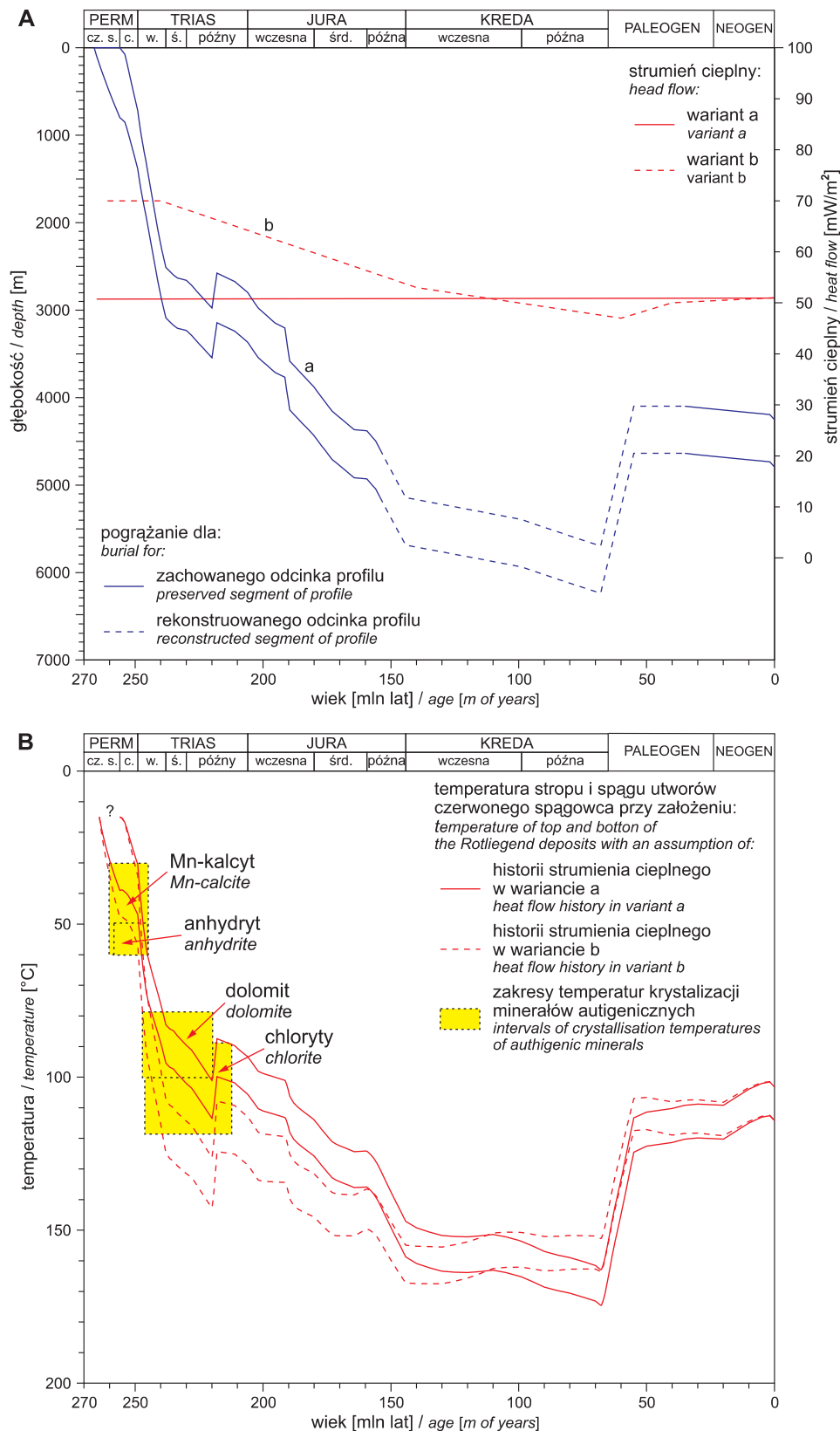


Fig. 28. Krzywe hipotetycznej historii pogrzebania (A) oraz permisko-mezozoiczno-kenozoiczna historia termiczna (B) utworów czerwonego spągowca; wyliczenia w procedurze 1-D modelowań termicznych w dwóch skrajnych wariantach a i b

Hypothetical burial history curves (A) and Permian-Mesozoic-Cenozoic thermal history (B) of Rotliegend deposits; 1-D thermal modeling performed for two extreme variants: a and b

w osadzie i wynosi tu od 0,7 do 2,7 (tab. 6). Widocznymi skutkami działania tego procesu jest obecność kontaktów prostych i punktowych. Natomiast skutkiem działania kompaktacji chemicznej są obserwowane kontakty wklęsło-wypukłe (tab. 6). Powstawanie autogenicznych obwódek ilastych, ilasto-żelazistych i kwarcowych zalicza się do procesów cementacyjnych, mających początek we wcześniejszych stadiach diagenety. Na figurze 28, skonstruowanej przez P. Poprawę, przedstawiono zakres hipotetycznej historii pogrzebienia osadów czerwonego spągowca dla analizowanego otworu wiertniczego. Pograżenie skorygowano o wartość dekompanacji wg algorytmu Falveya i Middletona (1981), skala czasowa natomiast stanowi kompilację danych Gradsteina i Ogga (1996) oraz Menninga (1995). Poza tym przedstawiono zmienność temperatury utworów w czasie postępującej litogenezy, wyliczoną w procedurze 1-D modelowań termicznych przy stałym (wariant A) i zmiennym (wariant B) strumieniu cieplnym. W odniesieniu do tych krzywych stwierdza się, że procesy eodiagenety w badanych osadach zachodziły w temperaturach niewiele przekraczających 50°C. Oprócz cementów obwódkowych tworzyły się wczesne cementy węglanowe i anhydrytowe.

Anhydryt mógł być efektem dehydratacji gipsu (Glennie i in., 1978). Wody porowe, głównie pochodzenia meteorycznego zainicjowały proces rozpuszczania ziarn detrytycznych. Efekty tego procesu obserwowano szczególnie w odmianach arkozowych piaskowców. Na przełomie cechsztynu i pstrego piaskowca rozpoczął się drugi, najdłuższy etap w historii diagenety – mezodiagenety. Mogły się wtedy tworzyć cementy dolomitowe oraz ilaste (chlorytowe, illitowe). Proces rozpuszczania diagenetycznego ziarn detrytycznych dostarczał między innymi jonów żelaza, które mogły być wykorzystane do utworzenia Fe/Mg-chlorytów, a także krzemionki, która wytrącając się, ponownie tworzyła porowe i obwódkowe cementy kwarcowe. Roztwory pochodzące z nadległych serii cechsztynu mogły być źródłem krystalizacji późniejszych

generacji anhydrytu i kalcytu oraz dolomitu. Wspomniane minerały autogeniczne występujące w spoiwach tworzyły się kilkuetapowo, co potwierdzają obserwacje mikroskopowe. Z procesem cementacji wiąże się zastępowanie diagenetyczne. Zaobserwowano częściowe lub całkowite pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych, szczególnie zastępowanie przez kalcyt i anhydryt, miejscami dolomit, kwarcu, skaleni i okruców skał. Proces ten dotyczy nie tylko ziarn, ale także cementów. Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do przemian skaleni i lyszczyków, w efekcie czego powstały illit i chloryty.

Opisywane procesy diagenetyczne (ich zasięg w profilu ilustruje fig. 29) z różną intensywnością wpływały na utrzymanie pierwotnej lub tworzenie wtórnej porowatości w osadzie. Porowatość efektywna w badanych próbkach piaskowców (tab. 7) wynosi od 0,29 do 2,53%, mierzona w płytkach cienkich metodą planimetryczną (tab. 3) od zera do 6,6%. Na tak niskie wartości główny wpływ miały rozwinięte silnie procesy cementacji i zastępowania diagenetycznego. Sądząc po wyliczonych wartościach wskaźnika kontaktów międzyziarnowych, kompaktacja miała mniejszy udział w ograniczeniu porowatości pierwotnej piaskowców. Rozpuszczanie diagenetyczne, efekty którego szczególnie dobrze obserwowano w piaskowcach arkozowych wpłynęło na utworzenie wtórnej porowatości wewnątrzziarnowej.

Podsumowanie

Na podstawie badań petrograficznych w profilu czerwonego spągowca i najniższego cechsztynu otworu Bydgoszcz IG 1 wyróżniono litofacje piaskowcową i mułowcowo-iłowcową. Piaskowce wykazują strukturę psamitową, rzadziej psamitowo-aleurytową. Tekstura ich bywa bezładna lub kierunkowa (laminacja równoległa). Wśród piaskowców wyróżniono arenity i waki sublityczne, subarkozowe, arenity kwarcowe i w jednym przypadku arenit lityczny. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są: kwarc mono- i poli-

Tabela 7

Wyniki oznaczeń porowatości i przepuszczalności z wybranych próbek skalnych oraz główne składniki spoiwa

Results of the porosity and permeability from selected rock samples and main components of the cement

Głębokość [m]	Nazwa skały	Po [%]	Pp [mD]	Matriks + cement ortochemiczny = 100%				
				Matriks	Cement ortochemiczny			
					węglany	siarczany	kwarc autig.	inne
4253,7	ar k	2,07	< 0,1	4,1	70,8	20,4	4,7	–
4263,3	ar sa	0,29	n.o.	12,6	61,1	23,6	–	2,7
4296,0	wa sa	0,73	n.o.	52,6	37,1	8,2	–	2,1
4521,9	ar sl	0,44	< 0,1	17,1	39,7	28,6	14,6	–
4623,9	ar sa	0,35	< 0,1	25,5	53,7	11,8	7,9	1,1
4632,9	ar k	2,53	< 0,1	12,8	53,6	12,5	10,7	10,4

Po – porowatość, Pp – przepuszczalność; n.o. – nie oznaczono

Po – porosity, Pp – permeability; n.o. – not determined

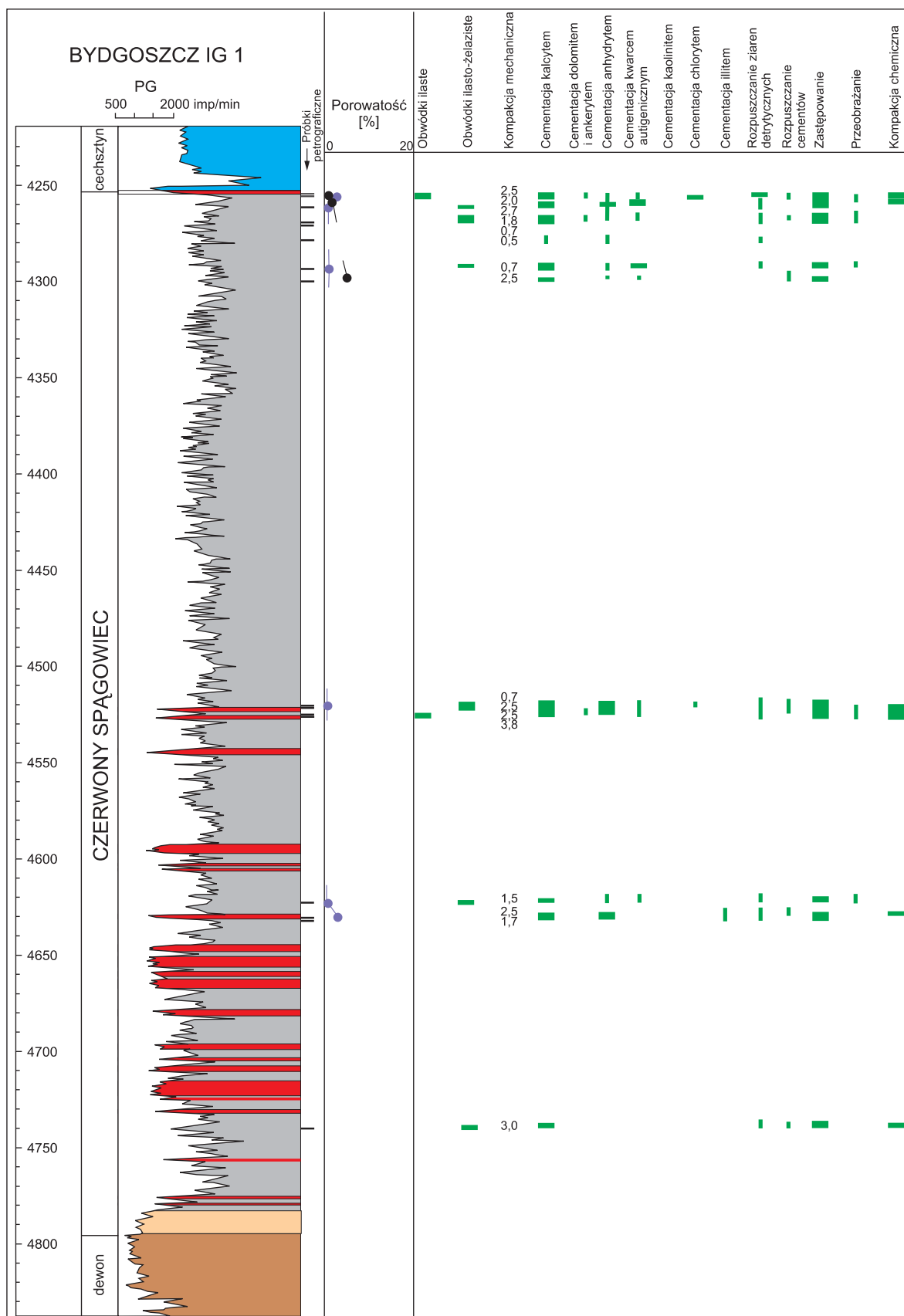


Fig. 29. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spagowca i najniższego cechsztynu

The extent of diagenetic processes and porosity values measured in Rotliegend and lowermost Zechstein deposits

krystaliczny, albit szachownicowy, skalenie potasowe (mikroklin, ortoklaz, pertyt mikroklinowy), okruchy skał (głównie pochodzenia osadowego), łyszczyki oraz minerały akcesoryczne. W spoiwie wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany, kwarc i skał autigeniczny.

Mułowce i iłowce w profilu współwystępują ze sobą, przewarstwiając się, tworząc wkładki lub soczewki. Wykazują strukturę aleurytowo-psamitową, aleurytowo-pelitową, bądź pelitowo-aleurytową.

Skały czerwonego spagowca w otworze Bydgoszcz IG 1 podlegały następującym procesom diagenetycznym:

- kompaktacji mechanicznej i chemicznej,

- cementacji (kalcytem, dolomitom, anhydrytem, kwarcem, chlorytami, illitem),

- zastępowaniu materiału detrytycznego głównie przez cemeny węglanowe i anhydryt,

- rozpuszczaniu materiału detrytycznego (skalenie, kwarc) oraz cementów,

- przeobrażaniu (skaleni i łyszczyków w chloryt, illit).

Procesy diagenetyczne, których efekty obserwowano, zachodziły w czasie trwania eo- i mezodiagenety. Maksymalne temperatury, jakim mógł podlegać osad w trakcie opisywanych przemian to około 100°C. Wskazują na to zinterpretowane wyniki analizy izotopowej oraz występowanie Fe/Mg chlorytów.

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Stratygrafia

Profil cechsztynu charakteryzuje się kompletnym wykształceniem litostratygraficznym w facji salinarnej, typowym dla centralnej części basenu sedimentacyjnego tzw. bruzdy środkowopolskiej. Obecne są trzy cyklotomy węglanowo-ewaporatowe PZ1, PZ2 i PZ3 oraz bardzo rozbudowany cyklotem terygeniczo-ewaporatowy PZ4 (fig. 30).

Najstarszy cyklotem węglanowo-ewaporatowy PZ1 rozpoczyna cienka warstwa terygeniczych osadów transgresywnych, stanowiących odpowiednik zlepieńca podstawowego (Zp1). Ponad nią występuje łupek miedzionośny (T1) i wapien cechsztyński (Ca1). Łącznie tworzą sekwencję transgresywno-regresywną cechsztynu, PZS1 (Wagner, Peryt, 1998; Peryt, Wagner, 1998), o charakterystycznej małej miąższości typowej dla centralnej części basenu sedimentacyjnego. Sekwencja ewaporatowa PZ1 jest kompletna, również o typowych małych miąższościach ewaporatów, zwłaszcza najstarszych soli kamiennych (Na1). W najwyższej części PZ1 występuje strefa dyslokacyjna, być może obcinająca jakiś fragment anhydrytu górnego (A1g). Według typowych dla strefy basenowej profilów A1g (Wagner, 1994) poziom ten powinien mieć miąższość o co najmniej 50% większą niż obserwowaną w profilu z otworu Bydgoszcz IG 1.

Wspomniany uskok usunął także z profilu najniższą część cyklotemu PZ2, czyli dolomit główny (Ca2) i anhydryt podstawowy (Na2), a także bliżej nieokreśloną część starszej soli kamiennej (Na2). Do zaburzeń tektonicznych dochodzą także

deformacje halotektoniczne. Deformacje te najsilniej manifestują się w osadach cyklotemu PZ2. Starsza sól kamienna (Na2) została tu w dużym stopniu wyciśnięta do rozciągającej się w pobliżu poduszki solnej. Obecna jej miąższość, łącznie z solami potasowymi, wynosi 122,5 m. Pierwotna miąższość tych soli wynosiła prawdopodobnie około 400 m.

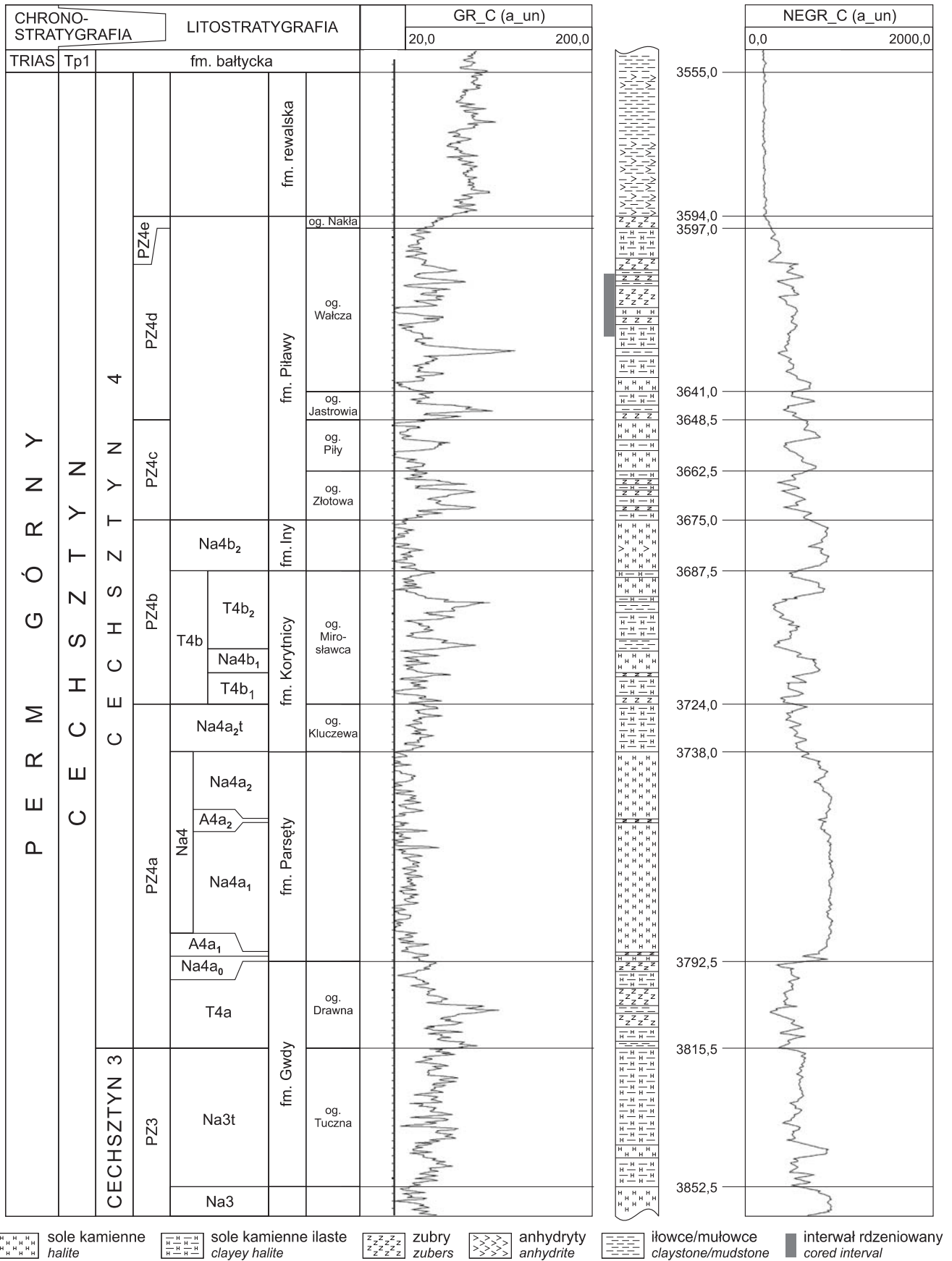
Osady cyklotemu PZ3 są zdeformowane w niewielkim stopniu. Dotyczy to dolomitu płytowego (Ca3), szarego łu solnego (T3) i anhydrytu głównego (A3), które wykazują upady od 10 do 35°. Warstwy te są zapewne częściowo spękanne. Być może w równie niewielkim stopniu jest zmniejszona tektonicznie miąższość młodszych soli kamiennych. Redukcja ta nie przekracza 20% miąższości pierwotnej. Poza tymi niewielkimi deformacjami profil cyklotemu PZ3 jest kompletny stratygraficznie.

Jak wspomniano wyżej cyklotem PZ4 jest kompletny stratygraficznie i ma znaczną miąższość. Cyklotem ten jest wykształcony w charakterystycznej dla tej części basenu litofacji zubrów. W jego obrębie można wyróżnić wszystkie charakterystyczne formacje i ogniwa formalnego podziału litostratygraficznego, opracowanego dla bruzdy środkowopolskiej (Wagner, 1987, 1994). Jedynie najwyższe ogniwo formacji Piławy – ogniwo Nakła – jest silnie zredukowane do zaledwie 3 m. W nieformalnym podziale cyklotemowym można wyróżnić wszystkie 5 subcyklotemów terygeniczo-ewaporatowych (PZ4a, PZ4b, PZ4c, PZ4d, PZ4e), na które dzieli się cyklotem PZ4 (Wagner, 1994). W obrębie subcyklotemów występują wszystkie podrzędne ogniwa litostratygraficzne.

—————>

Fig. 30. Profil litologiczny osadów najwyższego cechsztynu w otworze Bydgoszcz IG 1

Lithology of uppermost Zechstein deposits in the Bydgoszcz IG 1 borehole



Ewaporaty cechsztynu przykryte są terygeniczną formacją rewalską, reprezentującą najwyższą część cechsztynu i jednocześnie osady najwyższego permu, przy granicy perm/trias (P/T). Granica z dolnym pstrym piaskowcem została ustanowiona na wykresach geofizyki wiertniczej.

Litofacje i środowiska sedymentacji

Osady cechsztynu rozpoznane w profilu otworu wiertniczego Bydgoszcz IG 1 powstały w północno-wschodniej części centralnego basenu sedymentacyjnego, w pobliżu regionalnej strefy dyslokacyjnej Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), stanowiącej NE granicę tego basenu, charakteryzującego się bardzo silną subsydencją, nie zawsze kompensowaną sedymentacją osadów (Wagner, 1988).

Transgresja morza cechsztyńskiego wkroczyła tu na obszar kontynentalnego basenu górnego czerwonego spągowca, który był w swojej schyłkowej fazie rozwoju wypełniany osadami drobnoklastycznymi: piaskowcami i mułowcami utworzonymi w środowisku kontynentalnej playi. Morze cechsztyńskie przerobiło w niewielkim stopniu najwyższą część (1 m) jeszcze nie zdiagnozowanych osadów terygeniczych, tworząc osady mułowcowo-piaszczyste z przewarstwieniami i laminami czarnych łupków. Transgresja była zapewne bardzo szybka i wkroczyła na płaski, spenepienizowany obszar wysychających jezior, tworzących dominujące środowisko sedymentacji u schyłku późnego czerwonego spągowca na Pomorzu Zachodnim (Kiersnowski, Buniak, 2006).

Dojrzałe stadium transgresji reprezentuje leżący wyżej łupek miedzionośny (T1). Są to szaro-czarne łupki wapieniste, laminowane, z pirytem utworzone w warunkach redukcyjnych, poniżej podstawy fałowania. Na pograniczu z wapieniem cechsztyńskim występuje powierzchnia maksimum transgresji – mfs (Wagner, Peryt 1998).

Wapień cechsztyński (Ca1) rozpoczyna się cienką (0,13 m) warstwą marglistych wapieni ze smugami ciemniejszych margli ze skupieniami ziaren pirytu, stanowiącymi stopniowe przejście od środowiska basenu beztlenowego do otwartego basenu z natlenionymi wodami. W morzu wapienia cechsztyńskiego bardzo szybko doszło do spłycenia. Już 13 cm nad stropem łupka miedzionośnego pojawiają się drobne onkolity, które ku górze stają się coraz większe i zdecydowanie przeważają w profilu, tworząc warstwę 3,8 m miąższości wapieni droboonkolitowych, przechodzących ku górze w wapienie gruboonkolitowe o miąższości 1,8 m. Onkolity osiągają tu ponad 1 mm średnicy, występują również intraklasty wapieni onkolitowych. Obserwuje się także występowanie pojedynczych koralowców o średnicy do 5 mm. Wszystko to świadczy o stopniowym wzroście energii hydrodynamicznej, związanej ze stopniowym spłycaniem środowiska sedymentacji, typowym dla względnie płytkiego, otwartego morza epikontynentalnego. Kulminacja spłycenia morza w nastąpiła w końcu sedymentacji Ca1. Świadectwem tego wydarzenia są poziomy stromatolitów występujące w najwyższych 70 cm profilu wapienia cechsztyńskiego. Dolny poziom zbudowany jest z stromatolitów kolumniowych o średnicy ok. 5 cm i wysokości do ok. 15 cm. Tworzą one zwarty poziom, przechodzący w dolnej części w matę cyjanobakteryjną. W interstycjach występują onkolity i drobne konkrety anhydrytu. Poziom

stromatolitowy jest przykryty wapieniem onkolitowym z warstewkami i laminami mikrobialnymi, z licznymi płasko-wypukłymi stromatolitami o wysokości do 0,5 cm. Środowisko sedymentacji było skrajnie płytkowodne. Wyżej leżące osady (0,2 m) zbudowane z dolomitów z licznymi konkretykami anhydrytów o średnicy do 1,5 cm, ułożonych warstwowo, stanowią naturalne, stopniowe przejście w ewaporaty.

Najniższa część anhydrytu dolnego (A1d), o miąższości 1 m zbudowana jest z dużych konkrety anhydrytowych (do 15 cm średnicy), spojonych ciemnoszarym dolomitom. Były to osady playi stanowiące kontynuację płytkowodnego środowiska z Ca1.

W anhydrylicie dolnym następuje stopniowe, ale szybkie przechodzenie od warunków płytkowodnych do relatywnie głębokowodnych. Ponad utworami siarczanowej playi powstały płytkowodne osady anhydrytów nieregularnie warstwowych ciemnoszarym dolomitom, utworzone już w głębszym środowisku, przechodzące na głębokości 4230,2 m (ok. 17 m nad stropem Ca1) w anhydryty regularnie laminowane ciemnoszarą substancją ilasto-dolomityczną. Są to laminity anhydrytowe, utwory skondensowane, charakterystyczne dla głębszego basenu sedymentacyjnego, poniżej podstawy fałowania utworzone w warunkach niekompensowanej osadami subsydenacji.

Mała miąższość najstarszej soli kamiennej (Na1), zaledwie 16,5 m, typowa dla centralnej części basenu i przewaga laminitów anhydrytowych w rdzeniowym odcinku anhydrytu górnego (A1g), wskazują na głębokie środowisko sedymentacji tych osadów. Występująca w dole części profilu laminacja równoległa dowodzi spokojnej sedymentacji w warunkach bardzo niewielkiej precypitacji anhydrytów.

Podsumowując, osady cyklotemu PZ1 tworzyły się w otwartym basenie morskim w jego części centralnej. Po okresie płytkowodnej sedymentacji w wapieniu cechsztyńskim i najstarszej części anhydrytu dolnego nastąpiło pogłębienie basenu. Ewaporaty PZ1 tworzyły się w warunkach niekompensowanej przez osady subsydenacji, poniżej podstawy fałowania. Taki przebieg sedymentacji i subsydenacji był typowy dla centralnej części europejskiego basenu PZ1 (Wagner, 1994).

Podobne warunki panowały prawdopodobnie w początkach sedymentacji osadów PZ2, podobnie jak w całym basenie europejskim. W tym konkretnym profilu nie można tej prawidłowości z całą pewnością potwierdzić z powodu usunięcia uskokiem najstarszych ogniów stratygraficznych cyklotemu PZ2 – dolomitu głównego (Ca2) i anhydrytu podstawowego (A2). Na podstawie sąsiednich profili (Toruń 1 i Szubin IG 1) można przypuszczać, że dolomit główny tworzą tu laminowane, zailone wapienie o miąższości poniżej 10 m, stanowiące charakterystyczną litofację dla centralnej części basenu.

Zaburzenia halotektoniczne najsilniej dotknęły najstarsze sole kamienne (Na2) i potasowe (K2), uniemożliwiając poznanie ich pierwotnych miąższości. Kierując się prawidłowościami regionalnymi, można przypuszczać, że pierwotna miąższość cyklotemu PZ2 wynosiła ok. 400 m. Pierwszy etap sedymentacji tego cyklu (Ca2, A2, niższa część Na2) przebiegał w głębokim basenie w warunkach niekompensowanej subsydenacji, analogicznie do cyklotemu PZ1. W czasie sedymentacji Na2 nastąpiła kompensacja subsydenacji. Dużej miąższości osady Na2 wypełniły basen cechsztyński, umożliwiając utworzenie

starszych soli potasowo-magnezowych w warunkach płytkowodnych salin.

Kolejna silna transgresja morska nastąpiła w cyklotymie PZ3. Powstanie bardzo szybko warunków względnie głębokowodnych sugeruje, że w momencie transgresji centralna część basenu była depresją.

Wysształcenie litologiczne cyklotemu PZ3 jest typowe dla centrum basenu polskiego. Był to otwarty basen morski, relatywnie głębokowodny, o wyrównanej, spokojnej sedymentacji zarówno skał węglanowych, jak i ewaporatów.

Warunki sedymentacji i wysształcenie litologiczne cyklotemu PZ4 były również typowe dla sedymentacji w centralnej

części basenu. Występuje tu charakterystyczna dla bruzdy środkowopolskiej litofacja zubrów. Jak wspomniano wyżej, profil jest kompletny z rozpoznawalnymi najmniejszymi poziomami litostratygraficznym zarówno formalnymi, jak i nieformalnymi, a znaczna miąższość tych osadów (221,5 m) świadczy o silnej, kompensowanej subsydencji. Wszystkie prawidłowości sedymentacji cyklotemu PZ4 mają zastosowanie do tego profilu (Wagner, 1994).

Wniosek można również odnieść do formacji rewalskiej, rozpoznanej geofizyką wiertniczą, kończącej sedymentację najwyższego permu w basenie polskim.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA MIKROLITOFACJALNA I DIAGENETYCZNA OSADÓW WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

Wstęp

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym oraz obserwacje makroskopowe (podstawowe cechy warstwowania, struktury) i opisy rdzeni (Wagner, ten tom). Odmiany mikrofakcyjne sklasyfikowano według Dunhama z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczoną w pracy Narkiewicza i Śnieżek (1981). W pracy przedstawiono charakterystykę środowiska sedymentacji, rodzaje procesów diagenetycznych, a wyniki przeprowadzonych badań podano w części tekstowej, na profilu mikrofakcyjnym (fig. 31) i wybranych mikrofotografiach (fig. 32A–C).

Utwory wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 6,4 m, zalegają na głębokości 4241,0–4247,4 m (fig. 31). Osady te, wysształcone są w facji wapiennej, tylko górna przystropowa część osadu na głębokości 4241,0–4241,2 m jest dolomitowa. Wapienie są ciemnoszarej barwy, a zróżnicowanie kolorystyczne (jaśniejsze–ciemniejsze) wynika z obecności cienkich wkładek marglistych i ilastych.

W strefie przejściowej pomiędzy anhydrytem dolnym (A1g) i dolomitem Ca1, występują drobne konkrecje anhydrytowe, przemieszane z ciemnoszarym mikrosparytowym dolomitem. Również dolna granica między wapieniami dolomitu głównego (Ca1) i osadami terygenicznymi łupka miedzionośnego (T1) jest stopniowa (Wagner – obserwacje makroskopowe rdzenia).

Charakterystyka mikrofakcyjna

W partiach przyspagowych wapienia cechsztyńskiego zalegają osady facji wapienno-marglistej z licznymi ziarnami kwarcu frakcji pyłowej, skupieniami siarczków żelaza (głównie pirytu), a pod nimi laminowane poziomo ilasto-wapniste łupki (T1).

Powyżej leży kompleks (5,7 m miąższości) utworów ziarnisto-organodetrytycznych wakstonów, pakstonów i greinstonów, który tworzy wymieszany konglomerat bardzo zróżnicowanych obiektów: allochemów, ziaren terygeniczných i cementów.

Allochemy są reprezentowane przez ziarna obleczone typu ooidów/onkoidów, stosunkowo nieliczne peloidy, grudki mułowe i glonowe, bioklasty fauny i mikrofauny szkieletowej oraz pokruszone elementy glonów osiadłych i planktonicznych, wkomponowane w tło skalne.

Ooidy/onkoidy mają różne kształty i rozmiary. Powszechnie występują ooidy powierzchniowe o współśrodkowej budowie korteksu; wewnątrz tego typu ziaren stanowi zwęzły spar kalcytowy ze śladową domieszką substancji ilastej i produktów dekompozycji materii organicznej (fig. 32A, B).

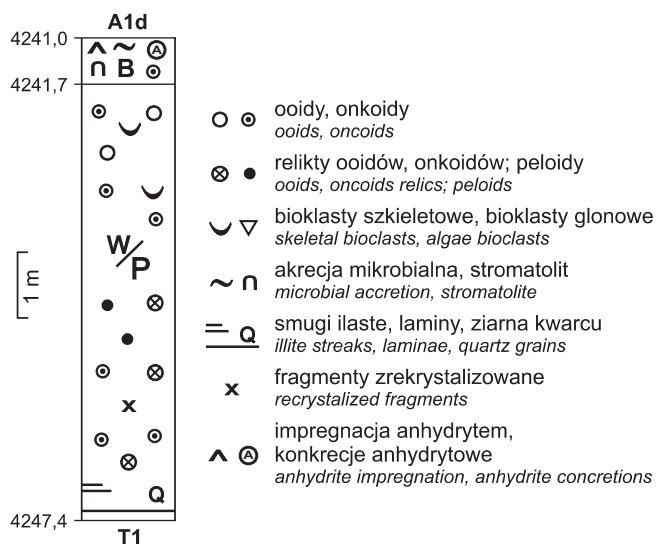


Fig. 31. Profil mikrofakcyjny osadów wapienia cechsztyńskiego w otworze Bydgoszcz IG 1

W – wakston, P – pakston, B – bandston, W/P – przewarstwienia wakstonu z pakstonem; T1 – łupka miedzionośna, A1d – anhydryt dolny

Microfacies sequence of the Zechstein Limestone in the Bydgoszcz IG 1 borehole

W – wackestone, P – packstone, B – boundstone, W/P – wackestone and packstone intercalations; T1 – Kupferschiefer, A1d – Lower Anhydrite

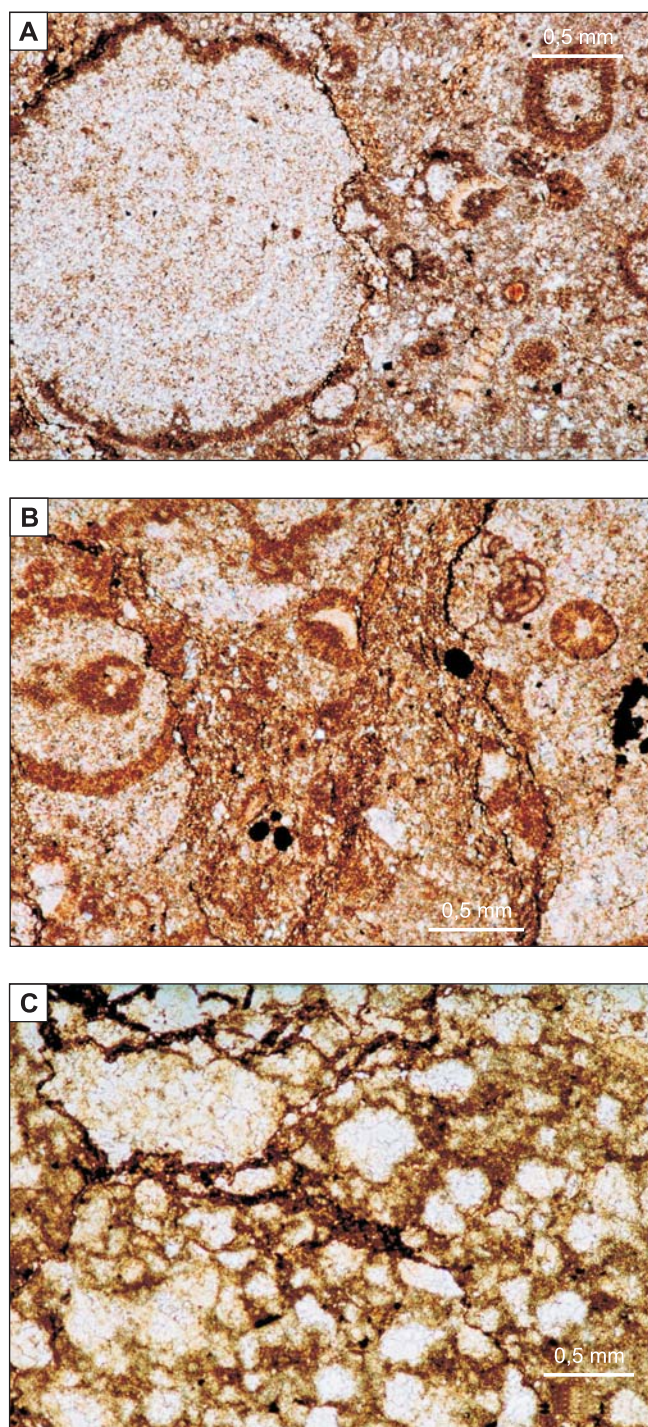


Fig. 32. A. Wakston/pakston onkoidowo-oidowy. Makroonkoid z zatartą mikrostrukturą wewnętrzną i mikrytowym cementem na obrzeżach ziarna. Kalcytowe ooidy o strukturze radialnej, zachowane w całości lub częściowo pokruszone. Roztrawione segmenty otwornicy *Nodosaria* sp. Impregnacje fosforanowe (żółtopomarańczowe). Głęb. 4242,4 m, $\times 40$, bez analizatora. **B.** Wakston ziarnisty. Ooid powierzchniowy z cementem obwódkowym (lewa część zdjęcia), ooid promienisty z roztrawionym jądrem i radialny cement obwódkowy wokół ziarna bioklastu muszlowego (środek zdjęcia). Agregatowe skupienie otwornic sessyjnych. Tło skalne kalcytowe, mikrosparytowe i drobnokrystaliczne, z domieszką materiału terygenicznego (kwarcowego). Substancja węglisto-ilasta i drobnodetrytyczny piryty w obrębie szwów mikrostylolitowych. Tlenki żelaza (czarne) na powierzchni osadu. Głęb. 4242,5 m, $\times 40$, nikole skrzyżowane. **C.** Pakston/greinston ziarnisty. Grudki, gruzelki pogłonowe, różnych rozmiarów, nieforemne. Cement kalcytowy blokowy, mozaikowy wewnątrz ziaren. Ciemnobrązowa substancja węglanowa z materiałem organicznym (węglisto-bitumicznym) w przestrzeniach międzyziarnowych i w obrębie siateczkowej mikrostruktury mikrobialnej. Cyjanobakteryjne obrosty wokół ziarnowe. Głęb. 4242,7 m, $\times 40$, bez analizatora

A. Oncoid/zoid wackestone/packstone. Macrooncolite with blurred inner microstructure and micrite cement at grain margin. Calcite ooids of radial structure, wholly preserved or partly crushed. Etched fragments of foraminifera *Nodosaria* sp. Phosphatic impregnation (yellow-orange). Depth 4242.4 m, $\times 40$, without analyser. **B.** Granular wackestone. Surface ooid with fringe cement (left side of image), radial ooid with etched nucleus, and radial fringe cement around a shell bioclast (in the centre). Aggregate concentrations of sessile foraminifers. Calcite, microsparite and finely crystalline groundmass with terrigenous material admixture (quartz). Clay-carbonaceous matter and finely detrital pyrite within microstylolite seams. Iron oxides (black) on sediment surface. Depth 4242.5 m, $\times 40$, crossed nicols. **C.** Granular packston/grainstone. Irregular algal pellets of various sizes. Blocky calcite cement, mosaic inside grains. Dark-brown carbonate substance with organic matter (carbonaceous-bitumic) in the intergranular space and within reticular microbial microstructure. Cyanobacterial overgrowths on grains. Depth 4242.7 m, $\times 40$, without analyser

Wielkość ziaren obleczonej jest zmienna od 0,2–2,0 mm $\varnothing$ (fig. 32A). Oprócz ooidów/onkoidów powierzchniowych występują onkoidy sferyczne z wyraźną falistą tangencjalną budową powłok. Rozmiar onkoidów jest taki sam jak wspomnianych wcześniej ooidów (0,2–2,0 mm $\varnothing$).

Wydaje się, że oba typy ziaren mają wspólną genezę, prawdopodobnie organiczną; możliwe jest, że zarówno czynniki organiczne, jak i nieorganiczne (precypitacja chemiczna)

uczestniczyły w procesie ich powstawania, a obserwowane różnice mikrostrukturalne w tych obiektach są wynikiem przeobrażeń diagenetycznych.

Ooidy promieniste posiadające radialne laminy korteksu mają wielkość od 0,2–0,5 mm $\varnothing$ (fig. 32B); ich jądro stanowią grudki mułowe, bioklasty glonowe lub pokruszone elementy szkieletowe. Często jądro ziarna jest usunięte (mechanicznie lub chemicznie) i zastąpione cementem (fig. 32A).

Promieniste ooidy z osadów wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej opisał Piątkowski (1977), podając różne koncepcje powstawania tego rodzaju ziaren i warunkując je – a) zmianami warunków sedymentacji, które preferowały radialnie zorientowane kryształy kalcytu, b) paramorficzną rekryształizacją aragonitu w kalcyt, czyli zdolnością tworzenia pseudomorfoz przez odmianę polimorficzną tej samej substancji chemicznej, na przykład kalcytu po aragonicie.

W dolnej części profilu mikrofacjalnego (fig. 31) na głębokości 4246,5 m zaobserwowano występowanie greinstonu ziarnistego z ooidami o silnie zatartej budowie wewnętrznej; fragmenty wytrawione wokół ooidów, zabudowane są przez cement węglanowy, a relikty pozostałych ziaren można rozpoznać jedynie po obrostach ilasto-węglistych. Ziarna zbudowane są z jednorodnego mikrosparu kalcytowego.

Kolejna frakcja ziarnista, występująca w osadzie, o zdecydowanie odmiennej proveniencji, to greinston ziarnisty o grudkowo-gruzełkowej mikrostrukturze (fig. 32C). Jest to osad zbudowany z różnej wielkości grudek 0,2–1,5 mm (średnicy lub wydłużenia), obrośnięty przez nitkowate cyjanobakterie i tkwiący w obrębie siatkowej mikrostruktury węglistej.

Grudki mają różne kształty: obłe, kanciaste, wydłużone, niekiedy są to formy nieregularne z palczastymi wypustkami. Ich wnętrza wypełnia blokowy cement węglanowy (fig. 32C). Wydaje się, że tego rodzaju obiekty w większości stanowią bułwate fragmenty glonów osiadłych, pokruszone, obrośnięte przez nitkowate cyjanobakterie, obleczone materiałem ilastym, często przetransportowane i wkomponowane w osad, stanowiąc tam czasami główny składnik ziarnisty.

Grudki mułowe (skupienia ciemnego mikrosparytowego materiału węglanowego, wzbogaconego w komponenty organiczne, najczęściej węgliste), czasami trudno odróżnić od peloidów, które utworzyły się w wyniku mikrytyzacji biologicznej różnych genetycznie obiektów (organicznych, chemogenicznych) i powstały w wyniku zmian diagenetycznych.

Elementy szkieletowe (zachowane w całości lub we fragmentach) należą do jednoseryjnych i wieloseryjnych otwornic z rodzaju *Ammodiscus*, *Agathamina* i *Nodosaria*. Segmenty (ośrodków) otwornic są rozpuszczone, zabudowane cementem kalcytowym i fosforanowym. Powszechnie występują otwornice płójące, w formie obrostów na ziarnach lub bioklastach, albo tworzą agregatowe skupienia w tle skalnym (fig. 32B). Muszle małży są w znacznym stopniu pokruszone i rozpoznawalne w mikroskopie jedynie na podstawie budowy skorupy; zachowana warstwa wewnętrzna stanowi żółtą w kolorze, granulowaną mozaikę kalcytową, powstałą w wyniku zastąpienia aragonitu przez kalcyt.

Materiał terygeniczny, kwarcowy, frakcji pyłowej występuje w dolnej partii profilu mikrofacjalnego, ulegając nagromadzeniu w obrębie lamin ilastych; rozmieszczenie ziaren kwarcu jest luźne. Piryty późnodiagenetyczny pojawia się w stosunkowo dużych skupieniach, mniejsze ziarna stanowią pigment w obrębie szwów mikrostylolitowych i mogą stanowić produkt dekompozycji materii organicznej w procesie sapropelizacji.

Według opisów makroskopowych rdzenia wiertniczego (Wagner, ten tom) w najwyższej części profilu wapienia cechsztyńskiego (poziom przystropowy) pojawiają się osady płytkowodne: kolumnkowe stromatolity i biolaminity o cha-

rakterze maty mikrobalnej (cyjanobakteryjnej). Brak płytek cienkich z tej części rdzenia (4241,0–4241,7 m) nie pozwala na uszczegółowienie obserwacji makroskopowych materiału rdzeniowanego.

Procesy diagenetyczne

Zmiany synechmentacyjne i wczesnodiagenetyczne, zaobserwowane w badanych osadach wapienia cechsztyńskiego z otworu Bydgoszcz IG 1 są zależne od czynników środowiskowych i od rodzaju osadów, poddawanych przeobrażeniom diagenetycznym. Pierwotne wapienie uległy wstępnej lityfikacji, pod wpływem następujących procesów:

- neomorfizmu agradacyjnego (wzrost kryształów kalcytu i ich mineralogiczna stabilizacja),

- polimorficznych przemian aragonitu w kalcyt (dotyczy większości elementów szkieletowych, w przypadku ooidów promienistych kwestia jest sporna – patrz „Środowisko sedymentacji”),

- dekompozycji materii organicznej (pierwotnie rozproszonej w osadzie mułowym), co spowodowało powstanie pustek i tym samym stworzyło możliwości wczesnej cementacji.

Proces kompaktacji mechanicznej, wyrażającej się spłaszczeniem ziaren i ich deformacją nie zaznaczył się znacząco w badanych osadach. Wydaje się, że obiekty ziarniste (ooidy /onkoidy) stosunkowo wcześniej usztywniły więźbę, tworząc wczesne cementy węglanowe (mikrytowe i obwódkowe, często z radialną orientacją kryształów kalcytu), pod wpływem działalności endolitycznej glonów i cyjanobakterii (fig. 32A, B). Tam, gdzie cementy mikrytowe były cienkie, obrzeża ziaren ulegały niewielkim odkształceniom (fig. 32A). Dodatkową zaporę przed kompaktacją stanowiło obrastanie koncentrycznych powłok ooidów/onkoidów przez otwornice płójące. Ślady średnio zaawansowanej kompaktacji mechanicznej widoczne są w obrębie zespołów ziarnistych, pogłonowych, które prawdopodobnie okazały się bardziej podatne na półplastyczne deformacje i ściśnięcie (fig. 32C).

Kompaktacja chemiczna jest ściśle powiązana z rozpuszczaniem skały w wyniku nacisku, czego widocznym rezultatem są stylolity i mikrostylolity. Stylolity w badanych osadach występują lokalnie, przecinają ziarna węglanowe (fig. 32B), niekiedy są rozwinięte wzdłuż lamin ilastych i zabudowane materiałem ilasto-węglistym oraz drobnodetrytycznym pirytem (fig. 32B). Mała zawartość domieszki terygenicznej powoduje, że residuum w szwie jest prawie niewidoczne, ale zdarza się (zwłaszcza w dolnej części badanego profilu osadów), że strefa szwu zawiera drobne ziarna kwarcu, piryty, minerały ilaste i bituminy.

Rozpuszczanie było procesem wybiórczym, który dotyczył tylko niektóre składniki skały, głównie elementy szkieletowe, na przykład otwornice, zachowane często jako całe osobniki, których wnętrza zostały rozpuszczone i zabudowane cementem kalcytowym i fosforanowym (fig. 32A). Znaczna część tła skalnego ulegała selektywnemu rozpuszczaniu, co mogło być spowodowane pierwotną niejednorodnością mineralogiczną spoiwa badanych osadów (kalcytowo-aragonitowego). Znaczący wpływ na proces rozpuszczania mogła mieć również obecność materii organicznej, rozproszonej w spoiwie, która

przeobrażana biologicznie i chemicznie stała się znaczącym komponentem lityfikującego się osadu, tworząc rozliczne grudki (mułowe i groniaste) oraz oskorupienia na ziarnach i bioklastach. W tego typu osadzie wody porowe o zmiennym chemizmie powodowały powstawanie nieregularnie rozmieszczonych próżni (na ogół drobnych), które stosunkowo szybko były zabudowane cementem węglanowym, o czym świadczy obecnie obserwowana mikrostruktura skały, pozbawiona znaczącej ilości porów (fig. 32A–C).

Cementacja w badanych osadach wapienia cechsztyńskiego jest głównie z mikrofacją oolitów i onkolitów oraz biodetrytem (muszlowym i glonowym). Obserwuje się cement kalcytowy, uformowany na wczesnych etapach diagenety:

a) mikrytowy, powstały w wyniku drażeniowej działalności cyjanobakterii i glonów endolitycznych (fig. 32A),

b) obwódkowy, radialny, narastający na ooidach i bioklastach w formie agregatów, złożonych z uporządkowanych promieniście igiełek (fig. 32A, B),

c) blokowy, mozaikowy, wypełniający grudki, gruzelki o nieregularnym kształcie, prawdopodobnie o glonowej proveniencji (fig. 32C).

Cementy ilaste są obecne w badanych skałach głównie jako domieszka w spoiwie, „obrastają” skorupki otwornic sesylnych, występują na powierzchniach koncentrycznych powłok onkoidów; większe nagromadzenia minerałów ilastych, przemieszanych z ziarnami kwarcu frakcji pyłowej, znajdują się w obrębie szwów stylolitowych.

Tlenki i wodorotlenki żelaza występują w formie owalnych lub nieregularnych w kształcie skupień w obrębie spoiwa i są prawdopodobnie późnodiagenetyczne lub postformacyjne; piryt drobnodetrytyczny lub agregatowy jest wkomponowany w spoiwo lub występuje w obrębie szwów mikrostylolitowych (fig. 32B).

Minerały fosforanowe, powstałe podczas wczesnodiagenetycznych przeobrażeń tworzą nodule lub cienkie kolofanowe obwódki na bioklastach, albo wypełniają wnętrza roztrawionych segmentów otwornic (fig. 32A).

Środowisko sedimentacji

Analizowany profil mikrofacjalny osadów wapienia cechsztyńskiego jest typowym profilem strefy basenowej wskazującym na sekwencję regresywną (płycejącą ku górze profilu). Następstwo mikrofacji, początkowo klastyczno-marglistej, poprzez oolitowo-onkolitowe kompleksy z bioklastami są zwieńczone cienką warstwą bandstonów stromatolitowych i biolaminatów.

W niższych partiach profilu Ca1 występuje poziom osadów węglanowych z dobrze wykształconymi onkoidami wielopowłokowymi o rytmicznie narastających laminach, który jest przemieszany z osadem ziarnistych wakstonów/greistonów, zbudowanych często ze znacznie zhomogenizowanych ziaren, powleczonych pasemkami węglisto-bitumicznej substancji z domieszką komponentów klastycznych (kwarcowych). Wskazuje to na zmienność fluktuacji wód i okresowy dopływ materiału terygenicznego, oraz świadczy o niewielkich zmianach zasolenia w obrębie deponowanego osadu, co pozwoliło na zasiedlenie go przez cyjanobakterie (sinice).

Charakter ziaren ooidowo-onkoidowych oraz grudek i gruzelków pogłonowych w wyższej części profilu wakstonów/pakstonów ziarnistych i towarzyszących im mikroorganizmów muszlowych (głównie otwornic) wskazuje na wzrastający ku stropowi reżim hydrodynamiczny, umożliwiając zachowanie tylko najbardziej odpornych na dezintegrację elementów szkieletowych i ziaren z mikrytowym i obwódkowym wczesnym cementem (fig. 32A, B).

Akreacja oolitowa, która doprowadziła do powstania kalcytowych ooidów o strukturze promienistej wywołała rozliczne kontrowersje odnośnie ich genezy (wtórne – poaragonitowe, pierwotne – kalcytowe) i warunków powstawania na obszarze syneklizy perybałtyckiej (Piątkowski, 1977). Rozważania na powyższy temat doprowadziły do wniosku, że osady, w których znaczącą rolę odgrywają kalcytowe ooidy promieniste, tworzyły się w środowisku morskim, płytkim, turbulentnym. O znacznej aktywności środowiska mogą świadczyć ślady abrazji i dezintegracji i dobre wyselekcjonowanie ziaren o strukturze radialnej (fig. 32A, B).

Tadeusz PERYT

CHARAKTERYSTYKA OSADÓW EWAPORATOWYCH

Anhydryt dolny

4205,0–4243,8 m – cały odcinek rdzeniowany

Charakterystyka profilu (fig. 33). W dolnej części, o miąższości 4,0 m, występuje przekrystalizowany warstwowy anhydryt gruzłowy z dużą ilością (szczególnie w najniższej części) macierzystego peloidowego osadu dolomitowego. W środkowej części występuje przekrystalizowany anhydryt pasemkowany (o miąższości 7,3 m). Pasemkowanie zaznacza się obecnością lamin (o grubości do kilku mm) wzbogaconych w dolomit i materiał ilasty. Odstęp między laminami jest bardzo zmienny, choć na ogół pasemkowanie jest dość gęste. Wyżej występuje warstwa o miąższości 1,2 m, zbudowana ze zbrekcjowanego anhydrytu przekrystalizowanego. Górna część anhydrytu dolnego to anhy-

dryt regularnie laminowany (o miąższości 8,8 m), przykryty przekrystalizowanym anhydrytem laminowanym (o miąższości 2,5 m) z częstymi enterolitami i zaburzeniami spowodowanymi osuwiskami, a następnie – anhydrytem smużyście pasemkowanym (o miąższości 15,0 m), wykazującym zmiany barwy sugerujące uziarnienie frakcjonalne. W środkowej i górnej części często występują drobne pory.

Interpretacja. Facja gruzłowa stwierdzona w otworze Bydgoszcz IG 1 jest powszechnie spotykana w dolnej części anhydrytu dolnego w południowym basenie permskim (np. Taylor, 1980; Richter-Bernburg, 1985; Peryt, Antonowicz, 1990). Jest ona interpretowana jako wynik zmian diagenetycznych różnych osadów siarczanowych, niekiedy powsta-

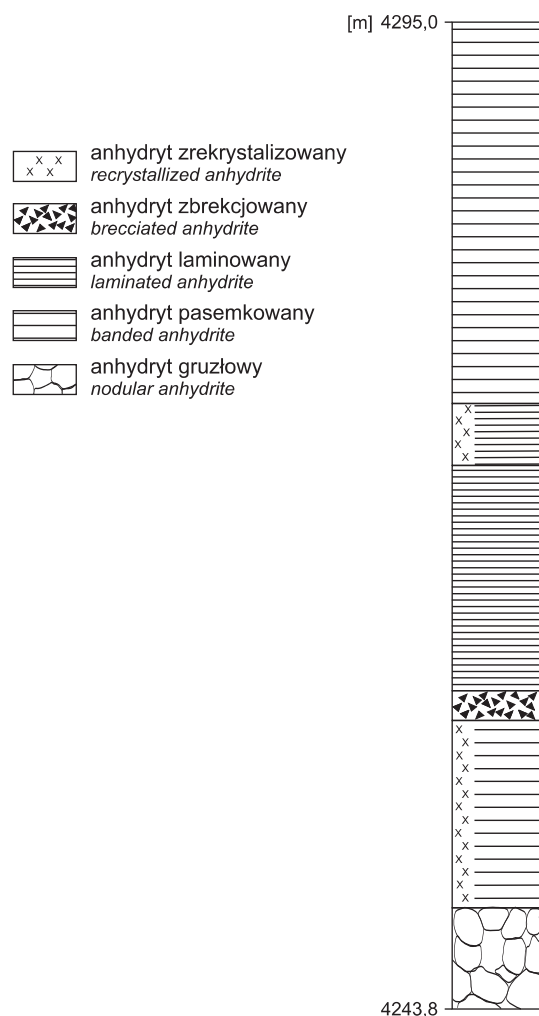


Fig. 33. Litologia anhydrytu dolnego w profilu Bydgoszcz IG 1

Lithology of the Lower Anhydrite in the Bydgoszcz IG 1 section

łych w płytkich epizodycznych środowiskach podwodnych, bądź też trwałych środowiskach podwodnych (Peryt i in., 1993). Taylor (1980) uznał, że anhydryt gruzłowy powstał w płytkim środowisku podwodnym, a późniejsze obserwacje Peryta i innych (1993) sugerują, że jest to twór o genezie złożonej – wynik częstych wahań poziomu morza i związanej z tym sebhazyzacji wcześniej złożonych osadów. Cechowała go niestabilność, sprzyjająca podwodnemu osuwaniu się osadu.

Stopniowe przejście od anhydrytu gruzłowego do laminowanego przez anhydryt pasemkowany wskazuje na stabilizację warunków podwodnych. W anhydrytach pasemkowanych nie stwierdzono pseudomorfoz po kryształach selenitu, najprawdopodobniej z powodu rekrytalizacji, jednak ich pierwotna obecność jest wielce prawdopodobna. Regularnie laminowany anhydryt o znacznej, jak ma to miejsce w przypadku otworu Bydgoszcz IG 1, miąższości jest konwencjonalnie uważany za osad głębokowodny, a stwierdzone zaburzenia planarności lamin wynikało z modyfikacji diagenetycznych, osuwisk podmorskich lub kompresji (por. Kirkland, Anderson, 1970; Robinson, Powers, 1987; Harwood, Kendall, 1990).

Osuwiska po raz pierwszy pojawiają się dość nisko w sekwencji anhydrytu dolnego, bo około 11,3 m nad jego podstawą. Podobnie jak w Polsce zachodniej, jest to uwarunkowane odziedziczonym zróżnicowanym reliefem (Peryt i in., 1993).

Tym samym pionowe następstwo facji w anhydrycie dolnym otworu Bydgoszcz IG 1 jest wyraźnie pogłębiające się ku górze, co stwierdzono w innych częściach zbiornika anhydrytu dolnego i powiązano z początkowym spadkiem poziomu morza (być może jako efektu obniżenia ewaporatowego na granicy wapień cechsztyński/anhydryt dolny – por. Peryt, 1994) i następnie jego wzrostem w trakcie sedimentacji anhydrytu dolnego (Taylor, 1980; Pöhl, 1986; Peryt, 1994). Obecność anhydrytów pasemkowanych nad laminowanymi może świadczyć o dwóch cyklach obecnych w omawianym profilu, przy czym cykl górny, być może spowodowany przesunięciem granicy stoku platformy siarczanowej w kierunku centrum zbiornika, miał także charakter *brining-upward*, za czym przemawia obecność porów, najprawdopodobniej po kryształach halitu. Powyżej anhydrytu laminowanego występują rytmity halitowe najstarszej soli kamiennej, uważane za osad głębokowodny (Czapowski, 1987).

Anhydryt górny

4175,0–4188,6 m – odcinek rdzeniowany z wyjątkiem górnej części

Charakterystyka profilu. Całą rdzeniowaną część anhydrytu górnego tworzy przekrytalizowany anhydryt laminowany, który w najniższej części (0,2 m) jest zaburzony entrolitowo, a najwyższej części (2,8 m) zawiera przewarstwienia anhydrytu pasemkowanego smużystego.

Interpretacja. Podobnie jak w przypadku anhydrytu laminowanego występującego w anhydrycie dolnym, również w anhydrycie górnym ten typ litologiczny to osad głębokowodny. Geneza pasemkowania smużystego, stwierdzanego także w innych osadach basenowych (np. Peryt i in., 1993), jest niejasna. Mogło być ono związane z lekką deformacją osadu z powodu kompaktacji bądź też osuwania się osadu, czemu towarzyszyło powstawanie kryształów anhydrytu w obrębie lamin.

Nieodmiennie basenowy charakter anhydrytu górnego świadczy o trwale podwodnym środowisku depozycji. Jest rzeczą charakterystyczną, że w profilu otworu Bydgoszcz IG 1 nie stwierdzono brekcji anhydrytowej, co świadczy o bardzo głębokim środowisku powstania. Stosunkowo mała miąższość anhydrytu górnego zdaje się świadczyć o tym, że dominującym mechanizmem dostawy siarczanów była precypitacja na granicy solanka /powietrze i spokojne deponowanie precypitów w toni solankowej.

Anhydryt kryjący

4053,3–4054,3 – cały odcinek rdzeniowany

Jest to anhydryt przekrytalizowany: w dolnej części (o miąższości 0,3 m) silnie przesycony halitem, następnie masywny (0,2 m) i w górnej części (o miąższości 0,5 m) warstwowy – laminy wzbogacone w materiał ilasty, o grubości od kilku mm do kilku cm są przedzielone laminami jasnego anhydrytu o grubości od 1 mm do kilku mm. Brak struktur

i tekstur sedimentacyjnych nie pozwala na dokładniejszą charakterystykę środowiskową anhydrytu kryjącego.

Anhydryt główny

4003,0–4051,6 m – cały odcinek rdzeniowany upady do 30°

Jest to w większości anhydryt smużysty, przekrystalizowany, miejscami (zwłaszcza w środkowej części profilu) brekcjowaty. W dolnej części występuje przekrystalizowany, smużysty pasemkowany, charakterystyczny anhydryt kłaczkowy (6,0 m), a wyżej – anhydryt smużysty (10,0 m) zawierający w górnej części (o miąższości 1,5 m) często magnezyt; tworzy on spoiwo brekcji stwierdzonej w najwyższej części kompleksu. Nad nim występuje seria anhydrytu smużystego i brekcjowatego (15,9 m), ze smugami iłu i magnezytu w dolnej i środkowej części oraz porami (być może po kryształach halitu) w górnej części, a następnie kolejno: 2,0 m dość gęsto

pasemkowanego anhydrytu, 10,4 m anhydrytu smużystego i brekcjowatego, 2,0 m anhydrytu laminowanego oraz 5,0 m anhydrytu smużystego, miejscami pasemkowanego.

W profilu anhydrytu głównego otworu Bydgoszcz IG 1 rzadko występują charakterystyczne typy litologiczne opisane ze środkowej części zbiornika na obszarze Niemiec północnych i zachodniej Polski (Reimann, Richter, 1991) w stosownym położeniu w profilu (anhydryt kłaczkowy w najniższej części, częsty anhydryt pasemkowany i laminowany w najwyższej części). Może to być następstwem zarówno rekrystalizacji, jak i faktu, że z powodów tektonicznych profil anhydrytu głównego nie reprezentuje pierwotnej sukcesji utworów powstałych w trwale podwornym środowisku sedimentacji, brak jest przesłanek przemawiających za subaeralnymi środowiskami depozycji.

Grzegorz CZAPOWSKI

UTWORY SOLNE CECHSZTYNU

Opis rdzenia

Cyklotem PZ4

Utwory ogniwa Wąlcza (subcyklotem PZ4d; wg Wagnera, 1994), przewiercone w interwale głębokości 3609,0–3619,0 m, występują w interwale głębokości 3597,0–3641,0 m (wg danych geofizycznych; informacje z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG).

3609,0–3619,0 m 10,0 m rdzenia, w tym zachowane odcinki (fig. 34):

- 2,25 m – zuber brunatny, różnej wielkości (3–40 mm średnicy) kryształy halitu w brunatnym matryksie ilastym, w górnej połowie występują liczne okruchy i drobne białe brunatne łożyska o średnicy 5–7 cm
- 0,14 m – brak rdzenia
- 0,86 m – zuber jw.
- 0,50 m – czerwobrunatny łożysko z kawernami po kryształach halitu, ciągle przejście w utwory zubrowe w stropie i spagu
- 0,78 m – zuber jw.
- 0,72 m – łożysko jw.
- 2,00 m – sól kamienna czerwona i różowa, różnokryształowa (typ strukturalny B) z partiami soli wielkokryształowej wtórnej (typ strukturalny D), przezroczysta do nieprzezroczystej, gruzły i smugi anhydrytu, rozproszona czerwona substancja ilasta oraz warstewki i drobne skupienia iłu
- 0,22 m – brak rdzenia
- 0,50 m – sól jw., w dolnej części dominuje sól różnokryształowa
- 0,10 m – czerwony łożysko z kryształami soli wielkokryształowej wtórnej, smugi anhydrytu
- 0,10 m – sól kamienna różowa, różnokryształowa (typ strukturalny B; przeciętna średnica kryształów 5 mm)

z partiami soli wielkokryształowej wtórnej (typ strukturalny D), półprzezroczysta, gruzły i smugi anhydrytu

0,90 m – brak rdzenia

Cyklotem PZ2

Utwory soli kamiennej kryjącej (Na2r, cyklotem PZ2; wg Wagnera, 1994) występują wg danych geofizycznych w interwale głębokości 4058,0–4061,0 m (informacje z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG). Ponad nimi w profilu zarejestrowano utwory poziomego anhydrytu kryjącego (A2r; głęb. 4057,0–4058,0 m), szarego iłu solnego i dolomitu płytowego (T3+Ca3; głęb.: 4054,0–4057,0 m) oraz anhydrytu głównego (A3; głęb. 4004,5–4054,0 m).

4053,0–4061,0 m ok. 1,8 m rdzenia, w tym zachowane odcinki (fig. 35):

- 1,00 m – anhydryt szary i ciemnoszary, poziomo laminowany, w dolnej połowie bezteksturalny („masywny”), z kilkucentymetrowej grubości przewarstwieniami łożyska anhydrytycznego, nachylenie laminacji rzędu 20–30° (przypuszczalnie utwory poziomego anhydrytu głównego – A3)
- 0,32 m – anhydryt beżowy i różowawy, w dolnej części porowaty (pseudomorfozy halitu po kryształach gipsu), w górnej części liczne smugi ilaste, spoczywa na nierównym stropie soli kamiennej (przypuszczalnie utwory poziomego anhydrytu kryjącego – A2r)
- 0,35 m – halit różowawy i czerwony, w stropie beżowy, w dolnej części różno-równokryształowy (typ strukturalny BA), wyżej dominuje sól wielkokryształowa wtórna, pozioma laminacja substancją ilastą co 2 cm w dolnej części i skupienia kizerytu, wyżej smugi i skupienia iłu oraz gruzły i smugi anhydrytu (utwory soli kamiennej kryjącej – Na2r)

Utwory starszej soli potasowej (K2p, cyklotem PZ2; wg Wagnera, 1994) występują wg danych geofizycznych w interwale głębokości 4061,00–4085,5 m (informacje z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG).

4061,0–4070,0 m ok. 8,2 m rdzenia, w tym zachowane odcinki (fig. 35):

1,31 m – halityt różowawy i czerwony, z domieszką kizerytu, różnokrystaliczny (typ strukturalny B) z rosnącym ku górze udziałem soli wielokrystalicznej wtórnej, częste nieregularne warstewki substancji ilastej rejestrujące powierzchnie ługowania soli

1,52 m – halityt różowawy i czerwony, z domieszką kizerytu, różnokrystaliczny (typ strukturalny B, przeciętna średnica kryształów halitu 3–4 mm) z wystąpieniami soli wielokrystalicznej wtórnej, drobne inkluzyjne skupienia anhydrytu w halicie

0,20 m – białoróżowawy kizeryt z rosnącym ku górze udziałem halitu

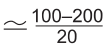
0,08 m – biały halityt z delikatną laminacją materiałem ilasto-siarczanowym

0,14 m – kizeryt jw.

0,06 m – halityt z kizerytem

0,23 m – białoróżowawy kizeryt

Objaśnienia do figur 34–36 Explanations for figures 34–36

	kawerny wypełnione solą (literą oznaczony typ strukturalny soli) <i>voids infilled with salt (letter indicates a salt structural type)</i>		rozmycia (ługowanie) <i>solutions</i>
	rozproszone mikroagregaty anhydrytu <i>dispersed anhydrite microaggregates</i>		kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej <i>zonal halite crystals</i>
	okruchy ilowców <i>claystone flackes</i>		plastyczne zaburzenia lamin / warstw siarczanowych <i>soft deformations of sulphate laminae / layers</i>
	guzły anhydrytu <i>anhydrite nodules</i>		laminacja równoległa <i>parallel lamination</i>
	smugi i laminy anhydrytu (mianownik: wymiary w mm, licznik: odstępy pomiędzy laminami w mm) <i>anhydrite flames and laminae (denominator: size in mm; numerator: interlamina distance in mm)</i>		laminacja falista <i>wavy lamination</i>
	pseudomorfozy po kryształkach gipsu <i>gypsum pseudomorphs</i>		tektonicznie zmienione kryształy halitu w danym typie soli <i>tectonically transformed halite crystals of the defined structural salt type</i>
	automorficzne kryształy halitu <i>authomorphic halite crystals</i>		zespoły spękań <i>fractures</i>
	iłowiec / claystone mułowiec / siltstone		brak rdzenia <i>lack of core</i>
	anhydryt <i>anhydrite</i>		nachylenie warstw / spękań (kąt w stopniach) <i>layer / fracture plane inclination in angels</i>
	anhydryt z domieszką substancji ilastej <i>anhydrite with clay admixture</i>		
	anhydryt z domieszką dolomitu i substancji ilastej <i>anhydrite with clay and dolomite admixture</i>		
	halityt <i>halite (rock salt)</i>		
	sól kamienna zailona <i>clayey halite (rock salt)</i>		
	chlorkowa sól potasowa <i>chloride potash salt</i>		
	zuber <i>zuber</i>		
	sól kamienna z solą potasową <i>halite (rock salt) with potash salt</i>		
	sól kamienna z solą potasową i domieszką substancji ilastej <i>halite (rock salt) with potash salt and clay admixture</i>		
			Przezroczystość soli / salt transparency:
			sól przezroczysta <i>transparent</i>
			sól półprzezroczysta <i>semitransparent</i>
			sól nieprzezroczysta <i>non-transparent</i>

Głęb. [m]	Litostratygrafia wg R. Wagnera	Struktura + litologia	Tekstura	Sól	Barwa + przezroczystość	Geochemia	Facja
3610			//			5	jeziro słodkie
		B, T				6	jeziro solne
			0050-70				
		B, T				6	
			//			5, 6	jeziro słodkie
		B 3-40 T				6	jeziro solne
			//			5	jeziro słodkie
3615		D, B, T				4, 5	jeziro solne
		B, D B T				5, 4	
		B, D, T				5 4	jeziro słodkie jeziro solne

Typy strukturalne soli kamiennej (do fig. 34–36): A – sól równokrystaliczna (średnica kryształów halitu od–do/średnia w mm), B – sól różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu od–do/średnia w mm), D – wtórna sól wielokrystaliczna; B, D 20–30/AB 10–20 – rytmity typów strukturalnych soli (grubość warstw soli w mm), M – skała bezteksturalna („masywna”), S – sparyt, T – występowanie substancji ilastej; barwa skały: 1 – biała, 2 – szara, 3 – beżowa, 4 – różowa, 5 – brązowa, 6 – czerwona

Halite structural types (for Figs 34–36): A – monomorphic halite (halite crystal diameter from-to/average in mm), B – polymorphic halite (halite crystal diameter from-to/average in mm), D – secondary giant halite; B, D 20–30/AB 10–20 – rhythmite of halite structural types (halite thickness in mm), M – structureless rock (“massive”), S – sparite, T – clayey matter; colour: 1 – white, 2 – grey, 3 – beige, 4 – pink, 5 – brown, 6 – red

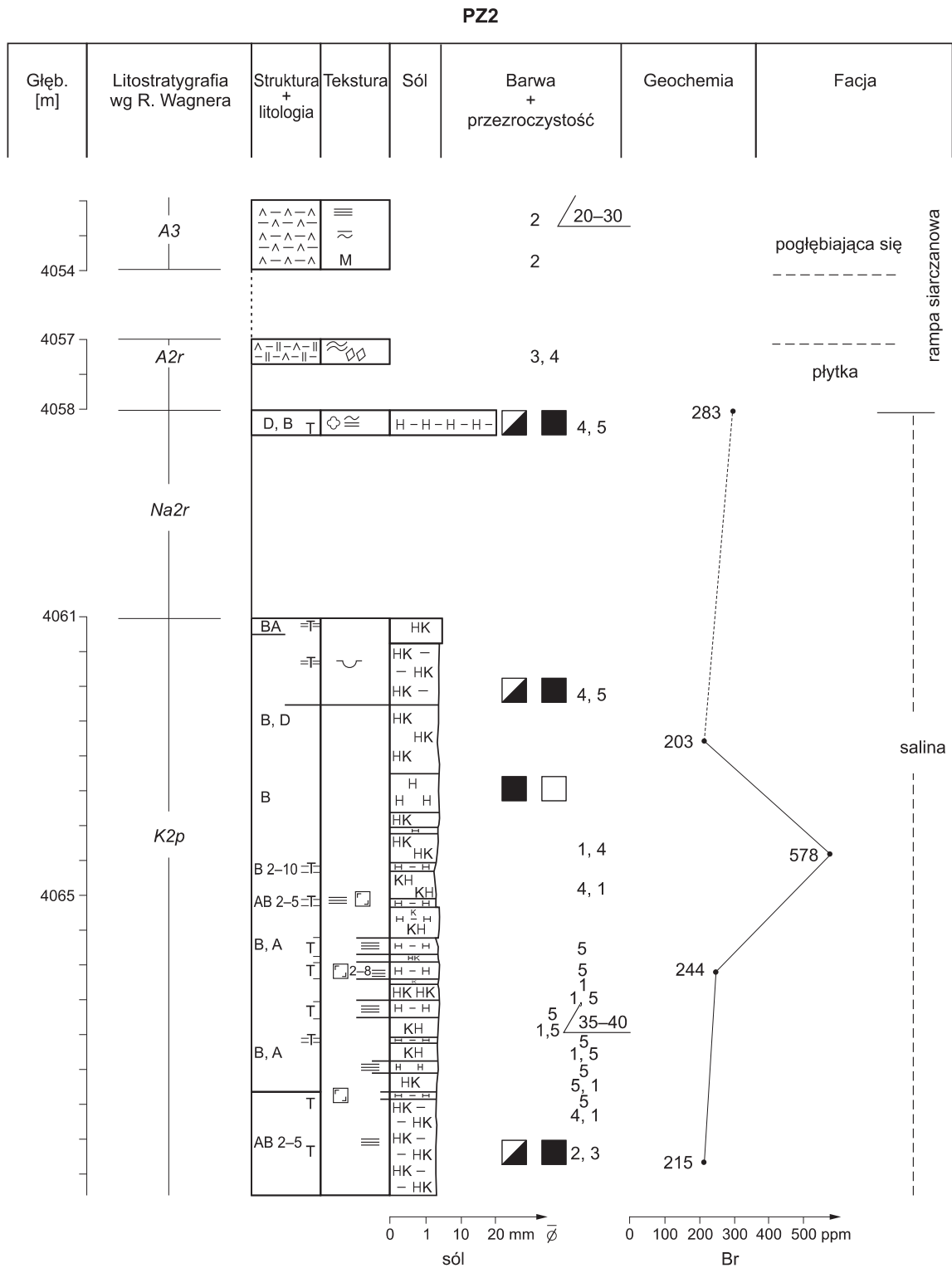


Fig. 35. Profil sedymentologiczny serii solnej cyklu PZ2

Objaśnienia zastosowanych symboli na stronie 99 i na [fig. 34](#)

Sedimentological log of PZ2 salts

For explanations see page 99 and [Fig. 34](#)

0,04 m – halityt z kizerytem
 0,02 m – kizeryt jw.
 0,09 m – halityt różnokrystaliczny (typ strukturalny B, przeciętna średnica kryształów halitu 2–10 mm), rzadko smugi substancji ilastej
 0,41 m – kizeryt z warstewkami halitu
 0,11 m – halityt równo-różnokrystaliczny (typ strukturalny AB, przeciętna średnica kryształów halitu 2–3 mm, maksymalna – 5 mm), delikatna pozioma laminacja materiałem ilasto-siarczanowym, pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej
 0,10 m – kizeryt z warstewkami halitu w górnej części
 0,02 m – czerwonawy halityt
 0,06 m – białoróżowawy kizeryt
 0,02 m – czerwonawy halityt poziomo laminowany materiałem ilasto-siarczanowym

0,24 m – kizeryt z warstewkami halitu
 0,26 m – czerwonawy halityt poziomo laminowany materiałem ilasto-siarczanowym, w górnej części smugi kizerytu
 0,10 m – kizeryt z warstewkami halitu
 0,25 m – czerwonawy halityt poziomo laminowany materiałem ilasto-siarczanowym w odstępach 2–8 cm, pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej
 0,05 m – białawy kizeryt
 0,02 m – czerwonawy halityt
 0,06 m – kizeryt z warstewkami halitu
 0,03 m – halityt z rozproszoną czerwonawą substancją ilastą
 0,14 m – kizeryt z warstewkami halitu

PZ1

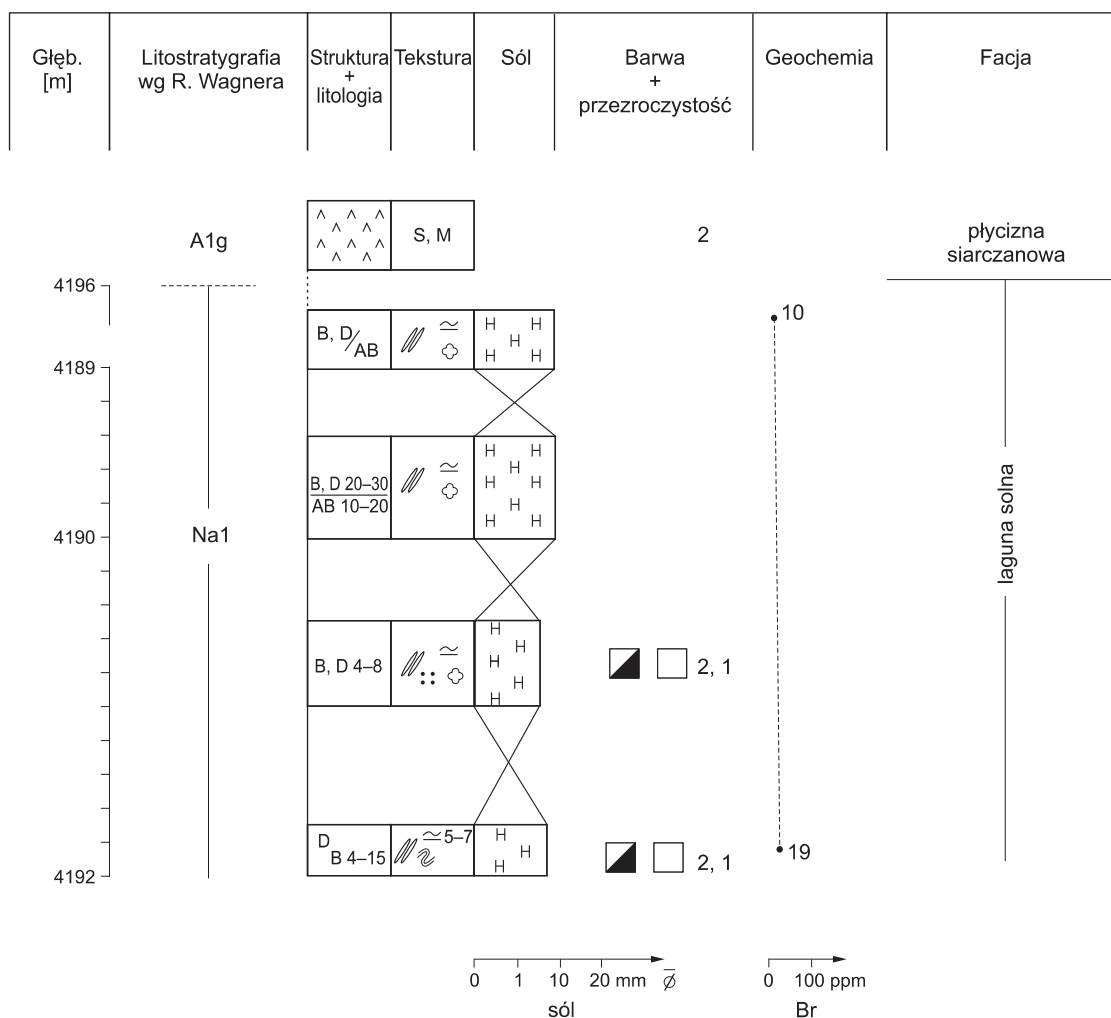


Fig. 36. Profil sedimentologiczny serii solnej cyklu PZ1

Objaśnienia zastosowanych symboli na stronie 99 i na [fig. 34](#)

Sedimentological log of PZ1 salts

For explanations see page 99 and [Fig. 34](#)

0,25 m – czerwony halit poziomo laminowany materiałem ilasto-siarczanowym, wyżej warstewki halitowo-kizerytowe grubości 2,5 m, kizerytowo-halitowe w odstępach 2–8 cm, nachylenie laminacji i warstewek rzędu 25–40°

0,29 m – biały kizeryt z warstewkami czerwonego halitu

0,05 m – halit ze smugami czerwonej substancji ilastej

0,27 m – biały kizeryt z warstewkami czerwonego halitu

0,18 m – czerwony halit poziomo laminowany materiałem ilasto-siarczanowym, rzadko warstewki białego kizerytu

0,28 m – przewarstwienia czerwonego halitu i białego kizerytu

0,09 m – czerwony halit różno-równokrystaliczny (typ strukturalny BA, przeciętna średnica kryształów halitu 3 mm), poziomo laminowany materiałem ilasto-siarczanowym, pojedyncze większe kryształy halitu ze śladami budowy tonalnej

0,34 m – biały i różowy halit z przewarstwieniami kizerytu, poziomo laminowany materiałem ilastym

1,00 m – szarobieżowy halit równo-równokrystaliczny (typ strukturalny AB, przeciętna średnica kryształów halitu 2–3 mm, maksymalna 4–5 mm), pół- i nieprzezroczysty, rozproszone skupienia ilu i karnalitu, w górnej części smugi i laminy ilaste

Cyklotem PZ1

Utwory najstarszej soli kamiennej (Na1, cyklotem PZ1; wg Wagnera, 1994), przewiercone w interwale głębokości

4184,0–4192,0 m, występują wg danych geofizycznych w interwale głębokości 4196,0–4212,5 m (informacje z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG). Przykryte są utworami siarczanowymi poziomu anhydrytu górnego (A1g; wg danych geofizycznych głęb.: 4180,5–4196,0 m).

4188,0–4192,0 m 4,0 m rdzenia, w tym zachowane odcinki (fig. 36):

0,40 m – szary anhydryt drobnosparytowy, bezteksturalny („masywny”) (utwory poziomu anhydrytu górnego – A1g)

0,25 m – brak rdzenia

0,35 m – halit szary, różnokrystaliczny (przeciętna średnica kryształów halitu 8–10 mm) z soczewkami soli wielokrystalicznej wtórnej, przewarstwienia grubości 1–2 cm soli równo-różnokrystalicznej (typ strukturalny AB, przeciętna średnica kryształów halitu 4 mm), soczewki, gruzły i laminy anhydrytu silnie przełamane

0,40 m – brak rdzenia

0,60 m – halit jw.

0,50 m – brak rdzenia

0,50 m – halit jw., przeciętna średnica kryształów halitu – 5–8 mm

0,70 m – brak rdzenia

0,30 m – halit jw., przezroczysty i półprzezroczysty, przeciętna średnica kryształów halitu 7–8 mm, maksymalna – 12–15 mm, kryształy halitu hipautomorficzne, przebudowane tektonicznie, w środkowej części przełamane warstewki i soczewy anhydrytu grubości 5–7 mm. W stropie występują 3 cm grubości pakiety soli wielokrystalicznej wtórnej, silnie splekane.

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU W OTWORZE WIERTNICZYM BYDGOSZCZ IG 1

Rdzeniowane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Bydgoszcz IG 1 obejmują fragmenty profili 3 cyklotemów: PZ1, PZ2 i PZ4. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic ogniw wg danych geofizycznych, ustalone przez R. Wagnera, zostały zaczerpnięte z Centralnej Bazy Danych Geologicznych PIB-PIB.

Wykonane makroskopowe badania rdzeni solnych objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe, struktury sedimentacyjne i wtórne o różnej genezie). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu i składu mineralnego) próbek punktowych (tab. 8). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania soli przedstawiają figury 34–36.

Cyklotem PZ1 – najstarsza sól kamienna (Na1)

Sól tę przewiercono w przedziale głębokości 4184,0–4192,0 m, miąższość jej według wskazań geofizycznych wynosi 16,5 m. Seria solna jest ograniczona seriami anhydrytowymi, będącymi zapewne odpowiednikami poziomów anhydrytu dolnego (A1d) i górnego (A1g). Rdzeniowano fragmentarycznie odcinek około 3,5 m poniżej spągu anhydrytu górnego, uzyskując 4 rdzenie długości 0,3–0,5 m (fig. 36).

Sól wykształcona jest jako szary i białawy, przezroczysty i półprzezroczysty halit, o strukturze głównie różnokrystalicznej (typ strukturalny B) z partiami soli wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D). Średnica kryształów halitu zmienia się od 4 do 15 mm, przeciętnie wynosi 5–9 mm. W wyższej partii profilu obserwowano przewarstwienia soli typu B z 10–20 mm grubości pakietami soli równo-różnokrystalicznej

Tabela 8

Zawartość bromu i skład mineralny w próbkach punktowych z utworów solnych cechsztynu w otworze wiertniczym Bydgoszcz IG 1

Br content and mineral composition of point samples from Zechstein salts in the Bydgoszcz IG 1 borehole

Głębokość [m]	Zawartość bromu [ppm]	Skład mineralny
Najstarsza sól kamienna (Na1)		
4191,85	19	–
4188,70	10	–
starsza sól potasowa (K2p) i sól kamienna kryjąca (Na2r)		
4068,75	215	halit, anhydryt, epsomit
4066,00	244	halit, anhydryt, epsomit
4064,35	578	halit, epsomit, sylwin
4062,75	203	–
4058,20	283	–
Ogniwo Wałcza (sybcyklotem PZ4d)		
3617,70	32	–
3616,90	10	–
3616,10	5	–
3615,10	5	–
3614,10	11	–
3611,50	6	–
3609,86	9	–

(typ strukturalny AB) o drobniejszej frakcji. W całym profilu powszechnie występują zmienione tektonicznie kryształy halitu oraz gruzły, smugi i laminacje anhydrytu grubości 5–7 mm. W dolnej partii badanego profilu widoczne są intensywne plastyczne deformacje warstw solnych i siarczanowych spowodowane tektoniką. Przykrywające sól utwory anhydrytu górnego (Alg) tworzą szare, sparytowane anhydryty o strukturze masywnej.

Zawartość bromu w badanych solach (tab. 8) jest bardzo niska, rzędu 10–19 ppm, co sugerowało by jej wtórny charakter (Herrmann i in., 1973; Holser, Wilgus, 1981).

Przewaga typu soli różnokrystalicznej w badanym profilu najstarszej soli kamiennej, obfitość siarczanów i niskie zawartości bromu (być może częściowo spowodowane rozługowaniem i wtórną rekrytalizacją w wyniku tektonicznej przebudowy skały) sugerują powstanie tych osadów w środowisku otwartej laguny solnej. Brak materiału terygenicznego wskazuje na pewne oddalenie od linii brzegowej, zaś masywny, bezteksturalny charakter dolnej części, kończących sedimentację ewaporatową utworów anhydrytu górnego (Alg), dowodzi raczej płytkowodnych warunków z szybkim przyrostem siarczanów na dnie (Kendall, 1984). Podobne warunki panują w płytkich wodach rozległych, otwartych lagun, gdzie swobodna cyrkulacja wód usuwa napływający z ładu pelit ilasty, zaś intensywna ewaporacja sprzyja szybkiemu ich strącaniu i nagromadzeniu na dnie (Kinsman, 1969; Arakel, 1980; Sonnenfeld, 1984).

Cyklotem PZ2 – starsza sól potasowa (K2p) i sól kamienna kryjąca (Na2r)

Utwory chlorkowe cyklotemu PZ2 na podstawie danych geofizycznych rozdzielono na kilka ogniw o zmiennych proporcjach soli kamiennych i potasowych. Zgodnie z danymi geofizycznym górną 3-metrową długości odcinek rdzenia określić można jako starszą sól kamienną kryjącą (Na2r), zaś niższe 5,6 m jako starszą sól potasową (K2p), zawierającą w dolnej części przewarstwienia soli kamiennej (fig. 35).

Fragmentaryczność rdzeniowania utworów ponad omawianą serią solną pozwala jedynie przypuszczać, że beżowe, dolomityczne anhydryty z pseudomorfozami po kryształach gipsu i falistą laminacją, leżące niezgodnie na soli kamiennej, stanowią odpowiednik poziomu anhydrytu kryjącego (A2r). Stwierdzone wyżej szare, w dolnej części silnie zailone, masywne, wyżej poziomo i faliście laminowane anhydryty mogą reprezentować już poziom anhydrytu głównego (A3).

W świetle danych geofizycznych sól kamienna kryjąca i starsza sól potasowa (Na2r i K2p) występują w przedziale głębokości 4058,0–4085,5 m, osiągając łączną miąższość 27,5 m. Rdzeniowany odcinek obejmuje stropowe około 8,6 m tej serii.

Badany profil budują w różnych proporcjach miąższościowych przewarstwienia czerwonego i różowego halitu oraz białego kizerytu i epsomitu. Przezroczystość skały zmienia się od przezroczystej do nieprzezroczystej zależnie od udziału kizerytu/epsomitu i pelitu ilastego. Dominuje typ strukturalny soli różno-równokrystalicznej (BA), o średnicy kryształów 2–10 mm, średnio – 4–5 mm. W górnych partiach profilu pojawiają się przewarstwienia soli wielokrystalicznej wtórnej. Substancja ilasta występuje w formie poziomych nagromadzeń, czasem podkreślających powierzchnie ługowania. W środkowej części profilu pojawia się wyłącznie w przewarstwach halitowych wśród kizerytowo-halitowych, podobnie jak występowanie kryształów ze śladami budowy zonalnej. Anhydryt w postaci smug i gruzłów widoczny jest w stropowej partii soli.

Zawartość bromu w badanym profilu (tab. 8) oscyluje w dolnej części profilu w przedziale 215–244 ppm, zaś w górnej zmienia się od 203 do 283 ppm (fig. 35). W środkowej partii ilość bromu wzrasta gwałtownie do 578 ppm, czemu towarzyszy pojawienie się sylwinu. Badania składu mineralnego wykazały obecność halitu, anhydrytu i epsomitu oraz w jednej próbce – sylwinu. Epsomit w znacznej mierze stanowi produkt uwodnienia pierwotnego kizerytu. Widoczne makroskopowo substancja ilasta i pigment żelazisty występują u ilościach poniżej 1% wagowego (błąd metody oznaczania). Wysoka zawartość bromu i skład mineralny skały wskazują na powstanie z pierwotnych morskich, wysoko skoncentrowanych solanek (Herrmann i in., 1973), w środowisku dość płytkiej saliny, umożliwiającym strącanie siarczanów i chlorków Mg-K typu kizeryt i sylwin (Goldsmith, 1969; Orti Cabo i in., 1984; Lowenstein, 1988). Akumulacji pelitu ilastego sprzyjała sezonalna jego dostawa wiatrami i wodami słodkimi z pobliskiego ładu. Występowanie przewarstwień halitowo/potasowo-magnezowych wskazuje na okresy znacznego rozcieńczania solanek bądź wodami opadowymi, bądź przelaniem się przez barierę wód z otwartego zbiornika. Subsydencja dna umożliwiła za-

chowanie miększej serii soli K-Mg. W stropowych 2 m serii obserwowany spadek zawartości bromu może sygnalizować bądź zakończenie epizodu sedymentacji soli K-Mg wskutek spłylenia saliny i wzrostu udziału w jej bilansie wodnym wód opadowych, bądź też odpowiada dolnej części kolejnego cyklu ewaporacyjnego o sukcesji halit+sole K-Mg. Zbadane utwory siarczanowe, odpowiadające poziomom anhydrytu kryjącego (A2r) i anhydrytu głównego (A3), wykazują cechy (laminacja falista i pozioma, partie bezteksturalne, pseudomorfozy po gipsie) wskazujące na środowisko płytkiej (anhydryt kryjący) i pogłębiającej się (anhydryt główny) rampy siarczanowej (Kendall, 1984; Peryt i in., 1985).

Cyklotem PZ4 – ogniwo Walcza

Skały chlorkowe cyklotemu PZ4 rdzeniowane były w przedziale głębokości 3609,0–3618,1 m. Odcinek ten według danych geofizycznych tworzą przewarstwienia iłowców, soli kamiennych i zubrów, przypisane przez Wagnera ogniwu Walcza z górnej części subcyklotemu PZ4d (Wagner, 1994). Ogniwo to występuje w przedziale głębokości 3597,0–3641,0 m, zaś odcinek rdzeniowany obejmuje jego część górną.

Dolną partię badanych utworów stanowi 3,1 m seria różowych i czerwonych soli zailonych, półprzezroczystych do nieprzezroczystych zależnie od ilości substancji ilastej (fig. 34). W spagu są to głównie sole różnokrystaliczne (typ strukturalny B) o przeciętnej średnicy kryształów 5–8 mm, wyżej wzrasta udział soli wielokrystalicznej wtórnej. Anhydryt pojawia się w formie gruzłów, smug i lamin, w górnych partiach profilu towarzyszą mu okruchy mułowców.

Wyższą część rdzeniowanego odcinka tworzą brunatne zubry, przedzielone dwoma warstwami czerwono-brunatnych iłowców i łoż-mułowców grubości 0,5–0,7 m. Zubry cechuje struktura różnokrystaliczna, wielkość kryształów zmienia się od 3 do 40 mm. Lokalnie natrafiono w zubrach na okruchy iłowców średnicy 5–7 mm. Przewarstwiająca zubry skały ilaste obfitują w kawerny wypełnione czerwoną solą, są silnie zlustrowane.

Zawartość bromu w solach i zubrach jest bardzo niska (fig. 34), oscyluje w przedziale 5–11 ppm (tab. 8). Jedyne w partii spągowej profilu udział bromu wzrasta do 32 ppm. Dane te sugerują wtórny charakter tych osadów, powstanie ich w efekcie wielokrotnej reprecypitacji z ubogich w brom solanek (Holser, Wilgus, 1981).

Omawiane utwory wykazują cechy typowe dla osadów kontynentalnego zbiornika ewaporacyjnego. Należą do nich: znaczny udział materiału terygenicznego w formie przewarstwień oraz rozproszonego w chlorkach (skały zubrowe) i bardzo niska zawartość bromu w halicie, wskazujące na jego powstanie z niemorskich solanek oraz częste występowanie wtórnego halitu, powstałego w skutek reprecypitacji chlorków. Warstwy iłowców, z kryształami bądź kawernami wypełnionymi halitem, odpowiadają sedymentacji z zawiesiny w słodkowodnej fazie rozwoju zbiornika ewaporatowego podczas powodzi. Powstanie kryształów soli w iłowcach nastąpiło po ich osadzeniu, w momencie przesycenia złożonego mułu solankami z wód ulegającego odparowywaniu jeziora w okresie suszy. Etap ewaporacji to faza jeziora solnego w modelu rozwoju basenu typu playa (Neal, 1975; Pueyo Mur, 1979; Pueyo Mur, Ingles Urpinell, 1984; Czapowski, 1990) i jej produktem są warstwy soli zailonych i zubrów. Spotykane w nich okruchy iłowców mogą być fragmentami wysuszonych i zerodowanych pokryw iłowych z odsłoniętych partii mułowego dna jeziora. W badanym profilu warstwy iłowcowe rejestrują dłuższą dominację warunków limnicznych, zaś ogniwa solne są sumą sedymentacji cienkich warstw pelitowych podczas krótkich okresów powodziowych oraz znacznie dłuższych faz ewaporacji i strącania chlorków. Późniejsze przesycenie solanką wcześniej osadzonych skał ilastych i strącanie z niej kryształów soli spowodowało dezintegrację pierwotnie warstwowej, o następstwie łożwiec-chlorków, struktury osadu i uformowanie utworów typu zubrów. Podobny efekt powodowała również częściowa erozja chlorków na wstępie każdej z faz powodziowych i późniejsze wypełnienie zagłębień nową solą.

Anna BECKER

TRIAS

Stratygrafia triasu otworu Bydgoszcz IG 1 opiera się na wydzielonych głównie na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej jednostkach litostratygraficznych. W profilu podano również przybliżoną pozycję jednostek chronostratygraficznych na podstawie korelacji profilu z danymi z innych części basenu (Szyperko-Teller i in., 1997; Wagner, 2008).

Chronostratygrafia triasu epikontynentalnego nastęrcza bardzo wiele trudności ze względu na brak dobrych wskaźników biostratygraficznych w triasie dolnym i górnym, a to właśnie biostratygraficzne wskaźniki definiują najczęściej granice jednostek chronostratygraficznych (Gradstein i in., 2004). Dotychczasowe badania opierały się głównie na palinostratygrafii (np. Marcinkiewicz, 1971, 1978, 1992; Fuglewicz, 1980; Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985). Metoda ta pozwalała na kore-

lację jednostek litostratygraficznych w obrębie basenu oraz na przybliżoną korelację z dobrze biostratygraficznie udokumentowanymi jednostkami chronostratygraficznymi z innych basenów. Nie była ona jednak zazwyczaj wystarczająco precyzyjna do postawienia bezdyskusyjnych granic jednostek chronostratygraficznych nawet w profilach pełnrdzeniowanych otworów. Palinomorfy zachowały się głównie w szarych osadach, które jedynie sporadycznie występują w profilach kajpru, czy pstrego piaskowca. Drugą najbardziej skuteczną metodą, pozwalającą na korelacje chronostratygraficzne, jest magnetostratygrafia (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000; Nawrocki w: Krzywiec, 2000). Dzięki tej metodzie udaje się w dolnym i górnym triasie wyznaczać precyzyjne chronohoryzonty, którymi są granice zon magnetycznych. Granice te jednak nie pokry-

wają się z granicami jednostek chronostratygraficznych. Zarówno badania magnetostratygraficzne, jak i palinostratygraficzne, które na skalę regionalną podsumowane zostały w Tabeli Stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) wykazały, iż większość granic jednostek litostratygraficznych w polskiej części epikontynentalnego basenu triasowego obarczonych jest diachronizmem w skali podpięter (patrz Wagner, 2008). Większość jednostek, korelowanych za pomocą litostratygrafii, osadzanych było w obrębie tego samego piętra, czy pięter na skalę

co najmniej polskiej części basenu. Pozwala to zatem na umiejscawianie konkretnych jednostek litostratygraficznych w schemacie chronostratygraficznym triasu. Kwestią dyskusyjną, jak na razie nie rozwiązana poprzez żadną metodę stratygraficzną, jest stawianie precyzyjnych granic jednostek chronostratygraficznych w triasie dolnym i górnym. Zaproponowane w niniejszym opracowaniu granice są zatem jedynie litostratygraficznym przybliżeniem granic chronostratygraficznych opartym na regionalnej analizie basenu.

Anna SZYPERKO-TELLER, Anna BECKER

TRIAS DOLNY

(IND–OLENEK)

Pstry piaskowiec

Otwór Bydgoszcz IG 1 położony jest w strefie, która we wczesnym triasie stanowiła północno-zachodni fragment osiowej części zbiornika sedimentacyjnego, określanej jako bruzda środkowopolska. Powstały tu profil charakteryzuje brak luk stratygraficznych oraz zbliżona do maksymalnej miąższość wszystkich kolejnych jednostek litostratygraficznych. Odcinki rdzenio-
wane stanowią w dolnotriasowym fragmencie otworu zaledwie około 5% miąższości tego fragmentu. Profil litologiczny dolnego triasu ustalono więc głównie na podstawie analizy wykresów pomiarów geofizycznych wykonanych w otworze.

Profil jest typowy dla tej strefy. Do jego podziału zastosowano schemat litostratygraficzny pstrego piaskowca zachodniego Pomorza.

Pstry piaskowiec dolny (głęb. 3188,0–3555,0 m) reprezentuje typowo rozwinięta formacja bałtycka o miąższości stanowiącej około 80% maksymalnej miąższości tej jednostki. Osady tej formacji reprezentowane są przez iłowce i mułowce często wapieniste, prawdopodobnie z wkładkami wapieni oolitowych, charakterystycznych dla profilu stratotypowego utworzonych w płytkomorskiej lagunie o obniżonym zasoleniu (Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Pstry piaskowiec środkowy (głęb. 2368,0–3188,0 m) ma w otworze Bydgoszcz IG 1 miąższość stanowiącą około 85% maksymalnej miąższości tej jednostki w pomorskiej części bruzdy środkowopolskiej. Profil zawiera niewielką ilość skał piaskowcowych. W dolnej części profilu (głęb. 2844,5–3188,0 m) występują typowo rozwinięte kompleksy piaszczyste i piaszczysto-węglanowe, tworzące ogniwo piaskowca drawskiego (głęb. 3177,0–3788,0 m) oraz ogniwo trzebiatowskie (głęb. 2844,5–3035,0 m). Tę część profilu uznać można za typowo rozwiniętą formację pomorską analogiczną do hipostratotypowego profilu formacji. Środowiskiem sedimentacji tych utworów był płytki szelf silikoklastyczny (Szyperko-Teller i in., 1997).

Górną część profilu środkowego pstrego piaskowca (głęb. 2368,0–2844,5 m) stanowi dość jednorodny kompleks utworów drobnoklastycznych, wydzielonych jako nieformalna „formacja ilasta” (Szyperko-Teller i in., 1997). Ilość piaskowców w tej części profilu nie sięga 20% jej miąższości, przy czym największa ilość wkładek piaskowcowych zgrupowana jest w najwyższej części profilu (głęb. 2368,0–2477,5 m), odpowiadającej ogniwu świdwińskiemu formacji połęczyńskiej

Pomorza Zachodniego. Osady te reprezentują środowisko jezior i bagien oraz w najwyższej części równi aluwialnej, utworzonych w centrum zbiornika sedimentacyjnego wczesnego triasu w regresywnej fazie jego rozwoju (Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Pstry piaskowiec górny (głęb. 2156,5–2368,0 m) reprezentuje formacja barwicka. Rdzenie wydobyte z tej części profilu stanowią w sumie 10% jej miąższości i ilustrują dobrze charakterystyczną dla formacji barwickiej dużą zmienność pionową jej litologii. Formację tworzą tu naprzemianległe kilkudziesięciometrowe kompleksy różnobarwnych skał klastycznych iłowcowo-mułowcowych i piaszczystych oraz skał szarych mułowcowo-iłowcowych z wkładkami różnego typu skał węglanowych. W profilu występują typowo rozwinięte obydwa ogniwa, wydzielone w obrębie formacji barwickiej: ogniwo iłowców z Czaplinka i ogniwo siecińskie. Obydwa ogniwa są częściowo udokumentowane wydobytymi rdzeniami.

Ogniwo iłowców z Czaplinka wydzielono na głębokości 2305,5–2337,5 m. W wydobytym rdzeniu uchwycono klasycznie wykształconą górną granicę ogniwa. Stanowi ją kontakt pomiędzy typowymi dla omawianego ogniwa szarymi iłowcami z soczewkami i wkładkami wapieni oraz skupieniami anhydrytu, a warstwą mułowców zawierających liczne ślady żerowania organizmów.

Ogniwo siecińskie stanowi najwyższą część formacji, wydzieloną na głębokości 2168,0–2180,0 m. W wydobytym rdzeniu stwierdzono szare skały iłowcowe wapieniste oraz wapienie, częściowo organodetrytyczne, zawierające nieliczne źle zachowane małże *Myophoria vulgaris* (Schlotheim). Analiza mikropaleontologiczna próbek z tego rdzenia wykonana przez Olę Styk wykazała obecność zespołu małżoraczkowo-otwornicowego, występującego, zdaniem autorki analizy, w utworach górnego pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszlowego.

Najbardziej interesujący dla rozszerzenia znajomości rozwoju formacji barwickiej okazał się rdzeń wydobyty z przyspagowego odcinka profilu. Kilkometrowy rdzeń zawiera pakiet skał wapienistych naprzemianległe zlepieńcowych i piaskowcowych, często z klastami iłowcowo-mułowcowymi, miejscami przekątnie warstwowanych. Wyodrębnić tu można kilka niewielkich, niepełnych cykli sedimentacyjnych zakończonych niekiedy wyraźnymi powierzchniami erozyjnymi. Można przypuszczać, że podobną litologię ma cały najniższy fragment profilu forma-

cji, leżący poniżej ogniwa iłowców z Czaplina. Duża ilość skał gruboklastycznych odróżnia tę część formacji barwickiej otworu Bydgoszcz IG 1 od jej profili typowych, w których najniższy fragment formacji stanowią głównie skały mułowcowo-piaskowcowe.

Mięszość formacji barwickiej otworu Bydgoszcz IG 1 sięgająca 211,5 m, jest maksymalną stwierdzoną dotychczas mięszością tej jednostki.

Anna BECKER

TRIAS ŚRODKOWY (ANIZYK–LADYN)

Wapień muszlowy

Ze 124,0 m wapienia muszlowego w otworze Bydgoszcz IG 1 pobrano jedynie 1,8 m rdzenia. Interpretacja stratygrafii i wykształcenia tego wydzielenia opiera się więc na interpretacji pomiarów geofizycznych i dostępnej literaturze. Wapień muszlowy został wydzielony w otworze przez I. Gajewską na głębokości 2032,5–2156,5 m oraz podzielony na wapień muszlowy dolny (2082,5–2156,5 m), środkowy (2055,0–2082,5 m) i górny (2032,5–2055,0 m). Wapień muszlowy wykazuje typowe wykształcenie dla tej części basenu Niżu Polskiego. Wapień muszlowy dolny zbudowany jest z wapieni marglistych z przeławiczeniami iłowców, deponowanych w środowisku szelfu węglanowego (Iwanow, 1998). Wapień muszlowy środkowy, wykształcony w postaci margli, reprezentuje lagunę o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998). Wapień muszlowy górny rozpoczynają wapienie szelfu węglanowego, które ku górze przechodzą w pstrę iłowce wapienste, świadczące o spłyceniu środowiska (Iwanow, 1998). Otwór Bydgoszcz IG 1 położony jest na północ od osi basenu wapienia muszlowego, dlatego należy spodziewać się, że de-

pozycja osadów zachodziła w przybrzeżnej części szelfu (Iwanow, 1998; Szulc, 2000).

Osady wapienia muszlowego osadzały się głównie w anizyku oraz we wczesnym ładynie. Granica między tymi piętrami przebiega prawdopodobnie w obrębie górnego wapienia muszlowego (Szulc, 2000; Wagner, 2008). Najniższy wapień muszlowy reprezentować może jeszcze olenek (Nawrocki, Szulc, 2000).

Kajper dolny

Kajper dolny, wykształcony w postaci warstw sulechowskich (Gajewska, 1978), wyróżniony na głębokości 1974,0–2032,5 m, osiąga mięszość 58,5 m. Z jednostki tej pobrano tylko 2 m rdzenia. Kajper dolny wykształcony jest tu w postaci bardzo drobnoziarnistych piaskowców o jasnych szarżółtawych barwach z przewarstwieniami i laminami iłowców. Liczne są uwęglone szczątki roślinne i ślady żerowania fauny. Osady te reprezentują środowisko dystalnej równi aluwialnej lub równi deltowej (Iwanow, 1998).

Na obszarze Niżu Polskiego osady kajpru dolnego deponowane były w ładynie (Szulc 2000, Wagner 2008).

TRIAS GÓRNY

Kajper środkowy

Z osadów kajpru środkowego zachowane są w profilu otworu Bydgoszcz IG 1 prawdopodobnie jedynie warstwy jarkowskie i/lub zbąszynieckie. Według Gajewskiej (1988) rejon tego otworu leżał w granicach zasięgu osadów warstw gipsowych dolnych i piaskowca trzcinowego. Osady piaskowca trzcinowego uległy późniejszej erozji (Gajewska, 1988). Brak osadów dolnych warstw gipsowych może być spowodowany późniejszą erozją lub zjawiskami tektonicznymi. Osady górnych warstw gipsowych nie były na tym obszarze deponowane (Gajewska, 1988).

Osady kajpru środkowego, leżące na głębokości 1926,0–1974,0 m, wykształcone są w postaci iłowców szarych, bogatych w materię organiczną, w spągu pstrych, z których pobrano 20 cm rdzenia. W górnej części kompleksu na podstawie

interpretacji krzywych geofizycznych zidentyfikowano jedną wkładkę węgli. Osady te powstawały w obrębie równi zalewowej (Iwanow, 1998), prawdopodobnie w środowisku podmokłym (bagno, starorzecze), co umożliwiło zachowanie materii organicznej w osadach.

Warstwy jarkowskie i zbąszynieckie w całym basenie polskim deponowane były w noryku (Wagner, 2008). Wygląda na to, że w profilu Bydgoszcz IG 1 brakuje osadów karniku.

Kajper górny

Kajper górny reprezentują w omawianym otworze warstwy wielichowskie z *Trileites* (Iwanow, Becker, 2007; Wagner, 2008), wyróżnione przez Gajewską na głębokości 1847,5–1926,0 m. Granica tych warstw z niżej leżącymi osadami kajpru środkowego wyznaczona została w spągu kompleksu pia-

skowcowego, wyraźnie zaznaczającego się na krzywych geofizycznych. Granica ta uchwycona została prawdopodobnie również w jedynym, pobranym z nich rdzeniu z głębokości 1924,0–1926,0 m, 1,70 m poniżej stropu marszu. Warstwy te wykształcone są w postaci piaskowców jasnoszarych, drobno-

ziarnistych i różnoziarnistych z domieszką żwiru. W stropie warstw wielichowskich z *Trileites* występuje 22,5 m pakiet iłowców. Środowiskiem sedymentacji tych osadów była równia aluwialna (Iwanow, 1998). Deponowane one były w retyku (Wagner, 2008).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW JURY

Otwór wiertniczy Bydgoszcz IG 1 usytuowany został w południowo-wschodnim odcinku wału pomorskiego, na pograniczu z wałem kujawskim. Stwierdzone utwory jurajskie obejmują pełny profil dolnej i środkowej jury oraz najniższy odcinek górnej jury (oksford). Całkowita miąższość tych utworów wynosi 1691,0 m. Leżą one, jak się wydaje, w ciągłości sedymentacyjnej na utworach najwyższego triasu (retyku). W stropie skały jurajskie występują bezpośrednio pod osadami kenozoiku. Utwory wyższej jury górnej – kimerydu i tytonu – oraz przypuszczalnie również najwyższego oksfordu, zostały usunięte w wyniku erozji podczas wznoszenia się wału śród-polskiego na przełomie kredy i paleogenu.

W omawianym profilu skały jurajskie, w zdecydowanej większości, zostały przewiercone bezrdzeniowo. Jedynie z niższego odcinka dolnej jury pobrano dwa kontrolne rdzenie 9 m długości, przy czym uzysk rdzenia nie przekroczył 35%.

Jura dolna

Miaższość osadów dolnej jury, wynosząca w omawianym otworze 1050,5 m, jest wartością porównywalną z obserwowaną w pobliskich profilach Zabartowo 2 (1078,0 m) i Wudzyń 1 (986,0 m) (Franczyk, 1987). W przeciwieństwie do wielu wierzeń usytuowanych również w osiowej części wału pomorskiego (Wyrzysk IG 1, Szubin IG 1, Zabartowo 1, Wilcze IG 1), w omawianym wierceniu zanotowano pełny profil dolnej jury, od hetangu po toark (lokalizacja otw. wiert. – [fig. 4](#)). W pozostałych otworach górny odcinek osadów w różnym stopniu został usunięty w wyniku erozji epigenetycznej.

Dla analizowanego otworu zastosowano formalny podział stratygraficzny jury dolnej (Pieńkowski, 2004). Wydzielono tu siedem formacji: nierozdzielone formacje zagajska i skłobska, ostrowiecka, łobeska, komorowska, ciechocińska i borucicka.

Formacja zagajska + skłobska (głęb. 1847,5–1723,0 m) – ze względu na prawie bezrdzeniowe przewiercenie utworów najniższej jury dolnej oraz dość jednolite wykształcenie litologiczne, niemożliwe było rozdzielenie obu formacji. W dolnym i środkowym odcinku profilu (77 m) występuje prawie jednolity kompleks piaskowcowy. W rdzeniu pochodzącym z tego odcinka stwierdzono jasnoszare piaskowce różnoziarniste, drobno- i średnioziarniste, miejscami z domieszką ziarn grubych, ze skupieniami kaolinitu w porach. W górnej części profilu, poza piaskowcami obecne są ponadto kilkumetrowej miąższości wkładki mułowcowe, a na głębokości 1742,0–1743,5 m również

wkładka węgla. Całkowita miąższość obu formacji wynosi 124,5 m. Podobne wartości uzyskano w otworach Wyrzysk IG 1 (114,0 m) i Wilcze IG 1 (108,5 m) dla warstw mechowskich dolnych i środkowych (Dadlez, 1969), będących wcześniejszym odpowiednikiem omawianych formacji.

Powyżej, na głębokości 1723,0–1545,5 m, wydzielono formację ostrowiecką, której wiek określany jest jako synemur (Pieńkowski, 2004). W dolnym 75-metrowym odcinku, są to występujące naprzemian kilkumetrowej miąższości warstwy piaskowcowe i mułowcowe. Kompleks ten odpowiada warstwom mechowskim górnym w dawniejszym podziale litostratygraficznym (Dadlez, 1969). Wyższy kompleks, odpowiadający w tym podziale warstwom radowskim, wykształcony jest w postaci piaskowców, z grubszą wkładką mułowcową na głębokości 1558,0–1556,5 m. Łączna miąższość formacji ostrowieckiej wynosi w omawianym wierceniu 177,5 m. Wartość ta nie odbiega od spotykanych na obszarze południowego odcinka wału pomorskiego (Franczyk, 1987).

Nadległą formację łobeską (głęb. 1545,5–1495,0 m), w przeciwieństwie do starszych formacji, charakteryzuje znaczny udział skał mułowcowo-iłowcowych, rozdzielonych cienkimi wkładkami piaskowcowymi. Jedynie w górnym odcinku występuje bardziej miąższy (14,5 m) kompleks piaskowcowy. Podobny kompleks wydzielić można w profilu otworów Zabartowo 1 i 2 (Franczyk, 1987). Ku północy jego odpowiednikiem facjalnym jest kompleks ilasto-mułowcowy. Brak materiału rdzeniowego, uniemożliwia bliższą charakterystykę utworów formacji łobeskiej w otworze Bydgoszcz IG 1. Utwory te można korelować z odpowiednimi osadami z rejonu pomorskiego (Dadlez, Kopik, 1972; Pieńkowski, 2004), w którym formacja łobeska datowana jest na plienbach. Miąższość formacji łobeskiej wynosi 50,5 m. Jest to wartość zbliżona do obserwowanej w pobliskich otworach Zabartowo 1 (54,0 m) i Wudzyń 1 (66,5 m). Nieco wyższą wartość uzyskano w wierceniu Zabartowo 2 (75,0 m).

Formacja komorowska (głęb. 1495,0–1105,0 m) charakteryzuje się odmiennym wykształceniem litologicznym. W dolnym odcinku (głęb. 1495,0–1330,0 m) dominują utwory piaskowcowe, z trzema kilku-, kilkunastometrowymi wkładkami mułowcowymi. Środkowy i górny odcinek formacji wykazuje natomiast znacznie większy udział skał drobnoziarnistych. Obserwuje się tu naprzemienne występowanie kilkumetrowych warstw piaskowców i mułowców lub piaskowców i iłowców. Całkowita miąższość formacji komorowskiej wynosi 390,0 m. Na obszarze południowego odcinka wału ku-

jawskiego pełny jej profil zachował się jedynie w otworach Zabartowo 2 (384,0 m) i Wudzyń 1 (253,0 m). W pozostałych wierceniach osady tej formacji zostały całkowicie lub częściowo usunięte w wyniku erozji, podczas wypiętrzania wału pomorskiego na przełomie kredy i paleogenu. Miąższości formacji komorowskiej, obserwowane na obszarze południowego odcinka wału pomorskiego, są kilkakrotnie wyższe niż stwierdzone nieco bardziej na północ, na obszarze południowego odcinka niecki pomorskiej (Feldman-Olszewska, 2007a). Również w porównaniu z innymi obszarami wału pomorskiego są to największe zanotowane miąższości (Franczyk, 1987). Wiek omawianej formacji na podstawie korelacji z regionem pomorskim określany jest na górny pliensbach (Dadlez, Kopik, 1972; Pieńkowski, 2004). Jednak biorąc pod uwagę diachroniczność utworów tej formacji nawet na obszarze Pomorza (Dadlez, Kopik, *op. cit.*), oddalanie się od centrum basenu oraz znaczną miąższość formacji komorowskiej w wierceniu Bydgoszcz IG 1, należy przypuszczać, że jej dolna część odpowiadać może jeszcze dolnemu pliensbachowi.

Występująca na głęb. 1105,0–1016,5 m formacja ciechocińska. charakteryzuje się odmiennym wykształceniem litologicznym. Jest to kompleks utworów iłowcowo-mułowcowych o miąższości 88,5 m, z cienkimi wkładkami piaskowców. Charakterystyczna szarozielona barwa osadu stwierdzona w próbach okruchowych, pozwala na jednoznaczną identyfikację opisywanego kompleksu. Występująca na całym obszarze Niżu Polskiego, formacja ta datowana jest na dolny toark (Dadlez, 1969; Marcinkiewicz, 1971; Pieńkowski, 2004). Dolna i górna granica formacji stawiana jest w miejscu zmiany barwy osadu: dolna – w miejscu pierwszego wystąpienia iłowców lub mułowców barwy zielonej; górna – w miejscu pojawienia się miąższego kompleksu piaskowców jasnoszarych.

Najmłodszymi skałami jury dolnej są utwory piaskowcowe z nielicznymi wkładkami mułowcowymi, występujące na głębokości 1016,5–797,0 m. Zostały one wydzielone jako formacja borucicka reprezentująca toark górny (Dadlez, 1969; Pieńkowski, 2004). Jej miąższość w otworze Bydgoszcz IG 1 wynosi 219,5 m. Podobną wartość uzyskano w otworze Zabartowo 2 (236,5 m), również położonym w osi zbiornika sedymentacyjnego.

Jura środkowa

Osady jury środkowej w profilu Bydgoszcz IG 1 stwierdzono na głębokości 797,0–273,0 m. Utwory te, podobnie jak na obszarze całego wału kujawskiego, leżą w ciągłości sedymentacyjnej na osadach najwyższej dolnej jury (Feldman-Olszewska, 2005). Występuje tu pełny profil stratygraficzny jury środkowej, o miąższości 524,0 m. Jest to jedyne takie wiercenie, zlokalizowane w południowym odcinku wału pomorskiego. Na większości tego obszaru, osady środkowojurajskie zostały całkowicie usunięte w wyniku erozji epigenezy, podczas wypiętrzania wału śródpolskiego na przełomie kredy i paleogenu. Jedynie w wierceniu Zabartowo 2 zachowały się starsze skały środkowojurajskie, wieku aalen–bajos. Najbliższymi otworami, z którymi można korelować wiercenie Bydgoszcz IG 1, są położone na obszarze niecki pomorskiej otwory Wudzyń 1 (264,0 m), Polskie Łąki PIG 1 (107,5 m) i Korytowo 1 (92,5 m), charakteryzujące się znacz-

nie mniejszymi miąższościami. Pełny profil stratygraficzny zanotowano jedynie w otworze Wudzyń 1, natomiast w dwóch pozostałych stwierdzono profil charakterystyczny dla obszaru niecki pomorskiej, w którym brak jest osadów aalenu i dolnego bajosu (Dayczak-Calikowska, 1976a). Profil porównywalny pod względem miąższości i zakresu stratygraficznego, stwierdzono natomiast w otworach wiertniczych zlokalizowanych w osiowym odcinku wału kujawskiego: Ciechocinek IG 2 – >864,5 m (Feldman-Olszewska, 2007b), IG 1 – 462,5 m, IG 3 – 427,0 m (Feldman-Olszewska, 2005).

Profil jury środkowej rozpoczynają utwory piaskowcowe, reprezentujące aalen dolny. Ich miąższość wynosi w omawianym otworze 44,5 m. Porównywalną wartość stwierdzono w wierceniach usytuowanych w osiowej strefie północnego odcinka wału kujawskiego (Ciechocinek IG 2 – 49,0 m, IG 1 – 45,5 m) (Feldman-Olszewska *op. cit.*). W kierunku niecki pomorskiej miąższość aalenu dolnego wyraźnie maleje w miarę oddalania się od osi basenu (Zabartowo 2 – 20,0 m; Wudzyń 1 – 10,0 m).

Profil aalenu górnego oraz bajosu jest w wierceniu Bydgoszcz IG 1 w przeważającej mierze iłowcowo-mułowcowy. Ze względu na brak materiału rdzeniowego oraz danych stratygraficznych, nie można wyznaczyć granic pomiędzy poszczególnymi jednostkami stratygraficznymi. Miąższość utworów górnego aalenu oraz bajosu wynosi w otworze 235,5 m. Jest to wartość znacznie mniejsza niż w większości wierceń na obszarze wału kujawskiego (Feldman-Olszewska 2005, 2007b, 2008), a jednocześnie przewyższająca miąższości stwierdzone w pobliskich otworach wiertniczych niecki pomorskiej oraz południowo-wschodnim odcinku wału pomorskiego. Najbardziej zbliżone wartości obserwuje się w otworach Ciechocinek IG 1 (189 m) i IG 3 (174,5 m), usytuowanych w szczytowej części poduszki solnej Ciechocinka (Feldman-Olszewska, 2005).

Datowanie omówionego powyżej kompleksu ilastego opiera się na obecności diagnostycznej fauny amonitowej, pochodzącej z utworów ilastych w pobliskich wierceniach. Jego dolna część korelowana jest z najniższym z trzech kompleksem łupków ilastych występujących zarówno na obszarze wału kujawskiego, jak i rejonu Szubina (SE wał pomorski), gdzie w łupkach ilastych w otworze Struga znaleziono dokumentujące aalen górny amonity z rodzaju *Ludwigia* (Dembowska, 1959; Dadlez, Dembowska, 1965). Na całym obszarze granica pomiędzy aaleniem a bajosem występuje w obrębie skał drobnopiezistych i często (tak jak i w omawianym otworze Bydgoszcz IG 1) jest trudna do wyznaczenia.

Profil bajosu dolnego na obszarze wału kujawskiego charakteryzuje dwudzielność. W dolnym odcinku obecne są skały drobnopieziste, w górnym heterolity i piaskowce (Dayczak-Calikowska, 1976b). Taki sam profil zaobserwowano w rejonie Szubina (Dembowska, 1959). Na obszarze Niżu Polskiego granica pomiędzy dolnym i górnym bajosem wiąże się z początkiem nowej transgresji. Na obszarze wału kujawskiego zazwyczaj charakteryzuje się to pojawieniem skał ilastych, bezpośrednio powyżej utworów piaskowcowych, kończących sedymentację dolnego bajosu. W omawianym otworze Bydgoszcz IG 1 brak jest warstw piaskowcowych wyznaczających strop bajosu dolnego, dlatego granica ta nie została postawiona.

Profil bajosu górnego na tym samym obszarze wykazuje również dwudzielność. W dolnym i środkowym odcinku są to iłowce i łupki ilaste, ciemnoszare prawie czarne. Górny odcinek charakteryzuje się stopniowym wzrostem grubości ziarna ku górze, pojawiają się mułowce, heterolity i piaskowce. Jest to typowy profil obserwowany na obszarze całego wału pomorskiego (Dayczak-Calikowska, 1987) i kujawskiego (Feldman-Olszewska, 2005, 2007b, 2008). W otworze Bydgoszcz IG 1 dominują utwory iłowcowo-łupkowe, natomiast skały grubiej ziarniste górnego odcinka są bardzo niewielkiej miąższości. W najwyższej części profilu pojawiają się heterolity ilasto-piaszczyste o dużym udziale skał ilastych, a jedynie w stropowych 5 m pojawiają się utwory piaskowcowe. Na podstawie korelacji kompleksów geofizycznych z rejonami Złotowa i Szubina należy przypuszczać, że wspomniane utwory iłowcowe reprezentują wszystkie poziomy górnego bajosu, od poziomu *Strenoceras subfurcatum* po *Parkinsonia parkinsoni*. Wiek tych utworów datuje niezbyt liczna, lecz wskaźnikowa dla tych poziomów fauna amonitowa, stwierdzona w otworach Rynarzewo II, Drogosław, Złotów 1 (Dembowska, 1959; Dadlez, Dembowska, 1965). Z powyższej analizy wynika, że w omawianym otworze Bydgoszcz IG 1 zredukowany jest prawdopodobnie najwyższy, piaskowcowy, odcinek poziomu *parkinsoni*, w dawniejszym podziale stratygraficznym (Dayczak-Calikowska, 1976a) wydzielany jako „poziom *schloenbachi*”.

Podobnie jak w otworze Ciechocinek IG 2 i Polskie Łąki IG 1 (Feldman-Olszewska, 2007b, c), granica pomiędzy bajosem i batonem została postawiona w spagu kompleksu iłowcowo-mułowcowego, który w dawniejszym podziale wydzielano jako kujaw górny. Baton dolny tworzy 32-metrowy kompleks iłowców i mułowców. Należy go korelować z łupkami rejonu Szubina, z których Dadlez i Dembowska (1965) cytują występowanie amonita *Parkinsonia* sp. (cf. *ferruginea-compressa*), wskaźnikowego dla dolnego batonu. Baton środkowy reprezentują piaskowce o miąższości 98,5 m. Jest to profil typowy dla obszaru Szubina i Złotowa. Utwory te w pobliskich otworach nie mają datowania biostratygraficznego. Jest im przypisany wiek środkowobatoński na podstawie położenia w profilu.

Baton górny w dolnym odcinku tworzą iłowce, ku górze przechodzące w mułowce, a następnie piaskowce i wapienie margliste, w odcinku przystropowym pojawiają się margle. Podobny profil występuje w rejonie Szubina (Dembowska, 1959). Utwory te są w tym rejonie datowane na podstawie obecności amonitów *Oecotraustes* sp. i *Oecotraustes paradoxus* Roemer.

Kelowej występuje na głębokości 288,0–273,0 m. Jest on wykształcony w postaci margli ilastych, przechodzących ku górze w margle piaszczyste, a następnie wapienie margliste. Opisane utwory należy korelować z dobrze datowanymi na podstawie fauny amonitowej (Dayczak-Calikowska, 1959) skałami mułowcowymi, mułowcowo-dolomitycznymi i wapienno-mułowcowymi w wierceniu Kcynia IV, gdzie stwierdzono formy przewodnie dla wszystkich poziomów kelowej. Szczegółowa analiza profilu Kcyni IV wskazuje, że najmłodszy poziom amonitowy kelowej (*lamberti*) wykształcony jest w postaci iłowców około 1 m miąższości. Zakładając podobny układ facjalny w wierceniu Bydgoszcz IG 1, należałoby granicę kelowej / oksford przesunąć o około 1 m w górę i postawić ją w obrębie utworów mułowcowych uznanych za górnourajskie. Brak materiału rdzeniowego, bardzo mała miąższość tych utworów i brak dokumentacji faunistycznej w otworze Bydgoszcz IG 1 czyni taki zabieg bezzasadnym. Miąższość kelowej w wierceniu Bydgoszcz IG 1 wynosi 15,0 m, co jest wartością nieco większą niż w rejonie Kcyni i Szubina.

Jura górna

Jura górna została stwierdzona na głębokości 273,0–156,5 m. Jest to 116,5 m miąższości kompleks mułowców wapnistych, w górnym odcinku przechodzących w margle ilasto-piaszczyste, z wkładką wapieni marglistych. Utwory te reprezentują formację Łyny (Dembowska, 1979). Na podstawie korelacji z pobliskim wierceniem Kcynia IV (Matyja, Wierzbowski, 1998) oraz strukturą Zalesia (Matyja i in., 1985), należy przypuszczać, że w wierceniu Bydgoszcz IG 1 występują osady oksfordu, bez jego najwyższej części (poziomu *planula* i częściowo poziomu *bimammatum*).

Zofia FERT

CZWARTORZĘD

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE BYDGOSZCZY

W ramach realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 wykonane zostały badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych w formie opracowań stanowiących integralną część mapy. Rejon miasta Bydgoszcz obejmują dwa sąsiednie arkusze SMGP: ark. Bydgoszcz Zachód (318) (Butrymowicz, Włodek, 2010) i ark. Bydgoszcz Wschód (319) (Kozłowska, Kozłowski, 1992). Projekt badań geologicznych nie przewidywał odwiercenia otworów kartograficznych na obszarze ark. Bydgoszcz Zachód-318. Autor mapy, Butrymowicz wykorzystał do badań dwa otwory wiertnicze Ciele 1 i Cie-

le 2 (fig. 1) odwiercone systemem udarowo-okrętnym przez „Wodrol” Bydgoszcz, w celu ujęcia wody dla gminy Białe Błota. Analizy i interpretację wyników wykonała Fert (1987).

Na obszarze arkusza Bydgoszcz Wschód odwiercone zostały i opróbowane dwa otwory kartograficzne: Brzoza i Bydgoszcz-Bocianowo (fig. 1). Analizy i wyniki badań zostały opracowane przez Fert i Makarewicz (1988).

Na podstawie wykonanych badań litologiczno-petrograficznych prób z rdzeni wiertniczych, zostały udokumentowane dwa poziomy glin na obszarze ark. Bydgoszcz Zachód.

W otworach na arkuszu Bydgoszcz Wschód nie stwierdzono obecności glin zwałowych.

Głównym kryterium przy ustalaniu pozycji stratygraficznej glin był skład petrograficzny żwirów (frakcja 5–10 mm) i wynikające z niego współczynniki petrograficzne: O/K, K/W, A/B (współczynniki będą podawane w tej kolejności), gdzie:

O – suma skał osadowych ($W_p + D_p + \sum P + P_p$)

K – suma skał krystalicznych ($K_r + Q_p$)

W – suma skał węglanowych ($W_p + D_p$)

A – suma skał nieodpornych na niszczenie ($W_p + D_p + \sum P$)

B – suma skał odpornych na niszczenie ($K_r + Q_p + P_p$)

Najstarsze osady glacialne (g_1 ?) zostały zarejestrowane w profilu otw. Ciele 1 (fig. 37) na wysokości od –33 m do –21 m p.p.m. (głęb. 88,0–100,0 m). Jest to miększa seria żwirowo-piaszczysta. Analiza składu petrograficznego żwirów wykazała znaczną przewagę skał krystalicznych (43%) nad wapieniami paleozoicznymi z północy (33%) przy niewielkim współudziale dolomitów (6%). Materiał lokalny jest ubogi – reprezentowany przez pojedyncze piaskowce, obtoczone fragmenty kwarcu i mułowce M_1 . Współczynniki petrograficzne wyliczone dla porównania wynoszą 0,92; 1,19; 0,78.

Prowincja mineralogiczna tych osadów ma charakter granatowo (39%)–amfibolowo (36%)–epidotowy (10%).

Współczynnik obtoczenia kwarcu wynosi $R = 0,60$. Zdecydowana dominacja ziaren częściowo obtoczonych wskazuje na długotrwałą obróbkę w środowisku wodnym.

Podobny pakiet osadów opisano w profilu Bydgoszcz-Bocianowo (fig. 37) na ark. Bydgoszcz Wschód, gdzie zalegają bezpośrednio na neogeńskim podłożu czwartorzędu. Autorzy mapy (Kozłowska, Kozłowski, 1992) traktują te osady jako glacialne, należące do zlodowaceń południowopolskich, nie przypisując ich do konkretnego zlodowacenia.

Wyżej zalega bardzo miększa seria osadów piaszczystych (otw. Ciele 1, Ciele 2 – ark. Bydgoszcz Zachód, otw. Brzoza – ark. Bydgoszcz Wschód, por. fig. 37). Przewarstwiają się piaski różnej granulacji, tworzące kompleks 50–65 m miąższości, akumulowane były niewątpliwie w głębokiej rymie erozyjnej.

W profilu Ciele 1 piaski te reprezentują fluwioglacialne środowisko akumulacji. Materiał jest na ogół przemyty, średnio lub rzadziej słabo wysortowany, bardzo słabo wapnisty (0,4–0,8% $CaCO_3$ we frakcji poniżej 0,1 mm). Współczynniki obtoczenia kwarcu zmieniają się w dużym zakresie: $R = 0,60$ –1,00. W zespole mineralnym frakcji ciężkiej z reguły dominują granaty (44–54%) nad amfibolami (22–36%) i epidotami (7–17%). Zmiany cech piasków wynikają ze zmian reżimu hydrologicznego wód wypływających spod lodowca – ich siły transportowej, prędkości i kierunku.

W profilu Brzoza zarejestrowano bardzo miększą serię osadów reprezentujących rzeczne warunki akumulacji. Piaski są najczęściej różnoziarniste, z drobnym żwirkiem, dobrze przemyte i bezwapniste. Analiza obtoczenia kwarcu wykazała zdecydowaną dominację ziaren obtoczonych. W efekcie dobrej obróbki materiału współczynniki obtoczenia kwarcu przyjmują niskie wartości i wynoszą $R = 0,23$ –0,37. Zespół minerałów frakcji ciężkiej jest zdominowany przez granaty, których liczebność z reguły przekracza 50%. Autorzy mapy geologicznej (Kozłowska, Kozłowski, 1992) zaliczają te pia-

ski do osadów interglacialnych: mazowieckiego (wielkiego) i eemskiego.

Przy obecnym stanie wiedzy wydaje się, że cechy osadu interstadialnego wykazuje miększy pakiet piasków pylastych (25 m) w profilu Bydgoszcz-Bocianowo, zalegający na wysokości 5–28 m n.p.m. (fig. 37). Są to piaski średniowysortowane, bezwapniste. Zwraca uwagę wysoka frekwencja epidotów (do 50%). Stosunkowo najmniej liczne są granaty. Natomiast częściej spotykane są staurolity i dysteny (do 10%), co świadczy o wpływie neogeńskiego podłoża. Stopień obróbki materiału jest słaby – współczynniki obtoczenia kwarcu są wysokie i wynoszą $R = 0,76$ –0,92. W osadach tych zalega warstwa węgla brunatnego, co wskazuje na ocieplenie klimatu i sedymentację w warunkach jeziornych. W czasie wykonywania badań, osad ten niesłusznie sklasyfikowano jako zastoisowy (Fert, Makarewicz, 1988).

Bezpośrednio nad tymi osadami zalega miększa (19 m) żwiru piaszczystego z licznymi otoczakami. Analizy składu mineralnego frakcji ciężkiej wykazały, że granaty (35–63%) zawsze dominują nad amfibolami (16–28%) i epidotami (10–19%). Materiał jest słabo obrobiony – współczynnik obtoczenia kwarcu jest wysoki i wynosi $R = 0,67$ –0,80. Jest to niewątpliwie osad glacialny (g_2 ?), akumulowany w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu. Autorzy mapy geologicznej ark. Bydgoszcz Wschód (Kozłowska, Kozłowski, 1992) wiążą ten osad z fazą toruńską zlodowacenia północnopolskiego.

W stropowej partii otw. Ciele 1 i Ciele 2, na bardzo zbliżonej wysokości (odpow. 56 i 60 m n.p.m.) zalegają gliny zwałowe (g_3) o współczynnikach:

otw. Ciele 1 1,39; 0,84; 1,02

otw. Ciele 2 1,41; 0,81; 1,10

Gliny te reprezentują prawdopodobnie fazę leszczyńską zlodowacenia północnopolskiego.

W profilach otworów odwierconych na obszarze ark. Bydgoszcz Zachód i Bydgoszcz Wschód udało się udokumentować jeden typowo wykształcony poziom gliny zwałowej zlodowacenia północnopolskiego – g_3 i dwa poziomy glacialne żwirowo-piaszczyste, związane ze zlodowaceniami południowopolskimi – g_1 i północnopolskim – g_2 .

Udokumentowane zostały ważnej rangi osady rozdzielające – międzymorenowe – z interstadialu mazowieckiego i eemskiego. Udokumentowane osady eemskie stanowią poziom reperowy w dolinie dolnej Wisły (Makowska, 1979).

W najbliższej okolicy otworu Bydgoszcz IG 1, ok. 1,5 km na zachód, w miejscowości Minikowo, kilkaset metrów poza granicami arkusza Bydgoszcz Zachód (318), w wykopie na oczyszczalnię ścieków (90 m n.p.m. – poziom po wyeksploatowaniu nadkładu) opisano dwa cienkie poziomy glin zwałowych.

W górnym przypowierzchniowo zalegającym (do 2 m głęb.) poziomie gliny obserwuje się znaczną przewagę wapieni paleozoicznych z północy (48,6%) nad skałami krystalicznymi (34,4%) przy niewielkim współudziale dolomitów (2,1%) i relatywnie wysokim piaskowców (4,7%). W materiale lokalnym najczęściej spotykane są piaskowce (3,6%), a mułowców M_1 – brak. Gлина jest słabo wapnista, zawiera 1,7–2,5% $CaCO_3$ we frakcji poniżej 0,1 mm. Współczynniki petrograficzne gliny wynoszą 1,51; 0,72; 1,22 i dobrze korelują się z glinami g_3 w otworach Ciele 1 i Ciele 2, które zostały sklasyfikowane jako

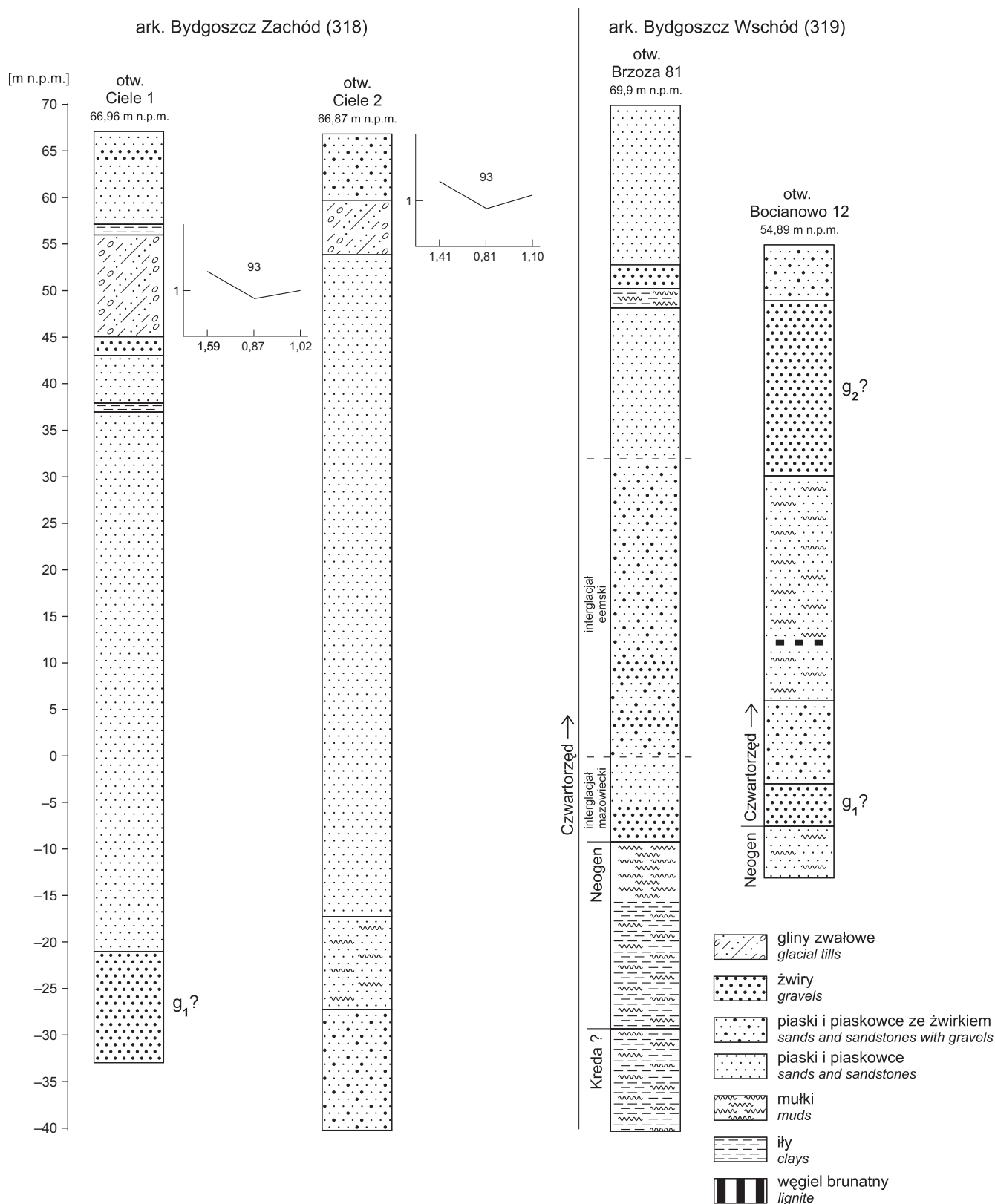


Fig. 37. Profile litologiczne osadów czwartorzędowych w wybranych otworach kartograficznych (ark. Bydgoszcz Zachód i Bydgoszcz Wschód SMGP w skali 1:50 000)

Lithological sections of Quaternary deposits in some mapping boreholes
(map sheets Bydgoszcz Zachód and Bydgoszcz Wschód, Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50.000)

gliny fazy leszczyńskiej zlodowacenia północnopolskiego Butrymowicz, Włodek, 2010).

Dolny poziom glin (3,5–5,4 m) ma zupełnie odmienną charakterystykę petrograficzną żwirów. Frekwencja skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych jest zbliżona (odpow. 42,3 i 40,6%), przy skąym udziale dolomitów (1,6%). Dość licznie występują kwarcy i piaskowce pochodzenia północnego (odpow. 5,4 i 4,6%). Materiał lokalny jest bardzo ubogi, reprezentowany głównie przez piaskowce (2,6%). Nie rejestrowano obecności mułowców M_1 . Współczynniki petrograficzne gliny wynoszą 0,98; 1,13; 0,80. Wyniki są wiarygodne (3 próby, bardzo zbliżone współczynniki). Autorzy mapy geologicznej przypisują glinę do zlodowaceń środkowopolskich (Butrymowicz, Włodek, 2010). Należy zaznaczyć, że współczynniki petrograficzne nie są charakterystyczne dla glin środkowopolskich (Lisicki, 2003). Pozycję gliny ustalono przez porównanie z ark. Nakło (Włodek, 2003), gdzie bezspornie udokumentowano interglacjał eemski. Z całą pewnością glina ta nie reprezentuje zlodowacenia północnopolskiego.

W miejscowości Zielonczyn (fig. 1), ok. 3,5 km na ESE od otworu Bydgoszcz IG 1, przy stacji kolejowej, w głębokim odsłonięciu (81,7 m n.p.m.) w interwale głębokości 2,4–28,0 m opisano miększą serię osadów drobnoziarnistych, dobrze przemytych, dość dobrze wysortowanych. Piaski są wyraźnie wapniste zawierają 2,5–3,0% CaCO_3 we frakcji poniżej 0,1 mm. Współczynnik obtoczenia kwarcu $R = 0,74$ wskazuje na fluwioglacjalne warunki sedymentacji (zdecydowanie dominują ziarna częściowo obtoczone – ok. 80% nad obtoczonymi – ok. 17%. Wśród minerałów frakcji ciężkiej dominują amfibole (śr. 56%), a frekwencja epidotów i granatów jest zbliżona

(17–13%). Dość licznie spotykane są minerały blaszkowe – biotyty (4%), co świadczy o ciągłej dostawie materiału północnego wymywanego z lądolodu przez wody płynące.

W opisanych profilach nie stwierdzono obecności miększych pokładów glinowych. Często natomiast spotykane są potężne serie piaszczyste reprezentujące osady fluwioglacjalne i rzeczne. Dlatego też obecność 69 m miąższości gliny w profilu otworu Bydgoszcz IG 1, jak pierwotnie opisano w dokumentacji otworu, wydaje się wątpliwa.

Na podstawie wyników profilowań geofizycznych w otworze Bydgoszcz IG 1 można sadzić, że opis profilu litologicznego i stratygraficznego dla czwartorzędu (do głęb. 69 m) jest zbyt ubogi i lakoniczny. Na podstawie geofizycznych krzywych pomiarowych (w szczególności oporności) można wnioskować, że od głębokości 8 do około 13 m, występują utwory o charakterze piaszczystym, o czym świadczy odnotowana w tym przedziale wyższa oporność (powyżej 120 omometrów). Podobną sytuację można zaobserwować w przedziale głębokości 23–38 m, gdzie prawdopodobnie również występują utwory piaszczyste, a nawet piaszczysto-żwirowe. W interwałach głębokości: od powierzchni terenu do 8 m, 13–23 m i 38–69 m mogą – tak jak jest to w opisie – występować gliny zwałowe, a także ilasto-pylaste utwory o niskich wartościach oporności (informacja ustna – M. Gonczaruk).

W otworze Bydgoszcz IG 1 zawartość CaCO_3 , określonego jako kalcyt, oznaczono przy pomocy kalcymetru z prób korytowych, natomiast dla potrzeb SMGP – metodą objętościową we frakcji poniżej 0,1 mm. Trudno zatem ustosunkować się do wyników i porównywać je. Ogólnie można stwierdzić, że wapnistość osadów czwartorzędowych nie jest wysoka.