

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH

DEWON

Elżbieta TURNAU

PALINOSTRATYGRAFIA

Uwagi wstępne

Wstępne wyniki badań palinostratygraficznych, dotyczących dewonu środkowego i franu z kilkunastu otworów wiertniczych z Pomorza Zachodniego i obszarów przyległych, m.in. z odwiertu Tuchola IG 1, przedstawiono w opracowaniach archiwalnych (Turnau, 2000, 2004). Część tych materiałów została już opublikowana (Turnau 2007, 2008, 2011a). Interpretacja danych uzyskanych dzięki tym badaniom opierała się na wynikach światowych badań sporowych, podsumowanych w pracach Richardsona i McGregora (1986), Streela i innych (1987) oraz Avkhimovitch i innych (1993). Duże znaczenie dla interpretacji miały też wcześniejsze badania palinologiczne dewonu Pomorza (Turnau, 1995, 1996; Stempień-Sałek, 1999, 2002; Turnau, Matyja, 2001). Pozwoliły one na określenie zasięgów stratygraficznych taksonów i zaproponowanie lokalnego schematu sporowego (Turnau, 1996, 2007, 2008). Podział ten jest modyfikacją podziału dla Europy Wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993). Poziomy interwałowy schematu dla obszaru pomorskiego można wyróżnić również w innych regionach Polski – w Górach Świętokrzyskich (Turnau, Racki, 1999), a ostatnio na lubelszczyźnie (Turnau, 2011b). Niektóre z tych poziomów zostały skorelowane, na podstawie bezpośrednich lub pośrednich danych, z podziałem konodontowym (Matyja, Turnau, 2008; Turnau, Narkiewicz, 2011).

Wyniki badań

Materiał. Do badań palinologicznych przygotowano 10 próbek z formacji tucholskiej i jedną z formacji silneńskiej. Głębokości, z których zostały one pobrane podano w tabelach 1 i 2. Wszystkie badane próbki zawierały palinomorfy. Stan zachowania spor był różny, formy o grubej egzynie były nieprzejrzyste, wiele egzemplarzy oznaczono jedynie do rodzaju. Fitoplankton zachowany był bardzo dobrze.

Stratygrafia. Występowanie gatunków spor w badanym profilu przedstawiono w tabeli 1, występowanie fitoplanktonu w tabeli 2, a mikrofotografie spor, akritarch i prazynofitów przedstawiono na figurach 6–8. Najniższe dwie próbki, pochodzące z dolnej części formacji tucholskiej, zawierały tylko

nieliczne, źle zachowane spory. Obecność przedstawicieli rodzaju *Geminospora* lub *Aneurospora* i gatunku *Aneurospora extensa* pozwala sądzić, że utwory z tej głębokości reprezentują żywet, poziom sporowy „*Geminospora*” *extensa*, prawdopodobnie któryś z jego podpoziomów (Ex 1 lub Ex 2). Pozostałe próbki zawierały bardziej taksonomicznie zróżnicowane zespoły spor. Znacząca jest tu obecność gatunku *Samarisporites triangulatus*, którego pojawienie się określa dolną granicę podpoziomu Ex 3. Towarzyszą mu (w niektórych próbkach) *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*, *Chelinospora concinna*, *Geminospora decora*, *Lanatisporis bislimbatus*, *Densosporites devonicus*. Szereg spośród wymienionych gatunków, w tym *Aneurospora extensa* i *Lanatisporis bislimbatus*, nie przechodzi do kolejnego poziomu *Geminospora aurita* (Aur). *A. extensa* występuje w najwyższej próbce pochodzącej z formacji tucholskiej, można zatem twierdzić, że w badanym otworze, górna część tej jednostki mieści się w podpoziomie Ex 3, to jest w przedziale od środkowego do dolnej części górnego żywetu (Matyja, Turnau, 2008; Turnau, Narkiewicz, 2011). Próbką z formacji silneńskiej była nader uboga w spory, udało się oznaczyć zaledwie 4 gatunki. Jednak obecność *A. extensa* i *L. bislimbatus* pozwala na określenie poziomu „*G.*” *extensa*, podpoziomu Ex 3, co określa pozycję tej części formacji jako środkowy żywet lub dolna część górnego żywetu.

Prawie we wszystkich próbkach oprócz spor występuje fitoplankton (tab. 2, fig. 8). Obecne tu gatunki akritarch i prazynofitów mają długie zasięgi stratygraficzne obejmujące co najmniej żywet i fran (Molyneux i in., 1996; Le Hérisse i in., 2000). Wyjątek stanowi *Daillydium pentaster* – przedstawiciel akritarch o wyróżniającej się morfologii i dobrze określonym zasięgu stratygraficznym (por. dyskusja w Turnau, Racki, 1999). Gatunek *D. pentaster* pojawia się w środkowym żywecie, na terytorium Polski spotykano go po raz pierwszy w utworach zaliczanych do podpoziomu sporowego Ex 3 (Turnau, Racki, 1999; Turnau, 2011b). Gatunek *Musivum gradzinskii*, przedstawiciel glonów cenobialnych (Hydrodictyaceae), jest mało przydatny dla biostratygrafii, znany jest bowiem od górnego emsu po żywet (Turnau, Racki, 1999; Wood, Turnau, 2001; Filipiak, 2011; Turnau, 2011b), prawdopodobnie

Występowanie gatunków spor w osadach formacji tucholskiej i silnieńskiej
Distribution of spore species in Tuchola and Silno formations

[illegible]

Tabela 2

Występowanie fitoplanktonu w osadach formacji tucholskiej i silneńskiej

Distribution of phytoplankton from Tuchola and Silno formations

Otwór wiertniczy	Tuchola IG 1										
Formacja	tucholska										silneńska
Głębokość [m]	4085,2	4070,9	3993,7	3896,7	3894,6	3891,6	3889,1	3834,0	3816,0	3812,0	3767,6–3768,6
Pozycja stratygraficzna	żywet										
Prazynofity											
<i>Polyedrixium evolutum</i>			×					×	×		×
<i>Cymatiosphaera canadensis</i>			×	×	×	×	×				
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	×	×	×		×	×	×	×	×	×	×
<i>Cymatiosphaera chelina</i>							×				
<i>Hemiruptia</i> sp.			×	×							
Akritarchy											
<i>Stellinium micropolygonale</i>			×	×		×				×	
<i>Veryhachium formosum</i>				×							
<i>Veryhachium polyaster</i>				×							
<i>Micrhystridium</i> sp.						×					
<i>Veryhachium europaeum</i>							×				
<i>Daillydium pentaster</i>							×				
<i>Gorgonisphaeridium</i> sp.					×		×				
<i>Unnellium</i> sp.							×				
Hydrodictyaceae											
<i>Musivum gradzinskii</i>			×	×	×						

nie występuje też we franie (Turnau, 2011a). Rezultaty badań fitoplanktonu nie wzbogacają zatem wniosków stratygraficznych opartych na sporach, ale też nie są z nimi sprzeczne.

Korelacja wiekowa jednostek litostratygraficznych reprezentujących dwie odmienne strefy facjalne basenu pomorskiego jest jednym z podstawowych zagadnień dotyczących stratygrafii dewonu omawianego regionu. Poglądy na architekturę tego basenu zmieniały się wraz z dopływem nowych danych, głównie biostratygraficznych i sedimentologicznych (por. Dadlez, 1978; Turnau, 1995; Matyja 1998, 2006, 2009). Wyniki prezentowane w niniejszym opracowaniu są w większości spójne z koncepcją przedstawioną przez Matyję (2009, fig. 2). Wyniki badań autorki sugerują, że górna granica formacji tucholskiej z profilu Tucholi PIG 1, przebiegająca w obrębie podpoziomu Ex 3, może odpowiadać górnej granicy formacji jamneńskiej z rejonu Jamna. Granica ta przebiega wyżej niż górna granica formacji miasteczkiej z otworu Miastko 1 (por. Turnau, 2004). Natomiast formacja sianowska z otworu Polskie Łąki PIG 1, a przynajmniej jej znaczna część, należy do starszego podpoziomu Ex 2. Wydaje się zatem, że jej odpowiednika wiekowego należy szukać w niższej części formacji tucholskiej z opracowanego otworu.

Spis gatunków diskutowanych w tekście i wymienionych w tabelach 1 i 2

Spory:

- Ancyrospora ancyrea* (Eisenack) Richardson, 1962 var. *brevispinosa* Richardson, 1962
Aneurospora extensa (Naumova) Turnau, 1996
Aneurospora greggsi (McGregor) Streel, in Becker *et al.*, 1974
Apiculatasporites microconus (Richardson) McGregor et Camfield, 1982
Archaeozonotriletes latemarginatus (Kedo) Obukhovskaya (w Avkhimovitch i in., 1993)
Calypptosporites velatus (Eisenack) Richardson, 1962
Chelinospora concinna Allen, 1965
Chelinospora timanica (Naumova) Loboziak et Streel, 1989
Convolutispora subtilis Owens, 1971
Corystisporites acutispinosus (Fuglewicz et Prejbisz) Turnau, 1996
Cymbosporites magnificus (McGregor) McGregor et Camfield, 1982
Densosporites devonicus Richardson, 1960
Dibolisporites echinaceus (Eisenack) Richardson, 1965

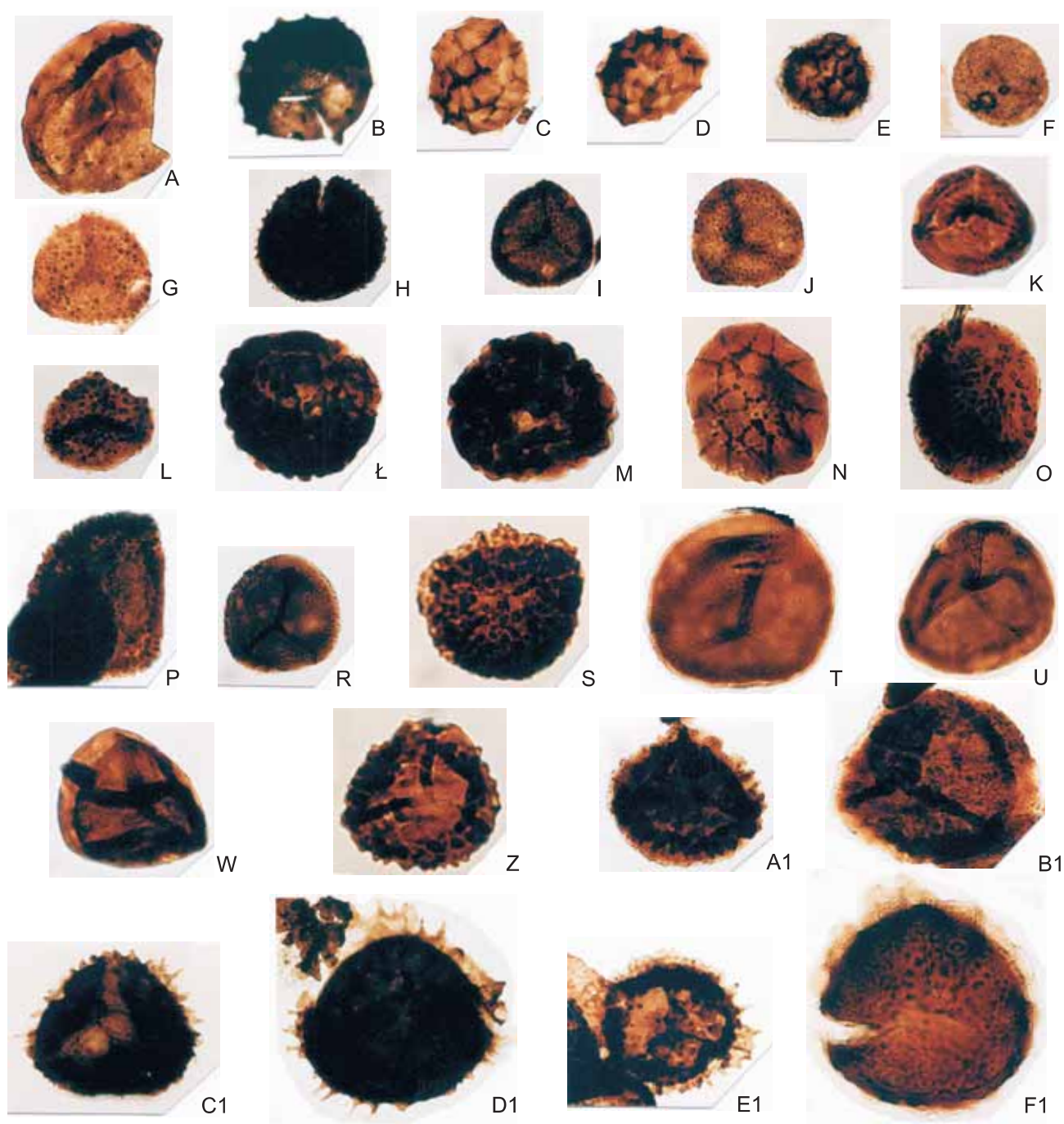


Fig. 6. Żyweckie spory z formacji tucholskiej

A – *Dibolisporites* sp., głęb. 3834,0 m; B – cf. *Verrucosisorites premnus*, głęb. 4085,2 m; C, D – *Dictyotrilites* sp., głęb. 3834,0 m; E – *Chelinospora* cf. *concinna*, głęb. 3812,0 m; F – *Convolutispora* cf. *subtilis*, głęb. 3993,7 m; G, H – *Geminospora decora*, głęb. 3834,0 i 3993,7 m; I, J – *Aneurospora extensa*, głęb. 3993,7 m; K – *Aneurospora* sp., głęb. 3816,0 m; L – *Cymbosporites* sp., głęb. 3816,0 m; Ł, M – *Chelinospora* cf. *timanica*, głęb. 3993,7, 3834,0 m; N – *Chelinospora* cf. *concinna*, głęb. 3816,0 m; O – ?*Geminospora* sp., głęb. 3812,0 m; P – *Cymbosporites* sp., głęb. 3816,0 m; R, T, U, W – *Geminospora lemuralata*, głęb. 3993,7, 3816,0 m; S, Z, A1, B1 – *Kraeuselisporites* sp., głęb. 3816,0, 3812,0, 3816,0, 3812,0 m; C1, D1, E1 – *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*, głęb. 3889,1, 3889,1, 3816,0 m; F1 – spora z zoną, głęb. 3812,0 m. A–F1 $\times 450$

Givetian spores from Tuchola Formation

A – *Dibolisporites* sp., depth 3834.0 m; B – cf. *Verrucosisorites premnus*, depth 4085.2 m; C, D – *Dictyotrilites* sp., depth 3834.0 m; E – *Chelinospora* cf. *concinna*, depth 3812.0 m; F – *Convolutispora* cf. *subtilis*, depth 3993.7 m; G, H – *Geminospora decora*, depth 3834.0 and 3993.7 m; I, J – *Aneurospora extensa*, depth 3993.7; K – *Aneurospora* sp., depth 3816.0 m; L – *Cymbosporites* sp., depth 3816.0 m; Ł, M – *Chelinospora* cf. *timanica*, depth 3993.7, 3834.0 m; N – *Chelinospora* cf. *concinna*, depth 3816.0 m; O – ?*Geminospora* sp., depth 3812.0 m; P – *Cymbosporites* sp., depth 3816.0 m; R, T, U, W – *Geminospora lemuralata*, depth 3993.7, 3816.0 m; S, Z, A1, B1 – *Kraeuselisporites* sp., depth 3816.0, 3812.0, 3816.0, 3812.0 m; C1, D1, E1 – *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*, depth 3889.1, 3889.1, 3816.0 m; F1 – zonate spore, depth 3812.0 m. A–F1 $\times 450$

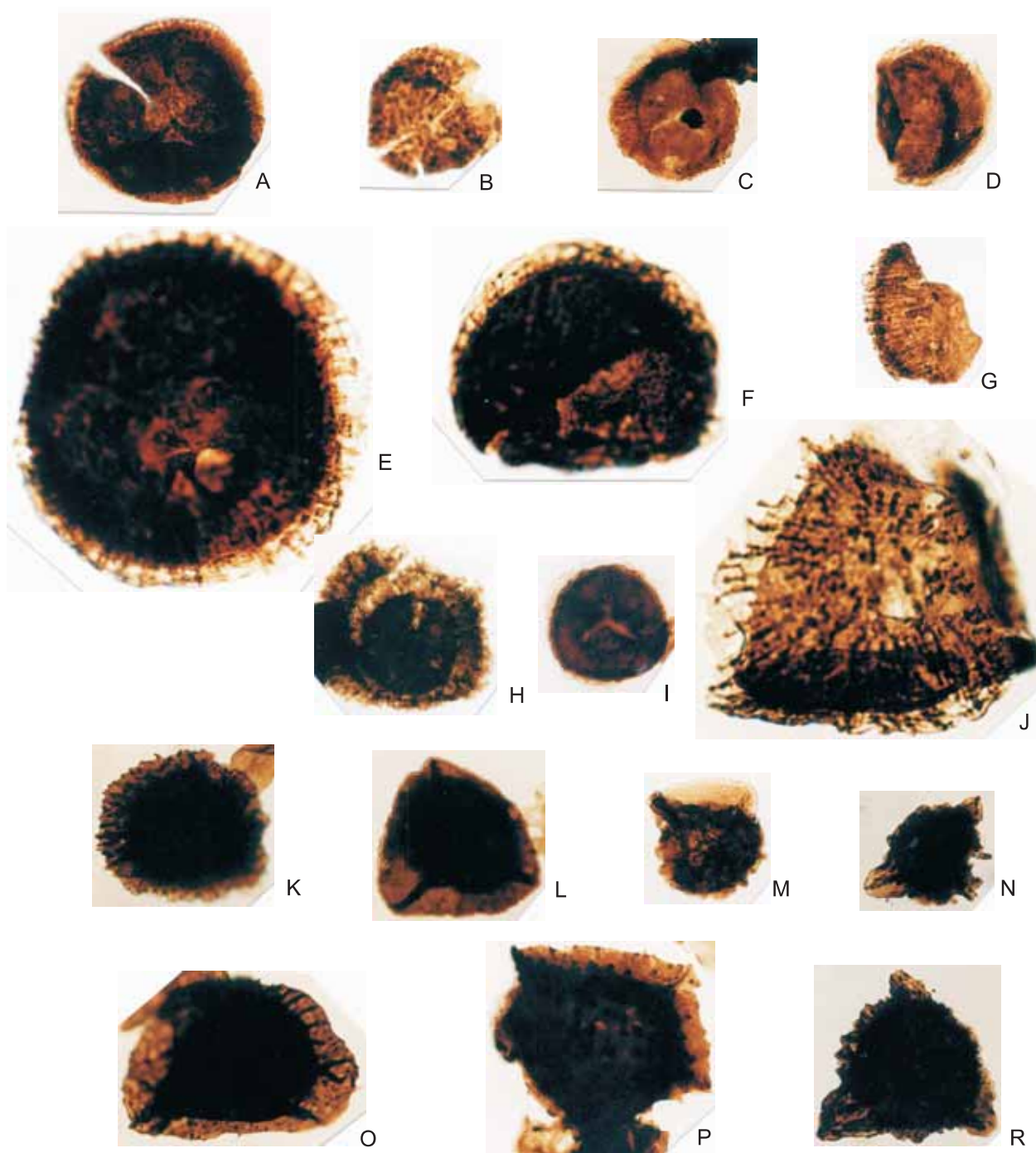


Fig. 7. Żyweckie spory z formacji tucholskiej i silneńskiej

A – nieoznaczone, głęb. 3816,0 m; B–G, J – *Membrabaculisporis* sp., B, C, F, G – głęb. 2316,0 m, D, E – głęb. 3896,7 m, J – głęb. 3891,6 m; H – *Lanatisporis bislimbatus*, głęb. 3752,6 m; I – ?*Perotrilites* sp., głęb. 3891,6 m; K – ?*Kraeuselisporites* sp., głęb. 3752,6 m; L – *Rhabdosporites* sp., głęb. 3752,6 m; M, N, R – *Samarisporites triangulatus*, głęb. 3816,0, 3993,7, 3896,7 m; O – *Calyptosporites* sp., głęb. 3891,6 m; P – *Densosporites devonicus*, głęb. 3889,1 m. E, F, J $\times 1000$, pozostałe $\times 450$

Givetian spores from Tuchola and Silno formations

A – unidentified, depth 3816.0 m; B–G, J – *Membrabaculisporis* sp., B, C, F, G – depth 2316.0 m, D, E – depth 3896.7 m, J – depth 3891.6 m; H – *Lanatisporis bislimbatus*, depth 3752.6 m; I – ?*Perotrilites* sp., depth 3891.6 m; K – ?*Kraeuselisporites* sp., depth 3752.6 m; L – *Rhabdosporites* sp., depth 3752.6 m; M, N, R – *Samarisporites triangulatus*, depth 3816.0, 3993.7, 3896.7 m; O – *Calyptosporites* sp., depth 3891.6 m; P – *Densosporites devonicus*, depth 3889.1 m. E, F, J $\times 1000$, the others $\times 450$

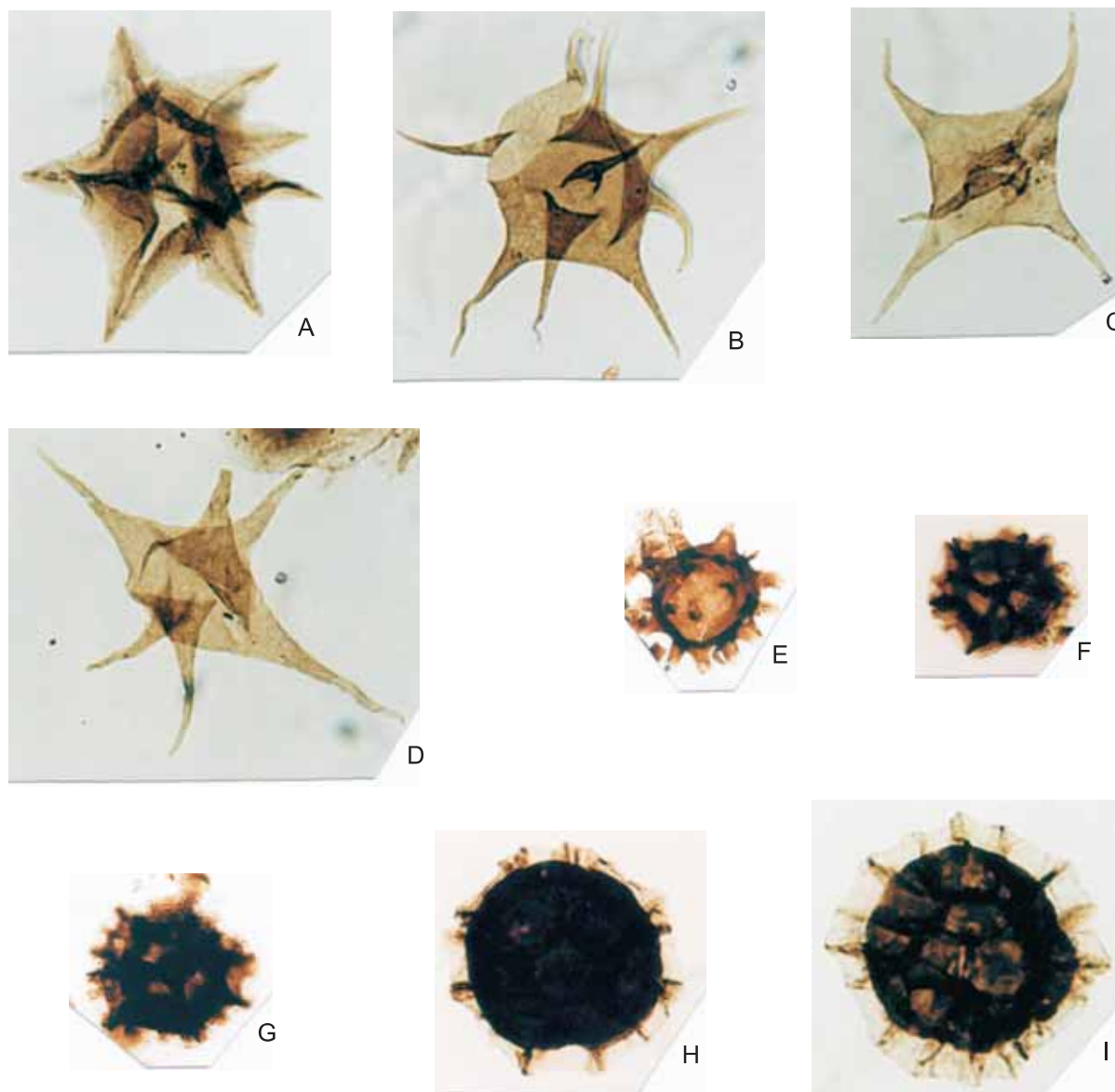


Fig. 8. Fitoplankton żywe z formacji tucholskiej i silneńskiej

A – *Stellinium micropolygonale*, głęb. 3891,6 m; **B** – *Micrhystridium* sp., głęb. 3896,7 m; **C** – *Veryhachium formosum*, głęb. 3896,7 m; **D** – *Veryhachium polyaster*, głęb. 3896,7 m; **E** – nieoznaczone, głęb. 4085,2 m; **F, G** – *Polyedrixium evolutum*, głęb. 3812,0, 3752,6 m; **H, I** – *Cymatiosphaera canadensis*, głęb. 3896,7 m. E, F $\times 500$, pozostałe $\times 750$

Givetian phytoplankton from Tuchola and Silno formations

A – *Stellinium micropolygonale*, depth 3891.6 m; **B** – *Micrhystridium* sp., depth 3896.7 m; **C** – *Veryhachium formosum*, depth 3896.7 m; **D** – *Veryhachium polyaster*, depth 3896.7 m; **E** – unidentified, depth 4085.2 m; **F, G** – *Polyedrixium evolutum*, depth 3812.0, 3752.6 m; **H, I** – *Cymatiosphaera canadensis*, depth 3896.7 m. E, F $\times 500$, the others $\times 750$

Dibolisporites cf. *gibberosus* (Naumova) Richardson, 1965
Geminospora decora Naumova emend. Arkhangelskaya, 1985
Geminospora lemurata Balme, emend. Playford, 1983
Grandispora inculta Allen, 1965
Lanatisporis bislimbatus (Tchibrikova) Arkhangelskaya, 1985
Lanatisporis compositus Arkhangelskaya, 1985
Retusotriletes rugulatus Riegel, 1973
Retusotriletes triangulatus (Streel) Streel, 1967

Samarisporites triangulatus Allen, 1965
Verrucosisporites scurrus (Naumova) McGregor et Camfield, 1982
Verrucosisporites premnus Richardson, 1965

Fitoplankton:

Cymatiosphaera canadensis Deunff, 1961
Cymatiosphaera chelina Wicander et Loeblich, 1977

Daillydium pentaster (Staplin) Playford, 1981
Polyedrixium evolutum Deunff, 1955
Stellinium micropolygonale (Stockmans et Willièvre) Playford, 1977

Veryhachium polyaster Staplin, 1961
Veryhachium formosum Stockmans et Willièvre, 1960
Musivum gradzinskii Wood et Turnau, 2000

Elżbieta SARNECKA

MAKROFAUNA ŻYWETU

Badania przeprowadzone w latach 80. XX wieku obejmowały niższą część profilu Tuchola IG 1. Utwory tu występujące należą do formacji tucholskiej. W przebadanym makroskopowo rdzeniu wiertniczym, w przedziale głębokości 3934,5–4145,6 m, stwierdzono zróżnicowany pod względem taksonomicznym i ilościowym zespół koralowców Tabulata i faunę towarzyszącą, głównie stromatoporoidy gałązkowe i masywne oraz osobnicze Rugosa. Występowanie w profilu tabulatów z rodzaju *Caliapora* (*C. battersbyi*), *Scoliopora*, *Alveolites*, *Heliolites* [cf. *H. porosus* (Goldfuss)], *Thamnopora* oraz współwystępujących nagromadzeń stromatoporoidów gałązkowych (*Amphipora* i *Stachyodes*) oraz dużych masywnych (np. *Actinostroma*), a także przedstawicieli rodzaju *Chaetetes*, jest typowe dla węglanowych osadów żywetu. Inna fauna, jak drobne ramienionogi i liliowce, była odnotowywana sporadycznie. W niższej części profilu obserwowano przewagę masywnych stromatoporoidów. Na głębokości 4133,7 i 4135,1 m były widoczne niewielkie kryształki pirytu.

Występowanie fauny w profilu¹:

głęb. [m]

3933,8 + 0,7 tabulaty gałązkowe; stromatoporoidy – formy lamelarne (*Actinostroma*) i gałązkowe (*Amphipora*, *Stachyodes*)
 + 0,9 *Alveolites* (*A. cf. mailieuxi* Salle in Lecompte); gałązkowe stromatoporoidy
 + 1,0 *Stachyodes cf. radiata* Lecompte obrośnięty przez *Alveolites*; poza tym tabulata – *Coenites* sp.
 3934,8 + 0,4 *Alveolites* sp. (*A. mailieuxi*); pokruszone stachyodesy i drobne trochity liliowców
 + 0,5 *Thamnopora* sp.; gałązkowe stromatoporoidy: *Stachyodes cf. coespitosa* Lecompte, *S. cf. verticillata* (McCoy), *S. radiata* Lecompte
 + 0,6 *Alveolites* sp.; drobne gałązkowe stromatoporoidy
 + 0,8 *Alveolites* (*Coenites*), *Stachyodes radiata* Lecompte, *S. cf. verticillata* (McCoy), masywne stromatoporoidy
 + 0,9 tabulaty – *Thamnopora* sp., *Heliolites* sp., *Alveolites* sp.; stromatoporoidy masywne (*Tienodictyon*)

3935,8 + 0,3 fragment masywnego stromatoporoida (*Actinostroma*), stromatoporoidy gałązkowe pokruszone; fragment kolonii Tabulata (*Alveolites*)
 + 0,4 *Alveolites* sp., *Scoliopora*
 + 0,6 *Caliapora*, stromatoporoidy gałązkowe [m.in. *Stachyodes cf. verticillata* (McCoy), *S. cf. radiata* Lecompte]
 + 1,0 *Alveolites* sp. obrastający *Stachyodes* sp.; stromatoporoidy – głównie drobne gałązkowe
 3936,8 + 0,1 pojedyncze stachyodesy o małych średnicach; Tabulata – *Caliapora* sp., *Natalophyllum*
 + 0,2 *Stachyodes* sp.sp.; tabulaty – *Coenites*, *Heliolites*
 + 0,3 tabulaty z rodz. *Caliapora*, *Coenites*, *Planocoenites*
 + 0,4 *Caliapora* sp., stromatoporoidy gałązkowe (głównie z rodz. *Stachyodes*), stromatoporoidy masywne; pojedyncze osobnicze Rugosa
 + 0,5 tabulaty – *Heliolites* sp., *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., stromatoporoidy – fragment masywnej kolonii (*Tienodictyon*)
 + 0,6 *Actinostroma* sp., gałązkowe – *Stachyodes radiata* Lecompte, *S. cf. verticillata* (McCoy); *Alveolites* sp. indet., *Thamnopora*, Auloporidae gen. et sp. indet.
 + 0,8 *Alveolites* sp., *Caliapora cf. battersbyi* (Milne-Edwards et Haime) (fig. 9J), *Planocoenites escharoides* (Steininger); osobnicze Rugosa
 + 0,9 *Scoliopora*
 3937,8 + 0,1 *Alveolitella* sp., *Coenites cf. Planocoenites escharoides* (Steininger); *Stachyodes radiata* Lecompte; osobnicze Rugosa (z pęcherzykami – *Cystiphyllodes*)
 + 0,3 *Alveolites* sp., *Thamnopora* sp., *Coenites* sp.
 + 0,6 osobnicze Rugosa; trochity liliowców
 + 0,7 *Alveolites* sp., *Striatopora* sp., Rugosa osobnicze (2 okazy); *Stachyodes* sp.sp.
 + 0,9 *Chaetetes barrandi* Nicholson, *Alveolites megastomus* Steininger (fig. 10); stromatoporoidy gałązkowe drobne, pokruszone, źle zachowane
 3938,8 + 0,3 Alveolitidae (1 okaz *Alveolitella*)
 + 0,5–0,6 *Coenites* sp., *Scoliopora* sp.

¹ Zamieszczony profil występowania makrofauny został wykonany w latach 80. XX w. na zlecenie ówczesnego Zakładu Geologii Regionalnej i Obszarów Platformowych Instytutu Geologicznego; prawie wszystkie oznaczenia są podane z dużym przybliżeniem, wykonano tylko dwie płytki cienkie, pozostałe okazy były oznaczane ze zglądów powierzchni rdzenia

- + 0,8 *Thamnopora* (fragment), ?*Alveolites* sp., ?*Tabulata* indet.; *Stachyodes* sp., ?*Actinostroma* sp.
+ 0,9 Stromatoporoidea indet., ?*Rugosa*
- 3939,8 + 0,3–0,4 *Caliapora* sp., *Striatopora* sp.; ławica stromatoporoidów gałązkowych – *Stachyodes* sp.sp.
+ 0,5 *Caliapora* sp., pokruszone fragmenty *Thamnopora* sp.; *Stachyodes* cf. *verticillata* (McCoy), *Amphipora* sp.
+ 0,55 ?*Caliapora* sp., pojedyncze *Thamnopora* sp.; *Stachyodes verticillata* (McCoy)
+ 0,6–0,7 ?*Thamnopora* sp., ?*Striatopora* sp., *Alveolites* sp.; *Stachyodes radiata* Lecompte, *S. verticillata* (McCoy); glony?
- 3940,8 + 0,1–0,2 *Caliapora* sp., *Alveolites* sp.; *Rugosa* osobnicze – fragmenty; *Stachyodes* sp.sp. i *Amphipora* sp.sp.
+ 0,5 *Alveolites* sp., *Rugosa* indet. (fragment); *Stachyodes radiata* Lecompte, *S. verticillata* (McCoy), stromatoporoidy o formach masywnych i wstęgowych
+ 0,6 *Heliolites* cf. *porosus* Goldfuss, *Caliapora* sp., *Thamnopora* sp.; *Stachyodes* cf. *verticillata* (McCoy); *Rugosa* (przekrój poprzeczny pojedynczego koralita), przekrój skorupki brachiopoda
+ 0,8 ?*Caliapora* sp., *Thamnopora* sp., ?*Alveolites*; Stromatoporoidea indet.
- 3941,8 + 0,1 *Alveolitella* sp. obrosnięta przez stromatoporoidea
+ 0,2 *Alveolites* sp., stromatoporoidy masywne i gałązkowe – *Stachyodes radiata* Lecompte, *S. sp.*
+ 0,3–0,4 nagromadzenie (?ławica) gałązkowych stromatoporoidów i ??tabulatów [*Stachyodes verticillata* (McCoy), *S. cf. stromatoporoides* Gogolczyk, *S. radiata* Lecompte]
+ 0,5 *Thamnopora* sp. (fragmenty); *Stachyodes radiata* Lecompte, *S. verticillata* (McCoy), nagromadzenie drobnych gałązkowych stromatoporoidów
+ 0,6 gałązkowy tabulat (1 okaz) i stromatoporoidy gałązkowe
- 3942,8 + 0,1 *Alveolites* sp.sp. (wstęgowe), *Coenites* sp.; Stromatoporoidea indet.
+ 0,3 *Heliolites porosus* Goldfuss, *Rugosa* indet. (2 okazy); ?*Stachyodes* sp., ?*Amphipora* (drobne)
+ 0,5 *Coenites* sp. ?*Caliapora*; ?*Actinostroma*, *Stachyodes radiata* Lecompte
+ 0,9–1,0 *Alveolites* sp.sp. (masywne i wstęgowe), *Thamnopora* sp., ?*Chaetetes* sp.
- 3995,0 + 0,1 *Thamnopora* sp. (kilka gałązek); *Rugosa* osobnicze
+ 0,3–0,4 *Tabulata* gałązkowe (fragmenty); ?*Actinostroma* sp., fragment łodygi i trochity liliowca (fig. 9F)
+ 0,4 ?*Alveolites* sp.; trochity liliowców
- 3998,0 + 0,9 *Thamnopora* sp.
+ 1,0 *Thamnopora* sp.sp.
- 3999,0 + 0,4 ?*Cladopora* sp. (1 okaz)
- 4000,0 + 0,9 *Coenites* sp., *Thamnopora* ?*reticulata* (de Blainville), *Tabulata* indet. (masywny); *Rugosa* indet.
- 4001,0 + 0,8 *Thamnopora* sp.; ramienionogi (2 skorupki na przełamie rdzenia)
- 4003,0 + 0,5 ?*Tabulata*; ?*Stromatoporoidea*; mineralizacja
- 4004,0 + 0,4 ?*Coenites* (?*Alveolites*); osobnicze *Rugosa* indet.
+ 0,5 *Coenites* sp.sp., *Alveolites* sp.; gałązkowe i masywne stromatoporoidy (?*Stromatopora*, ?*Stachyodes*)
+ 0,6–0,7 *Thamnopora* sp., *Striatopora* sp., ?*Caliapora* / ?*Crassialveolites*, *Alveolites* sp.; Stromatoporoidea indet., *Rugosa* indet.
- 4006,0 + 0,2–0,3 *Alveolites* ?*taenioformis* Schlüter, *Coenites* sp.; *Stachyodes* sp.sp.
+ 0,5 przekrój ramienionoga; *Rugosa* indet. (osobnicze); mikrofauna (?małżoraczki)
- 4007,0 + 0,3 ?*Alveolites* sp.
+ 0,5 *Thamnopora* cf. *boloniensis* (Gosselet)
- 4008,0 + 0,2 *Chaetetes* sp.sp., ?*Striatopora* (1 gałązka); Stromatoporoidea indet. (masywne); ławica drobnych ramienionogów (skorupki na przełamie)
+ 0,6 *Thamnopora* sp.sp.; ?*Atelodiction* sp. i inne stromatoporoidy
+ 0,7 *Thamnopora tumefacta* Lecompte; *Rugosa* indet. (fig. 9G, H), fragmenty kolonii stromatoporoidów (?*Actinostroma*, ?*Hermatostroma*)
+ 0,9–1,0 *Actinostroma* sp., ?*Stachyodes* sp.; *Thamnopora* sp., ?*Favosites* sp.; ?*Stachyodes* sp., Stromatoporoidea indet.
- 4011,0 + 0,5 ?*Caliapora* sp.; *Amphipora* cf. *rudis* Lecompte, gałązkowe stromatoporoidy
+ 0,6 stromatoporoidy m.in. *Amphipora rudis* Lecompte, *Stachyodes* sp. indet.
- 4015,0 + 0,3 ?*Caliapora* sp. (fragment); *Stachyodes* cf. *verticillata* (McCoy), masywne duże stromatoporoidy
- 4017,0 + 0,3 *Thamnopora* ?*boloniensis* (Gosselet)
- 4019,0 + 0,5 ?*Thamnopora*; *Amphipora* i inne gałązkowe stromatoporoidy
- 4022,0 + 0,4 ?*Scoliopora*, ?*Caliapora* (fragment, przekrój poprzeczny)
+ 0,8 *Thamnopora* sp. (cf. *T. irregularis*), pojedyncze gałązkowe tabulaty
- 4025,0 + 0,9 *Alveolites* sp., *Thamnopora* sp.; *Stachyodes* sp.sp.
- 4029,0 + 0,2 ?*Thamnopora* sp. (połamana), *Caliapora* sp.; *Actinostroma* sp., *Stachyodes* sp.sp.
- 4031,0 + 0,1 *Caliapora* sp.
+ 0,2 ?*Crassialveolites* lub ?*Caliapora*, tabulat lub ?*Chaetetes*
+ 0,3 tabulat (?*Hillaepora* – fragment); stromatoporooid – wąska lamina; osobnicze małe *Rugosa*; pokruszone trachity liliowców
+ 0,9 *Thamnopora* sp., ?*Alveolites* sp., ?*Caliapora* sp.; *Stachyodes* sp.
- 4032,0 + 0,5 *Thamnopora* (?*reticulata*/?*boloniensis*); *Rugosa* osobnicze
+ 0,6 *Alveolites* sp., *Tabulata* indet. (gałązkowe)
- 4108,5 + 0,3 *Alveolites* sp. – duża kolonia obrosnięta przez masywny stromatoporooid (?*Stromatoporella*), *Stachyodes* cf. *verticillata* (McCoy), ?*Amphipora*; ?*Chaetetes*
+ 0,8 *Cladopora* sp., *Alveolites* sp., *Caliapora* sp., ?*Chaetetes*

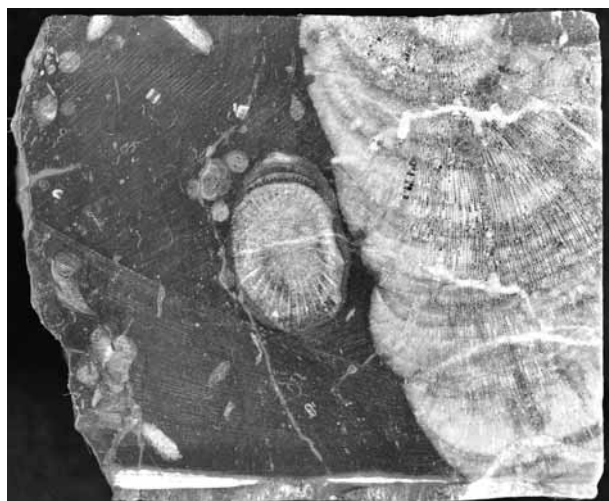
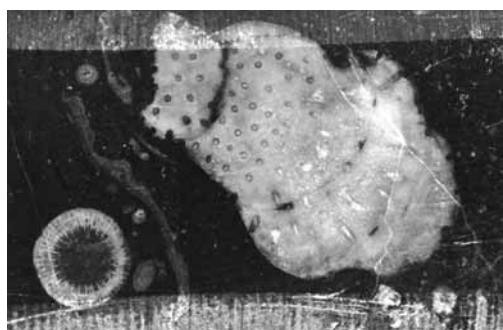
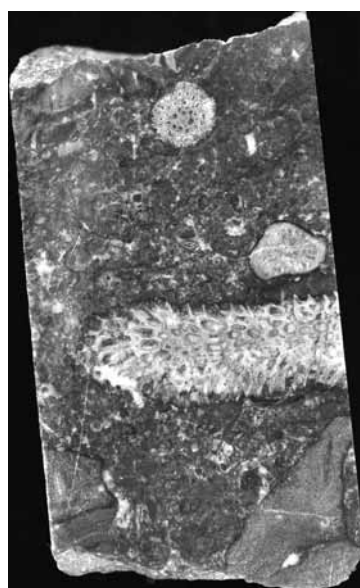
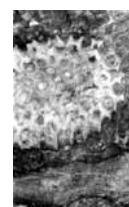
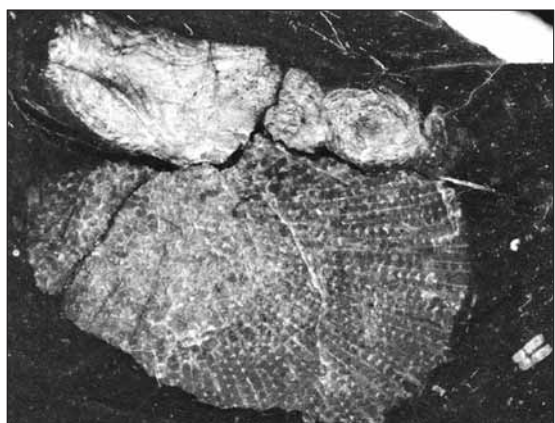
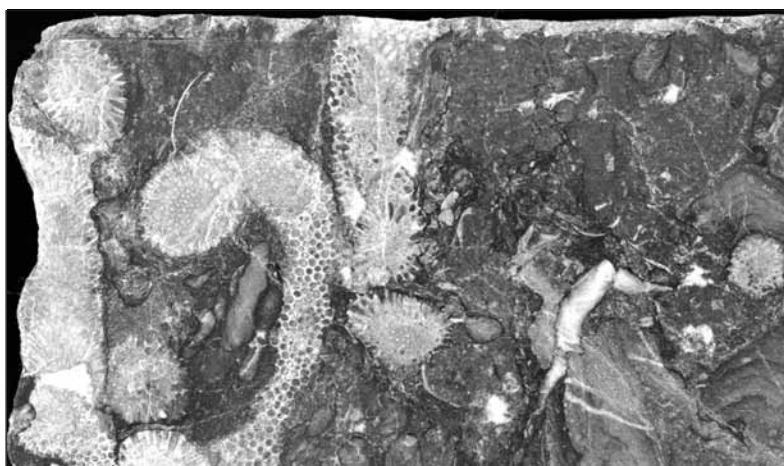
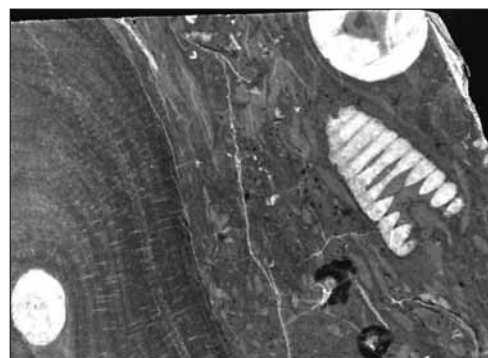
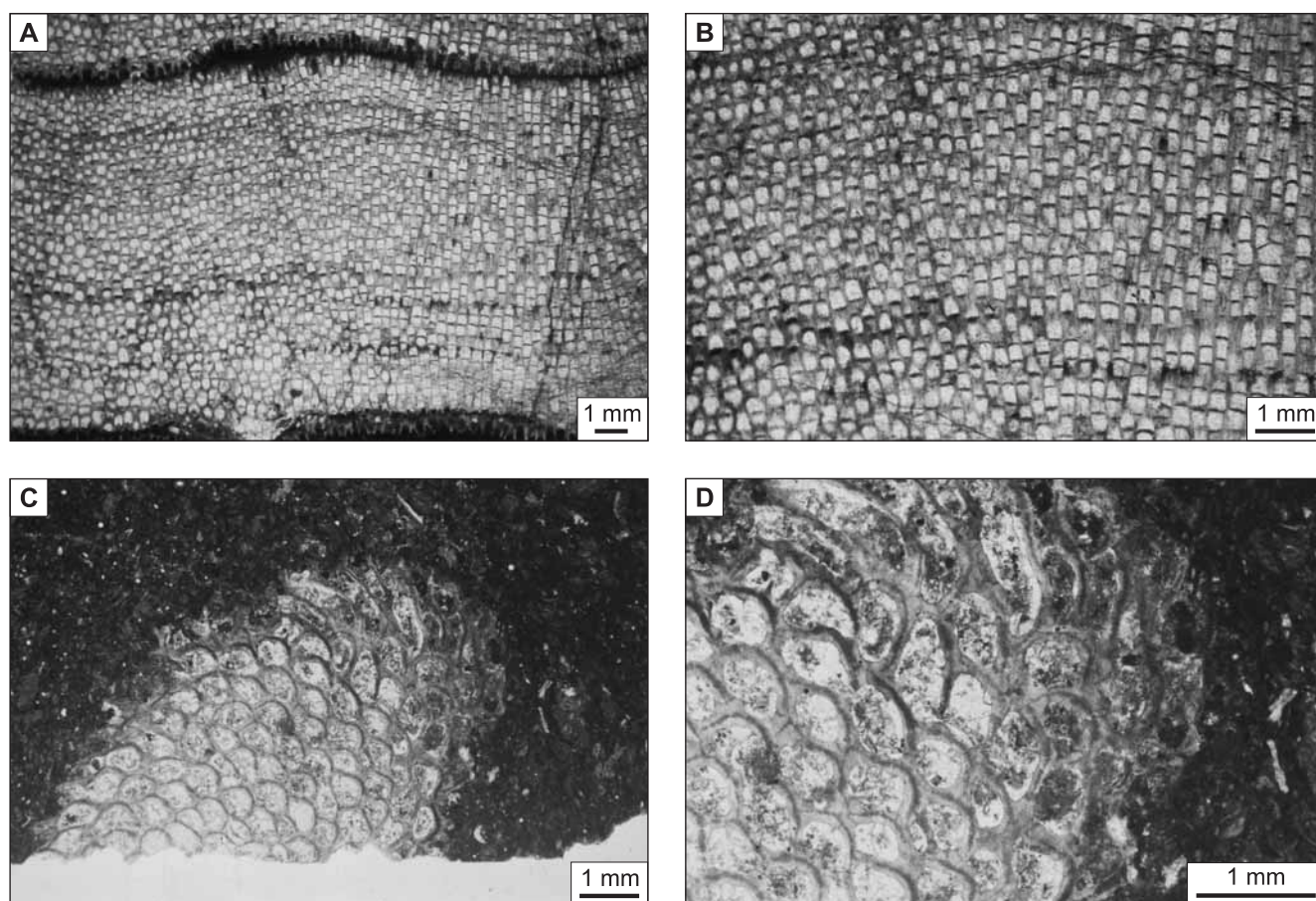
**A****B****C****D****E****F****G****H****I****J**

Fig. 9. Makrofauna żywetu w profilu Tuchola IG 1

A–C – *Heliolites ?porosus* Goldfuss oraz (A, C) przekroje poprzeczne osobniczego Rugosa i drobne stromatoporoidy gałązkowe, A, B – głęb. 3943,1 m, C – głęb. 3941,4 m; D, E – *Thamnopora tumefacta* Lecompte, głęb. 4008,7 m; F – *Caliopora* sp. cf. *C. battersbyi* (Milne-Edwards et Haime), głęb. 3937,6, $\times 2$; G – trochity liliowców, powierzchnia rdzenia, głęb. 4122,3 m; H – *Alveolites* sp., głęb. 4122,3 m; I – *Thamnopora reticulata* (de Blainville), głęb. 4008,6 m; J – fragment łodygi i trochit liliowca, *?Actinostroma* sp., głęb. 3995,3–3995,4 m; A–F, H–J – zgłady. Fot. – B. Ruszkiewicz

Givetian macrofauna from Tuchola IG 1 section

A–C – *Heliolites ?porosus* Goldfuss and (A, C) transversal sections of solitary Rugosa corals, and small cylindrical-dendroid stromatoporoids, A, B – depth 3943.1 m, C – depth 3941.4 m; D, E – *Thamnopora tumefacta* Lecompte, depth 4008.7 m; F – *Caliopora* sp. cf. *C. battersbyi* (Milne-Edwards et Haime), depth 3937.6, $\times 2$; G – crinoid ossicles, depth 4122.3 m; H – *Alveolites* sp., depth 4122.3 m; I – *Thamnopora reticulata* (de Blainville), depth 4008.6 m; J – crinoid stem and crinoid ossicle, *?Actinostroma* sp., depth 3995.3–3995.4 m; A–F, H–J – polished. Photos – B. Ruszkiewicz

**Fig. 10. Makrofauna żywetu z profilu Tuchola IG 1 w płytkach cienkich**

A, B – *Chaetetes barrandi* Nicholson; C, D – *Alveolites megastomus* Steining; A–D – głęb. 3998,7 m

Givetian macrofauna from Tuchola IG 1 section in thin section

A, B – *Chaetetes barrandi* Nicholson; C, D – *Alveolites megastomus* Steining; A–D – depth 3998.7 m

- + 0,9 *Alveolites* sp.; ?*Actinostroma* sp., fragment innego masywnego stromatoporoida; ??*Chaetetes*
- 4109,5 + 0,1 *Heliolites* sp. (przekrój podłużny); fragment dużego masywnego stromatoporoida, pojedyncze gałązkowe stromatoporoidy
- + 0,5 *Alveolites* sp. (?*mailieuxi* Salle in Lecompte); stromatoporoidy gałązkowe (*Stachyodes* ?*radiata* Lecompte, S. sp.), stromatoporoidy wstęgowe przeraastające się z alveolitem (?*Trupetostroma*/?*Actinostroma*/?*Stromatoporella*)
- + 0,8 *Alveolites* ?*parvus* Lecompte; lamelarne i blaszkowe stromatoporoidy oraz pojedyncze gałązkowe; Rugosa osobnicze
- 4110,5 + 0,2 ?*Coenites*, ?*Cladopora*; *Stachyodes* sp. indet.
- + 0,9–1,0 ?ławica gałązkowych i wstęgowych stromatoporoidów
- 4111,5 + 0,0–0,1 *Alveolites* sp.sp. (f. wstęgowa), ?*Thamnopora*; *Actinostroma* ?*bifarium* Nicholson
- + 0,6 *Alveolites* sp. (wstęgowy, blaszkowy – ?*parvus*); *Stachyodes* sp.sp., Stromatoporoidea (f. wstęgowe)
- 4112,5 + 0,6 *Alveolites* sp.sp. (f. wstęgowe), ?*Thamnopora*, ?*Striatopora*
- 4113,5 + 0,5 ?*Actinostroma*; *Alveolites* sp.
- + 0,8 *Alveolites* sp.
- + 1,0 *Thamnopora* sp.; trochity liliowców typu *Cupressocrinites*
- 4114,9 + 0,3 *Alveolites* sp.sp.
- 4115,9 + 0,5 ławiczka *Coenites* sp.sp., *Alveolites* sp.
- + 0,8 stromatoporoidy gałązkowe (?*Stachyodes*); drobne tabulaty – *Coenites* – 1 mała kolonia
- + 0,9 stromatoporoidy głównie gałązkowe ?tabulaty
- 4117,9 + 0,0 *Stachyodes radiata* Lecompte, S. *coespitosa* Lecompte, S. *verticillata* (McCoy); *Alveolites* sp. (wstęgowy); Rugosa indet.; trochity liliowców typu *Cupressocrinites*
- + 0,9 ?*Striatopora* sp. (małe, pojedyncze), przewaga gałązkowych stromatoporoidów
- 4121,9 + 0,4 *Alveolites* sp., trochity liliowców
- + 0,6 *Stachyodes* ?*coespitosa* Lecompte, S. *verticillata* (McCoy); *Thamnopora* sp., ?*Alveolites* sp.
- + 0,7 Stromatoporoidea indet.
- 4129,0 + 0,8–0,9 ?*Stromatopora*, *Stachyodes* sp.sp.; *Alveolites* sp.
- 4130,0 + 0,7 masywny stromatoporoid nieregularny, lamelarny (?*Actinostroma*); osobnicze Rugosa
- 4133,0 + 0,7 struktury biogeniczne? (może stromatoporoidy masywne i pojedyncze gałązkowe) rozproszone małe krysztalki piryty
- 4135,0 + 0,0–0,1 duże masywne stromatoporoidy (2 rodzaje); małe krysztalki piryty
- 4143,9 + 0,1 struktury biogeniczne – ?stromatoporoidy/syringoporydy i auloporydy
- + 1,0 masywny stromatoporoid (?*Actinostroma*), pojedyncze (lokaz) osobnicze Rugosa, gałązkowe ?stromatoporoidy/?tabulaty
- 4145,0 + 0,5 stromatoporoidy gałązkowe i fragmenty masywnych, struktury biogeniczne, żyła kalcytu
- + 0,6 masywny, bulasty stromatoporoid (?*Actinostroma*), pojedyncze gałązkowe, dość duże (?*Idiostroma*)

Hanna MATYJA

STRATYGRAFIA I UWAGI O WYKSZTAŁCENIU FACJALNYM SERII WĘGLANOWYCH ŻYWETU I ?FRANU

Litostratygrafia

Formacja tucholska została rozpoznana tylko w południowo-wschodniej części obszaru pomorskiego, w profilach między Tucholą a Bydgoszczą. Osady tej formacji leżą niezgodnie na utworach ordowiku (Chojnice 5) lub ?syluru (Bydgoszcz IG 1). Poniżej ograniczono się jedynie do ogólnej charakterystyki jednostek litostratygraficznych znanych z tej części obszaru pomorskiego, a stwierdzonych w profilu Tuchola IG 1. Poczynając od najstarszych, są to formacje: tucholska, silneńska, chojnicka i człuchowska (por. fig. 11, 12).

Formacja tucholska jest złożona z ciemnoszarych iłowców marglistych zawierających szczątki roślinne, małżoraczki, sporadycznie liścionogi, przeławicających się z cienkimi warstewkami syderytów, a także z ciemnoszarymi marglami i wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi (również o charakterze budowlu organicznych), wapieniami i marglami z *Bornhardtina*, czarnymi wapieniami z onkolitami oraz z podrzędnie występującymi piaskowcami i mułowcami (fig. 13, 14, 15A–C).

Niekompletna miąższość formacji tucholskiej (nie została przebita) w profilu Tuchola IG 1 wynosi ponad 350 m.

Formacja silneńska została rozpoznana również w południowo-wschodniej części obszaru pomorskiego, w tych samych profilach co formacja tucholska. Formacja silneńska leży na formacji tucholskiej, a pod chojnicką.

Formację tę charakteryzują ciemnoszare iłowce, często margliste, z licznymi cienkimi wkładkami syderytów i konkrejami piryty, z fauną liścionogów i małżoraczek oraz szczątkami roślinnymi, przeławicające się z wapnistymi piaskowcami kwarcowymi oraz z mułowcami (fig. 16A–E). Niektóre i cienkie wkładki wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych i wapieni piaszczystych bądź margli piaszczystych. W profilu Tuchola IG 1 wkładki wapieni pojawiają się dopiero w partiach stropowych formacji. Są to wapienie organodetrytyczne pochodzenia sztormowego i charakteryzują się obecnością powierzchni erozyjnej w spagu oraz frakcyjnym uziarnieniem. Osady te osiągają w profilu Tuchola IG 1 168 m miąższości.

Objaśnienia do fig. 11

Explanation for Fig. 11

Litologia
Lithology

-  wapień i margle
limestones and marls
-  piaskowce gruboziarniste
coarse-grained sandstones
-  piaskowce drobnoziarniste
fine-grained sandstones
-  mułowce
mudstones
-  iłowce
claystones

Organoklasty

Skeletal grains and phytoclasts

-  szczątki roślin
plant remains
-  stromatoporojdy masywne
massive stromatoporoids
-  stromatoporojdy wstęgowe
lamellar stromatoporoids
-  stromatoporojdy gałzkowe
(głównie amfipory)
cylindrical-dendroid stromatoporoids (mainly Amphipora)
-  koralowce
coral groups
-  koralowce gałzkowe
branching corals
-  *Microconchida*
Microconchida
-  tentakulitoidy
tentaculitoids
-  liścionogi
Phyllopoda
-  małżoraczk
ostracods
-  mszyciwoły
bryozoans
-  brachiopody
brachiopods
-  trochity
crinoid stem plates
-  szczątki ryb
fish fragments
-  ślimaki
gastropods

Skamieniałości śladowe
Trace fossils

-  *Teichichnus rectus*
-  *Planolites montanus*
-  *Planolites beverleyensis*
-  *Palaeophycus* isp.
-  *Diplocraterion* isp.
-  *Monocraterion* isp.
-  *Bergaueria major*
-  *Bergaueria perata*
-  *Skolithos linearis*
-  *Roselia* isp.
-  *Rhizocorallium* isp.
-  *Bergaueria irregulara*

Struktury sedimentacyjne
Sedimentary structures

-  warstwowanie przekątne dużej skali
planarne lub nieokreślonego rodzaju
large scale cross bedding, planar or indeterminate
-  przekątna laminacja riplemarkowa
ripple cross lamination
-  warstwowanie poziome
horizontal bedding
-  laminacja pozioma
horizontal lamination
-  laminacja smużysta
flaser lamination
-  laminacja falista
wave lamination
-  laminacja soczewkowa
lenticular lamination

Biogeniczne struktury sedimentacyjne
Biogenic sedimentary structures

-  onkojdy
oncoids
-  ziarna obleczone
coated grains
- T-F struktury trombolitowo-fenestralne
thrombolite-fenestral structures

Minerały i litoklasty
Minerals and lithoclasts

-  anhydryty
anhydrites
-  piryty
pyrites
-  syderyty
siderites
-  klasty mułowcowe lub iłowcowe
mudstone or claystone clasts

Środowiska sedimentacji klastycznej
Clastic environments

- L laguna
lagoon
- SP stożek przelewowy
overwash fan
- RP równia pływowa
tidal flat
- B bariera
barrier

Wskaźnik bioturbacji
Indices of bioturbation

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

Stratygrafia
StratigraphyChronostratygrafia
Chronostratigraphy

Matyja (2004), Turnau (2004)

Biostratygrafia
Biostratigraphy

Matyja (2004), Turnau (2004)

Litostratygrafia
LithostratigraphyDadlez (1978), Miłaczewski (1986),
Matyja (1993, 1998), poprawione – *modified*

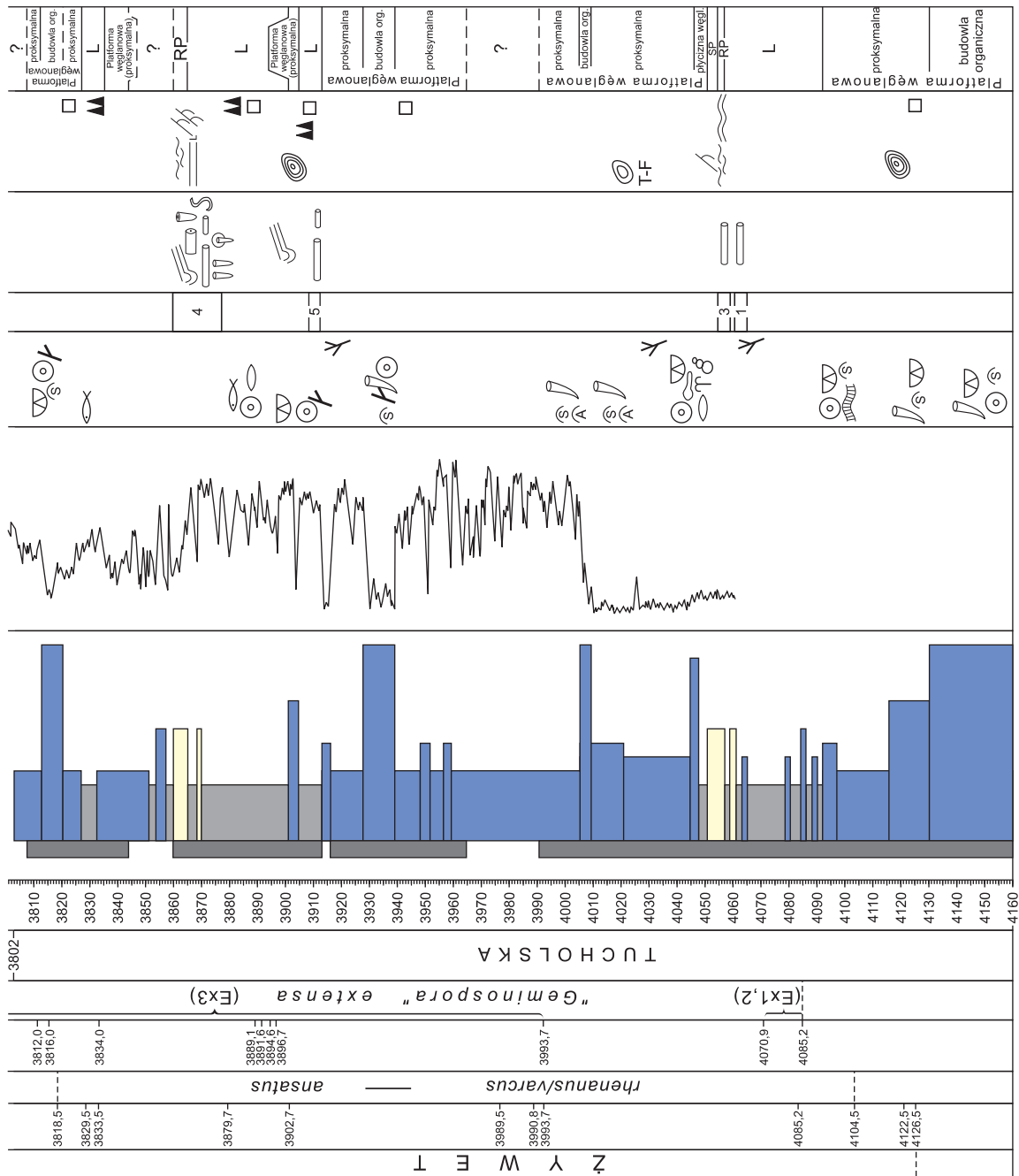


Fig. 11. Litologia, stratygrafia i charakterystyka sedymentologiczno-faunistyczna utworów dewonu w profilu Tuchola IG 1

Objaśnienia na stronie 63; skróty klastycznych systemów depozycyjnych jak w tabeli 3

Stratigraphy, lithology, sedimentary structures and organic content of the Devonian deposits in the Tuchola IG 1 borehole

For explanations see page 63; abbreviations of some elastic depositional systems as in Table 3

Fig. 12. Jednostki litostratygraficzne dewonu oraz schemat ich czasowego i przestrzennego rozmieszczenia w basenie pomorskim, od stref brzegowych (NE) do centralnych partii basenu (SW) (Matyja, 2009, nieco 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)

←

Formacja chojnicka znana jest z tych samych profilów co formacja silneńska. Przykrywają ją osady margliste formacji człuchowskiej. Utwory formacji chojnickiej w profilu Tuchola IG 1 złożone są głównie z grubych pakietów szarych drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych przeławicających się z mułwcami (fig. 15D, 16F). W piaskowcach częste są warstwowania przekątne dużej skali oraz laminacja smużysta. W środkowej części formacji pojawiają się piaskowce gruboziarniste. W profilu Tuchola IG 1 formacja chojnicka jest pozbawiona wkładek wapieni, które były stwierdzone w innych profilach tego regionu. Miąższość formacji osiąga w profilu Tuchola IG 1 118 m.

Utwory **formacji człuchowskiej** są szeroko rozprzestrzenione na obszarze całego Pomorza. W południowo-wschodniej części obszaru pomorskiego leżą one na formacji chojnickiej.

W profilu Tuchola IG 1 osady formacji człuchowskiej, reprezentujące prawdopodobnie ogniwo strzeżewskie, są zdominowane przez ciemnoszare margle i iłowce margliste. Nie znaleziono w nich szczątków organicznych.

Biostratygrafia

Dotychczas, na podstawie głównie miospor, było wiadomo, że formacja tucholska zawiera się między ?najwyższym emsem a żywetem. Dzięki obecności w profilu Tuchola IG 1 dość bogatych zespołów miosporowych (por. Turnau, ten tom) okazało się, że formacja tucholska w swojej wyższej części odpowiada poziomowi „*Geminospora*” *extensa*, który w całości należy do dolnego i środkowego żywetu. Na podstawie wyjątkowo bogatego zespołu konodontów udało się sprecyzować, że znacząca część formacji tucholskiej należy w analizowanym profilu do poziomów konodontowych *rhenanus/varcus-ansatus* (por. fig. 17, 18), m.in. na podstawie obecności *Polygnathus varcus*, *Polygnathus linguiformis weddigei*, *Icriodus lindensis*, *Icriodus arkonensis arkonensis*, *Icriodus arkonensis walliserianus*, *Icriodus platyobliquimarginatus* (por. Bultynck, 2003).

Dotychczasowe znaleziska niezbyt licznych skamieniałości w obrębie formacji silneńskiej 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 nieopublikowane), a Żbikowska zidentyfikowała zespół małżoraczków żywetu górnego (1983).

Badania Turnau (1995, 2000, 2004) wskazują, że cała formacja silneńska, np. w profilu Chojnice 5, należy do niższej

części górnego poziomu miosporowego „*G.*” *extensa* (Ex 3). W profilu Tuchola IG 1 miospory pozwoliły na datowanie tylko jej najniższych partii, również zaliczonych do tego samego poziomu. Na podstawie niezbyt licznych konodontów (charakteryzujących się szerokimi zasięgami wiekowymi) wiadomo, że partie stropowe formacji wciąż należą do żywetu, prawdopodobnie nie wykraczają poza poziom *ansatus* (por. fig. 17, 18).

Z powodu wykształcenia litologicznego formacji chojnickiej (głównie piaskowce) nie znaleziono w profilu Tuchola IG 1 miospor. Pojedyncze konodonty znalezione w jej partiach spagowych mają długie zasięgi wiekowe.

Nieliczne konodonty oraz miospory znajdowane do tej pory w osadach formacji chojnickiej sugerują jej przynależność do żywetu. Według Turnau (1995, 2004) część jednostki w profilu Chojnice 5 należy do środkowej części górnego poziomu miosporowego „*Geminospora*” *extensa*, odpowiadającego w zonacji konodontowej prawdopodobnie poziomom *ansatus* i *latifossatus/semialternans* (por. fig. 13). W profilu Bydgoszcz IG 1 w obrębie niższych partii formacji chojnickiej znalezione zostały miospory reprezentujące prawdopodobnie poziom *Geminospora aurita*, korelowany z poziomami konodontowymi najwyższego żywetu, *hermanni*, *disparilis* i częścią dolnego poziomu *falsiovalis* (por. Turnau, 2011a). W tym samym profilu w stropowych partiach tej formacji zostały stwierdzone również ramienionogi należące prawdopodobnie do rodzaju *Cyrtospirifer* sp. Datowania konodontowe, pochodzące ze spagowych partii wyżej leżącej formacji człuchowskiej, w profilach nie objętych niniejszym opracowaniem, również sugerują, że górne partie formacji chojnickiej mogą należeć do poziomów *hermanni*, *disparilis* i najniższej części dolnego poziomu *falsiovalis* (por. fig. 12, 13). Formacja chojnicka zawierać się więc może między poziomem *ansatus* a najniższą częścią poziomu *falsiovalis*.

Nie znaleziono żadnych szczątków organicznych w utworach uznanych za formację człuchowską, prawdopodobnie należących do jej ogniwa strzeżewskiego. Tak jak na obszarze całego Pomorza Zachodniego, spagowe partie formacji człuchowskiej należą prawdopodobnie do franu (por. Matyja, 2009).

Uwagi o wykształceniu facjalnym

Osady węglanowe w profilu Tuchola IG 1 ograniczone są do formacji tucholskiej, gdzie tworzą trzy dużej miąższości pakiety, przedzielone dwoma pakietami osadów klastycznych. Charakteryzują one środowiska oscylujące między rów-

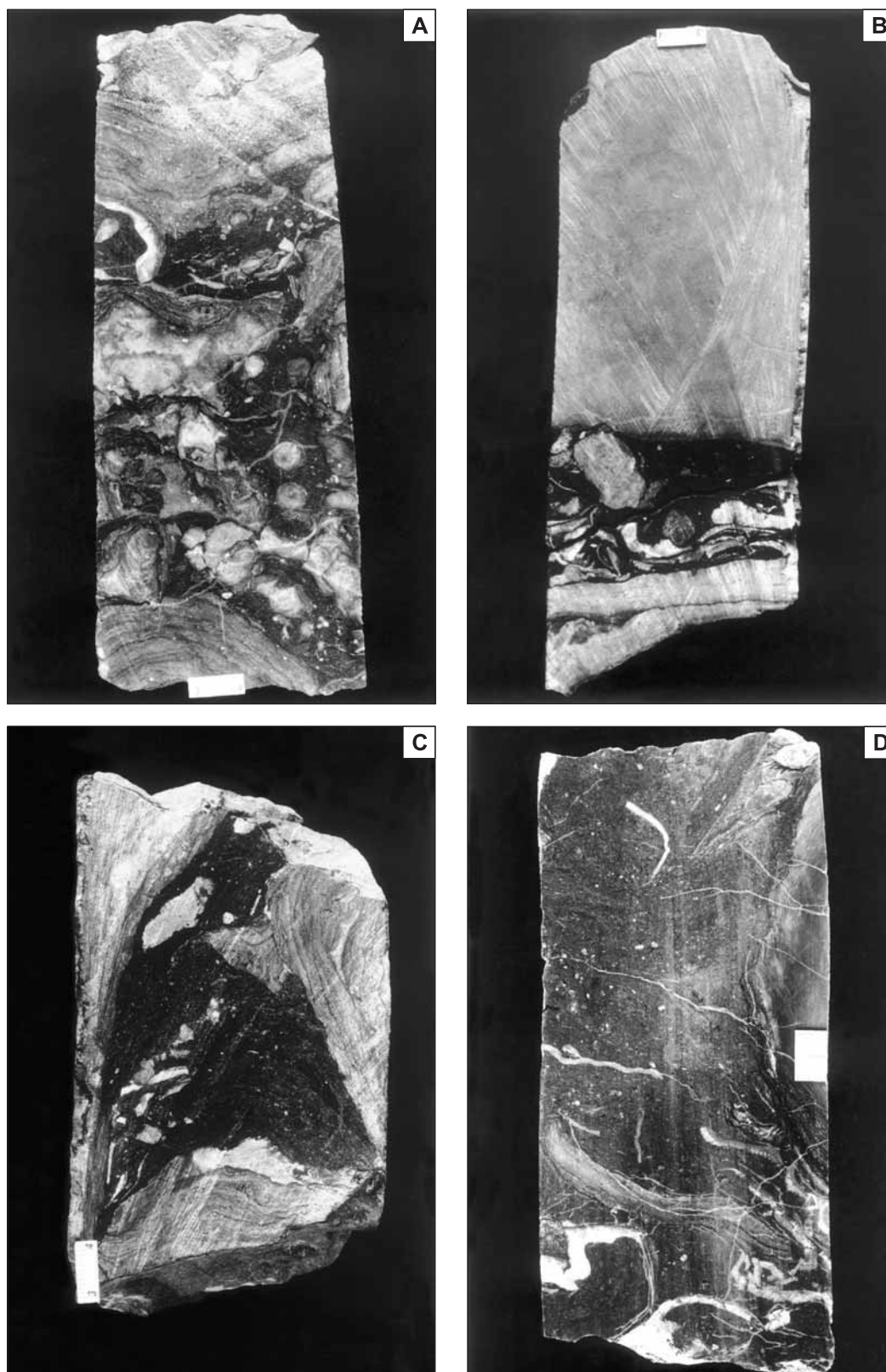


Fig. 13. Formacja tucholska (żywet): A–D – czarny wapień organogeniczny, stromatoporoidowo-koralowcowy zdominowany przez duże stromatoporoidy masywne

Głębokość: A – 4144,0 m, B – 4133,2 m, C – 4131,1 m, D – 4129,9 m

Tuchola Formation (Givetian): A–D – black stromatoporoid-coral limestone with large massive stromatoporoids
Depth: A – 4144.0 m, B – 4133.2 m, C – 4131.1 m, D – 4129.9 m

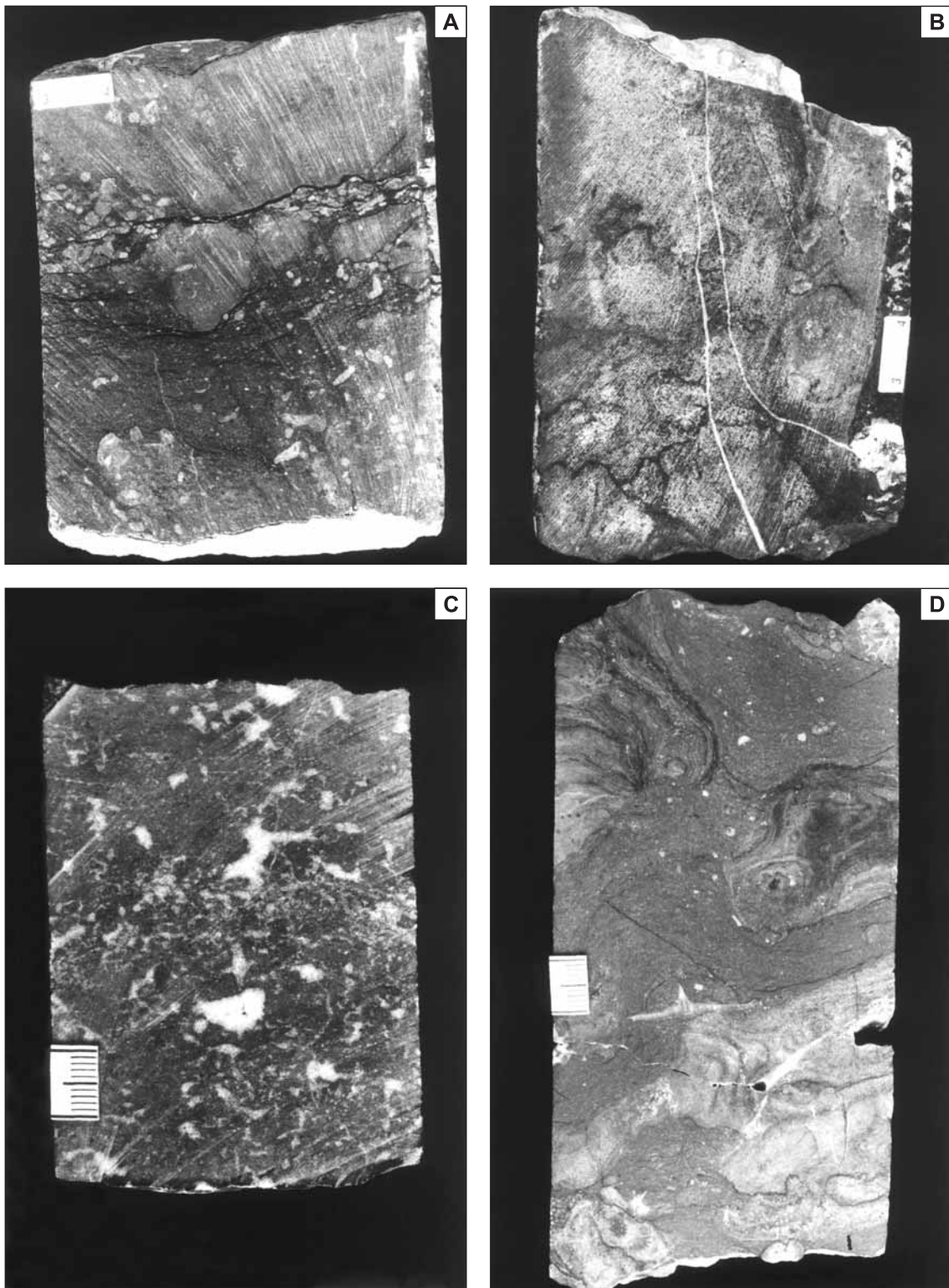


Fig. 14. Formacja tucholska (żywet)

A – ciemnoszary wapień ziarnisty, głównie z *Amphipora*, głęb. 4050,0 m; **B** – zdolomitizowany, ciemnoszary wapień z onkoidami, głęb. 4020,2 m; **C** – czarny wapień o strukturze fenestralnej i z *birdseyes*, głęb. 4019,5 m; **D** – ciemnoszare wapienie ziarniste z fragmentami dużych stromatoporoidów oraz fragmentami *Rugosa* porastanymi przez *Tabulata* (lewy dolny róg fotografii), głęb. 4007,0 m

Tuchola Formation (Givetian)

A – dark stromatoporoid limestone with *Amphipora*, depth 4050.0 m; **B** – dolomitized limestone with oncoids, depth 4020.0 m; **C** – black limestone with fenestral fabrics and birdseyes, depth 4019.5 m; **D** – stromatoporoid limestone with rugose and tabulate corals (at the left bottom of the picture), depth 4007.0 m

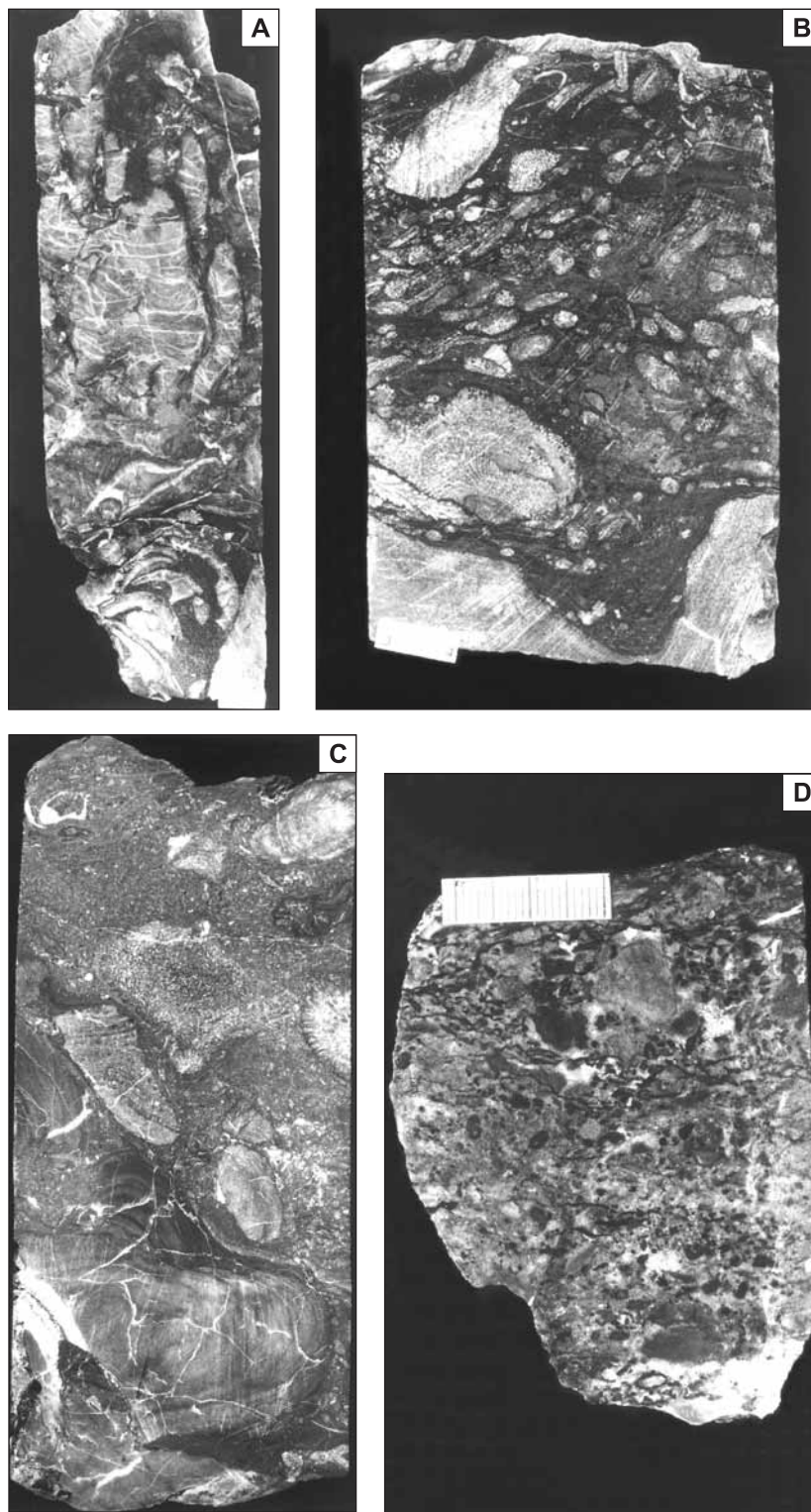


Fig. 15. Formacja tucholska (A–C) i chojnicka (D)

A – czarny wapień organogeniczny z nielicznymi dużymi ramienionogami, prawdopodobnie należącymi do rodzaju *Stringocephalus* (dół zdjęcia), głęb. 3820,3 m; **B** – ciemnoszary wapień ziarnisty z dużym fragmentem *Alveolites* i tabulatami gałązkowymi, głęb. 4005,0 m; **C** – ciemnoszary wapień ziarnisty z dużymi fragmentami stromatoporoidów masywnych oraz tabulatów, głęb. 4007,0 m; **D** – cienka wkładka piaskowca wapiennego z dużą ilością intraklastów (różnych rozmiarów) mułowców wapiennych, miejscami skupienia siarczków żelaza, głęb. 3556,2 m

Tuchola (A–C) and Chojnice (D) formations

A – black limestone with *Stringocephalus* (bottom of the picture), depth 3820.3 m; **B** – dark limestone with large fragment of *Alveolites* and cylindrical-dendroid forms of tabulate corals, depth 4005.0 m; **C** – dark limestone with large fragments of massive stromatoporoids and tabulate corals, depth 4007.0 m; **D** – interbed of carbonate sandstone with intraclasts of carbonate mudstones, depth 3556.2 m

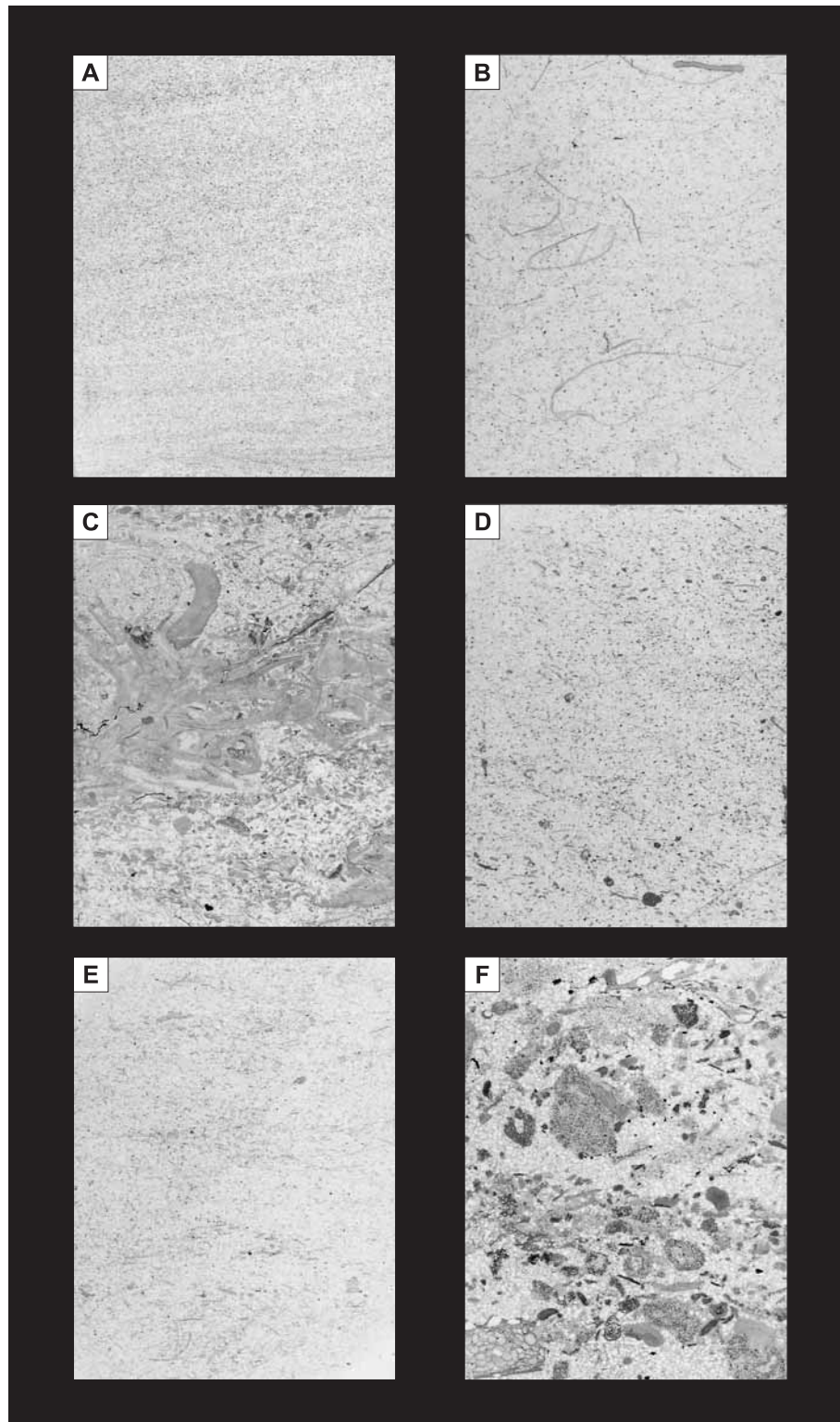


Fig. 16. Formacja silneńska (A–E) i chojnicka (F)

A – cienka wkładka piaskowca wapnistego z laminacją, głęb. 3717,5 m; **B–E** – jasnoszary różnoziarnisty piaskowiec wapnisty z nielicznymi drobnymi otoczkami mułowców i drobnymi szczątkami organicznymi (głównie ramienionogów), miejscami zbioturbowany; głęb.: **B** – 3681,5 m, **C** – 3680,8 m, **D** – 3679,8 m, **E** – 3679,3 m; **F** – cienka wkładka piaskowca wapnistego z intraklastami mułowców wapnistych, miejscami skupienia siarczków żelaza, głęb. 3556,2 m

Silno (A–E) and Chojnice (F) formations

A – interbed of laminated carbonate sandstone, depth 3717.5 m; **B–E** – partly bioturbated carbonate sandstone; small intraclasts of mudstones; rare fragments of brachiopods, depth: **B** – 3681.5 m, **C** – 3680.8 m, **D** – 3679.8 m, **E** – 3679.3 m; **F** – interbed of carbonate sandstone with intraclasts of carbonate mudstones, depth 3556.2 m

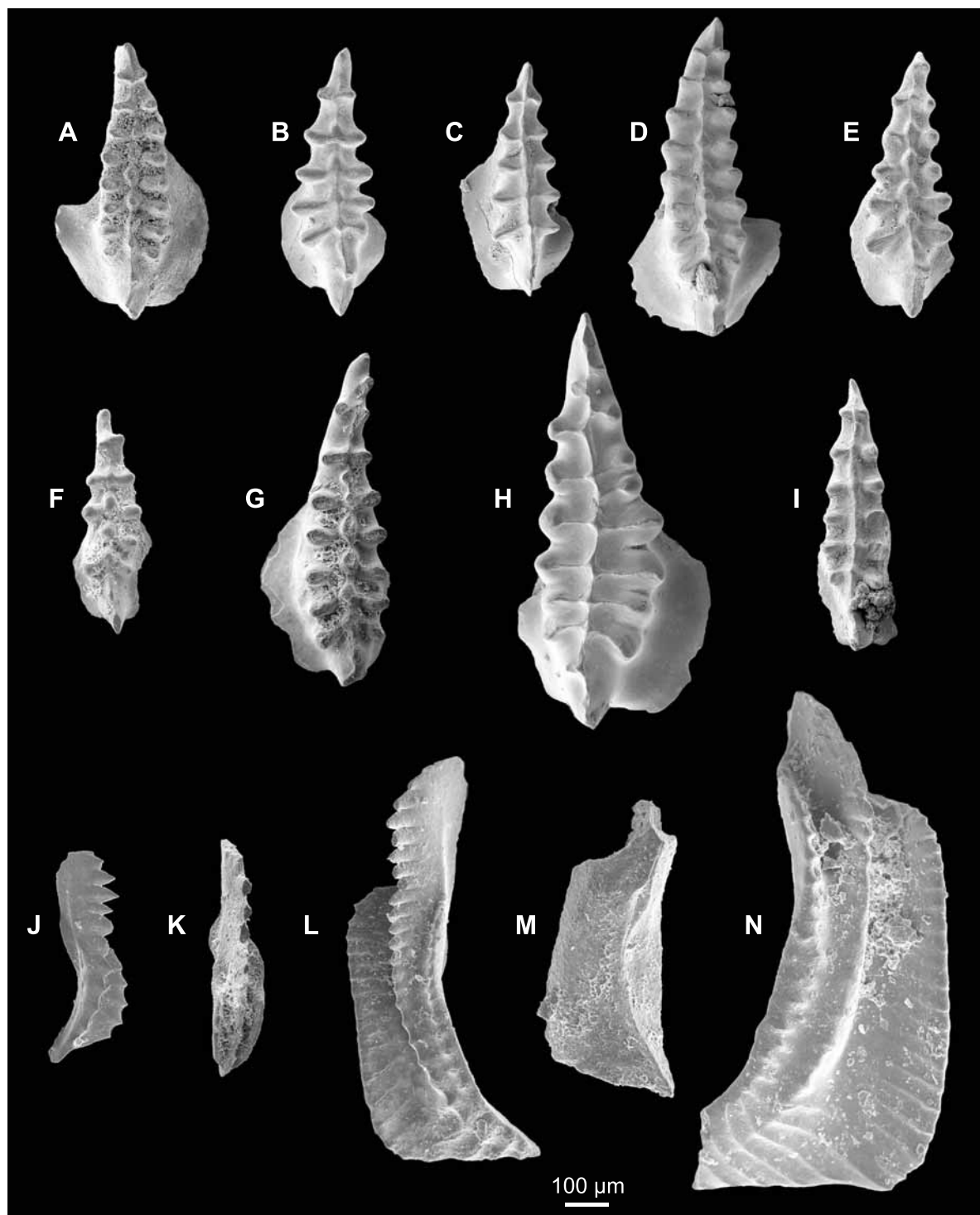


Fig. 17. Konodonty żywetu

A – *Icriodus arkonensis walliserianus* Weddige, głęb. 3902,7 m; B, C – *Icriodus platyobliquimarginatus* Bultynck, B – głęb. 3879,7 m; C – głęb. 3833,5 m; D – *Icriodus difficilis* Ziegler et Klapper, głęb. 3879,7 m; E – *Icriodus ?brevis* Stauffer, głęb. 3879,7 m; F – *Icriodus liliputensis* Bultynck, głęb. 3990,8 m; G – *Icriodus lindensis* Weddige, głęb. 3990,8 m; H – *Icriodus arkonensis arkonensis* Stauffer, głęb. 3829,5 m; I – *Icriodus eslaensis* Van Andrichem Boogaert van, głęb. 3818,5 m; J – *Polygnathus weddigei* Clausen, Leuteritz, Ziegler, głęb. 3990,8 m; K – *Polygnathus varcus* Stauffer, głęb. 4104,5 m; L–N – *Polygnathus linguiformis* Hinde; głęb.: L – 4122,5 m, M – 4126,4 m, N – 3990,8 m

Givetian conodonts

A – *Icriodus arkonensis walliserianus* Weddige, depth 3902.7 m; B, C – *Icriodus platyobliquimarginatus* Bultynck, depth B – 3879.7 m; C – 3833.5 m; D – *Icriodus difficilis* Ziegler et Klapper, depth 3879.7 m; E – *Icriodus ?brevis* Stauffer, depth 3879.7 m; F – *Icriodus liliputensis* Bultynck, depth 3990.8 m; G – *Icriodus lindensis* Weddige, depth 3990.8 m; H – *Icriodus arkonensis arkonensis* Stauffer, depth 3829.5 m; I – *Icriodus eslaensis* Boogaert van, depth 3818.5 m; J – *Polygnathus weddigei* Clausen, Leuteritz, Ziegler, depth 3990.8 m; K – *Polygnathus varcus* Stauffer, depth 4104.5 m; L–N – *Polygnathus linguiformis* Hinde; depth: L – 4122.5 m, M – 4126.4 m, N – 3990.8 m

nią pływową, laguną (Paczeńska, ten tom) a szeroko rozumianymi budowlami organicznymi i ich otoczeniem.

Osady węglanowe stwierdzone w spągowych partiach formacji tucholskiej (głęb. 4065,0–4160,0 m; miąższość 95 m) są wyraźnie dwudzielne. W najniższej części profilu (głęb. 4115,0–4160,0 m) stwierdzono obecność jasnych, masywnych, słabo zdolomityzowanych wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z dużą ilością szczątków szkarłupni i ramienionogów (*Stringocephalus?*). W ich obrębie notuje się również wkładki wapieni organodetrytycznych typu rudstone, zawierające podobny inwentarz szczątków organicznych. Wapienie te stanowią fragment budowli organicznej.

Wyżej (głęb. 4065,0–4115,0 m) występują wapienie margliste i margle zawierające zbliżony zestaw szczątków organicznych, jak w obrębie budowli organicznej, szczątki te są jednak nieliczne. Towarzyszą im duże onkoidy i rzadko stromatoporoide tabularne. Charakter osadu, jak i obecność określonych szczątków organicznych wskazuje, że osady te mogą reprezentować środowisko zarafowe. Prawdopodobnie tworzyły się one w obrębie osłoniętej (częściowo?) laguny.

Osady z głębokości 3903,0–4050,0 m (miąższość 147 m) swoją ogólną charakterystyką odpowiadają pakietom węglanowym opisanym z głębokości 4085,0–4160,0 i złożone są z naprzemianających pakietów wapieni i margli utworzonych w środowisku lagun (głęb. 4008,0–4045,0; 3944,0–39995,0 m), z powszechnymi strukturami fenestralno-trombolitowymi oraz strukturami typu *birdseye* oraz niezbyt grubych, kilkumetrowych pakietów jasnych, masywnych wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (budowli organicznych), pełniących rolę bariery osłaniającej sąsiadujące z nimi środowiska lagunowe od wpływów bardziej otwartego morza.

Osady węglanowe z głębokości 3802,0–3844,0 m (miąższość 42 m) składają się z dwóch pakietów ciemnych margli i iłowców przedzielonych kilkumetrowym zespołem jasnych wapieni masywnych ze stromatoporoidami i koralowcami kolonijnymi zachowanymi w pozycji wzrostu. Jasne, masywne wapienie stanowią fragment niewielkiej budowli (warstwy) organicznej, a położone poniżej i powyżej osady margli-

PIĘTRO	POZIOMY KONODONTOWE		LOKALNE POZIOMY SPOROWE			
FRAN	górný falsiovalis		Tholisorites densus (Den) ↑			
	dolny falsiovalis					
ŻYWET	górný disparilis		Geminospora aurita (Aur)			
	dolny disparilis					
	górný hermanni					
	dolny hermanni					
	górný varcus		„Geminospora extensa (Ex)“			
	latifossatus/semialternans				górný (Ex3)	
	środkowy varcus				śrođ. (Ex2)	
	dolny varcus				dolny (Ex1)	
	rhenanus/varcus					
	timorensis					
hemiansatus						
EIFEL	esensis		Rhabdosporites langii (RL) ↓			
	kockelianus					

Fig. 18. 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 and Turnau, 2008)

sto-ilaste z laminami syderytów reprezentują zapewne środowiska lagunowe.

Jolanta PACZEŃNA

UTWORY KLASTYCZNE I ŚRODOWISKA ICH DEPOZYCJI

Uwagi wstępne

Utwory klastyczne występują w profilu Tuchola IG 1 w najniższej części sukcesji środkowodewońskiej, reprezentującej utwory żywetu (Turnau, 2004 oraz ten tom). Są to dominujące w spągu profilu ciemnoszare i czarne iłowce, które ku jego stropowi przechodzą w piaskowce drobnoziarniste i mułowce. Omawiany tutaj odcinek profilu Tuchola IG 1 zawiera się w przedziale głębokości 3490,0–4160,0 m. Utwory tej części profilu należą w kolejności stratygraficznej do formacji tucholskiej, silneńskiej i chojnickiej (Matyja, 2004, 2006).

Podstawą prac interpretacyjnych w zakresie analizy facjalnej osadów klastycznych było wykonanie szczegółowych

profilowań sedymentologicznych i ichnofacjalnych sukcesji środkowodewońskiej i frańskiej w skalach 1:100, 1:10 i 1:20. Zakres badań sedymentologicznych obejmował wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na wyżej wymienionych, szczegółowych profilach roboczych.

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 umożliwia rozpoznawanie procesów depozycyjnych oraz śro-

dowiska sedymentacji zarówno w aspekcie litologicznym, reprezentowanym przez litofacje, jak i organicznym, reprezentowanym przez biofacje. W niniejszym opracowaniu biofakcyjne aspekty reprezentują skamieniałości śladowe (tab. 3).

Systemy depozycyjne – definicja, terminologia i charakterystyka

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

W sekwencji środkowodeńskich utworów klastyczno-węglanowych profilu Tuchola IG 1 wyróżniono następujące klastyczne systemy depozycyjne:

- lagun,
- stożków przelewowych,
- równi pływowych.

Zasięg systemów depozycyjnych podano wg Einsele, 2000:

– system laguny, zawierający niżepływowy do między-pływowego kompleks laguny centralnej i marginalnej laguny od strony bariery;

– system stożka przelewowego, obejmujący osady akumulowane przez fale sztormowe, przelewające się do laguny lub na równię pływową przez obniżenia topograficzne w barierze;

– system równi pływowej składający się z niżepływowego do nadpływowego kompleksu równi pływowych.

System depozycyjny laguny

Asocjacja facjalna centralnej laguny

Opis. W skład asocjacji facjalnej centralnej laguny wchodzi facje Mm i Cm. Są one reprezentowane przez szare, ciemnoszare, czarne, pstre i brunatne mułowce oraz iłowce o masywnej strukturze z warstewkami syderytu, o miąższości nie przekraczającej 1 cm. Występujący w utworach iłowcowych i mułowcowych zespół skamieniałości śladowych jest mało zróżnicowany pod względem etologicznym natomiast jest bardzo liczny. Niektóre pakiety mułowcowo-iłowcowe są całkowicie zbioturbowane przez organizmy żerujące w osadzie. Osady wykształcone w wyżej wymienionych facjach, tworzą w profilu pakiety o miąższości od 0,5 do 4,5 m.

Tabela 3

Facje wyróżnione w klastycznych utworach żywetu profilu Tuchola IG 1

Representative sedimentary of the Givetian clastic deposits from Tuchola IG 1 sections

Facje (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne	Skamieniałości śladowe
SFm	piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, masywne z liczną sieczką roślinną	brak
SFh	piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym	brak
SFl	piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod niskim kątem (10–15°)	brak
SFr	piaskowce drobnoziarniste, przekątnie laminowane riplemarkowo, w zestawach o miąższości 0,5 do 2,0 cm	<i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i>
SFf	piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą	<i>Bergaueria irregulara</i> <i>Bergaueria</i> isp. <i>Planolites montanus</i>
Sx	piaskowce drobno-, średnio- i różnoziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu; typ warstwowania nierozpoznawalny w rdzeniu; charakterystyczne spoiwo wapniste	<i>Monocraterion</i> isp. <i>Skolithos linearis</i>
Hc	heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, o miąższości warstewek 1–5 cm, z warstewkami brunatnego syderytu, o miąższości 1 cm	<i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i>
Mm	mułowce szare, zielone, pstre lub brunatne, masywne z cienkimi warstewkami brunatnego syderytu	<i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i> <i>Teichichnus rectus</i>
Cm	iłowce czarne, ciemnoszare i brunatne, masywne, z bardzo licznymi, cienkimi warstewkami brunatnego syderytu i kongrecjami piryty	<i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i>

Interpretacja środowiska sedymentacji. Asocjacja facjalna centralnej laguny jest typową asocjacją bardzo niskoenergetyczną. Występują w niej osady najdrobniejszych frakcji, które były deponowane z opadania zawiesiny w warunkach bardzo słabych przepływów przy płasko skonfigurowanym dnie. Częste w profilu, gęsto upakowane nagromadzenia przedstawicieli ichnorodzaju *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings) oraz *Teichichnus rectus* Seilacher (fig. 19) wskazują na oportunistów śladotwórców i środowiska stresogenne. Charakterystyczna obecność niskoenergetycznych facji drobnoziarnistych, zespołu oportunistycznych skamieniałości śladowych, licznych konkrecji pirytu oraz warstewek syderytu świadczy, że w profilu Tuchola IG 1 są obecne płytkie, niedotlenione laguny z 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 ciemnoszare mułowce oraz iłowce z nieliczną ichnofauną *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Planolites montanus* Richter. W jej skład wchodzi również facje SFm, SFl, Sx, SFh i SFf i SFr i Hc, w których stwierdzono występowanie ichnorodzajów *Spirophyton* isp. i *Rosselia* isp. (fig. 19, 20).

Interpretacja środowiska sedymentacji. Jamki mieszkalno-żerowiskowe osadożerców *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Planolites montanus* Richter wskazują na wzbogacenie osadów dennych w substancję odżywczą w osadzie (Fillion, Pickerill, 1990). Jednym z najlepszych ichnologicznych wskaźników deficytu tlenu w środowisku, stwierdzanym w wielu dewońskich sekwencjach osadów brakicznych, jest występujący w przewarstwiających się osadach piaszczowco-iłowcowych ichnorodzaj *Spirophyton* isp. (np. Miller, 1979). Jego obecność wskazuje na niedotlenienie wód i osadów dennych laguny. Mułowcowe osady laguny od strony bariery piaszczystej często przewarstwiają się z cienkimi warstwami piaszczowców drobnoziarnistych laminowanych smużyście lub przekątnie laminowanych riplemarkowo oraz nisko-kątowo warstwowanych przekątnie lub poziomo. Wspomniane warstwy pojawiają się sporadycznie w profilu. Są one związane z procesem przelewania się fal przez barierę do marginalnej części laguny w czasie trwania sztormów. Procesy te są uważane za charakterystyczne dla strefy niżepływowej w lagunie od strony bariery piaszczystej (Clifton, 1983). Słabo zbioturbizowane facje SFr i SFh z ichnorodzajem *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings) wskazują prawdopodobnie na dystalne części drobnych, nieaktywnych stożków przelewowych w lagunie. Ich obecność łączyła się z lepiej natlenionymi wodami otwartego zbiornika morskiego.

System depozycyjny stożka przelewowego

Opis. Dla systemu stożka przelewowego w omawianym profilu charakterystyczna jest facja SFf. Nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych. System depozycyjny stożka przelewowego występuje zupełnie sporadycznie w środkowodewońskiej części profilu Tuchola IG 1.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność facji riplemarkowych wskazuje, że prawdopodobnie jest to zapis działalności prądów pływowych w dystalnej części stożka, w przypadku gdy stożek przelewowy rozbudował się na równi pływowej. Na prawdopodobieństwo istnienia takiego procesu wskazuje zaleganie w profilu osadów stożka nad osadami pływowej równi piaszczystej. 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). Stożki przelewowe są szczególnie charakterystyczne dla transgresywnych kompleksów barierowo-lagunowych (np. Einsele, 2000; Sedgwick, Davis Jr., 2003; Dillenburg i in., 2004).

System depozycyjny równi pływowej

Asocjacja facjalna równi piaszczystej

Opis. Asocjacja składa się głównie z facji SFh, SFf i SFr, podrzędnie występują przekątne warstwowanie małokątowe w piaszczowcach facji SFl. Skamieniałości śladowe są liczne, ale mało urozmaicone ichnotaksonomicznie i etologicznie. W profilu Tuchola IG 1 asocjacja równi piaszczystej występuje nad asocjacją marginalnej laguny od strony równi pływowej.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Asocjacja facjalna równi piaszczystej zajmuje najniższą część równi pływowej. Podstawą wydzielenia równi piaszczystej jest ponad 75% zawartość frakcji piaszczystej (według klasyfikacji Shepard, 1954 oraz Kim i in., 1999) lub przyjmowana za dolny próg jej wydzielenia 95% zawartość tej frakcji, obserwowana współcześnie na równiach pływowych południowego Morza Północnego (Hertweck, 1994). W jej skład wchodzi drobnoziarniste piaszczowce z nielicznymi warstewkami mułowca i iłowca. Wśród struktur sedymentacyjnych przeważa przekątna laminacja riplemarkowa i laminacja smużysta. Znacznie rzadziej spotyka się małokątowe warstwowanie przekątne. Laminacje riplemarkowe wskazują na depozycję z rytmicznego transportu przydennego w dolnym ustroju prądu, w niskoenergetycznym środowisku sedymentacji. Cechą charakterystyczną osadów równi piaszczystej jest wysoka frekwencja diapirów mułowych na powierzchniach lamin warstwowania przekątnego lub przekątnej laminacji riplemarkowej. Mogą one, przy jednoczesnej obecności innych wskaźników pływów, wskazywać na istnienie pływów (np. Gradziński, Doktor, 1996). 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 mieszanej. W okresach znacznego spadku energii w cienkich warstwach mułowca i iłowca dominują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Teichichnus rectus* (Seilacher), spotykane w strefach przejściowych do równi mieszanej. Rzadko pojawiające się epizody wzrostu energii są wskazywane przez wystąpienia warstwowania poziomego oraz małokątowego warstwowania przekątnego w piaszczowcach, a także nielicznych jamek filtratorów *Monocraterion* isp. i *Skolithos linearis* Haldemann.

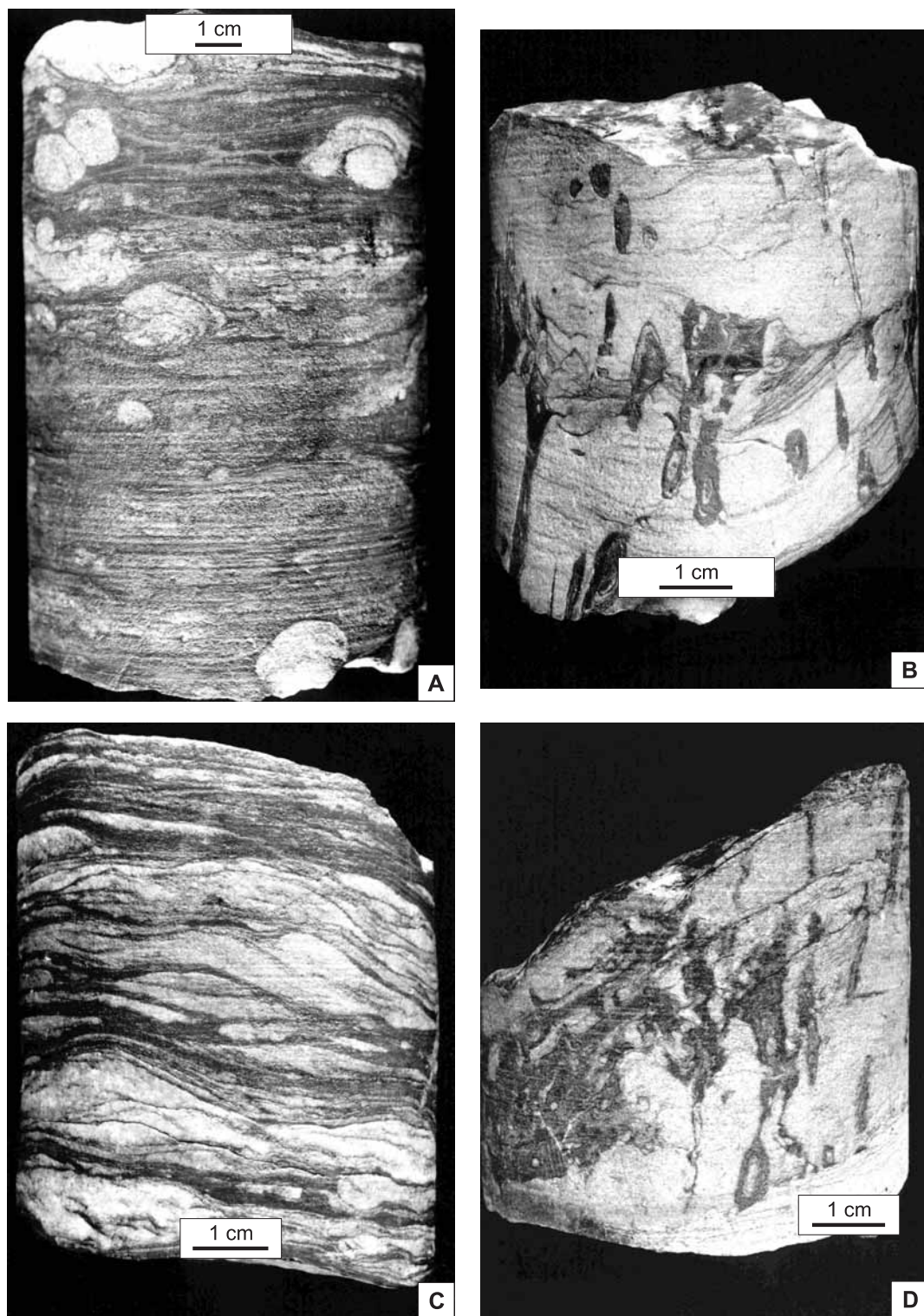


Fig. 19. Skamieniałości śladowe i struktury sedimentacyjne systemu depozycyjnego laguny

A – *Teichichnus* isp., asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony pływowej równi piaszczystej, głęb. 3865,0 m; **B** – *Rosselia* isp., asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej, głęb. 3685,5 m; **C** – laminacja smużysta, asocjacja facjalna centralnej laguny, głęb. 3683,3 m; **D** – *Rosselia* isp., asocjacja facjalna marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej, głęb. 3683,3 m

Trace fossils and sedimentary structures of lagoon depositional system

A – *Teichichnus* isp., tidal sand flat side marginal lagoon facies association, depth 3865.0 m; **B** – *Rosselia* isp., barrier side marginal lagoon facies association, depth 3685.5 m; **C** – flaser lamination, central lagoon facies association, depth 3683.3 m; **D** – *Rosselia* isp., barrier side marginal lagoon facies association, depth 3683.3 m

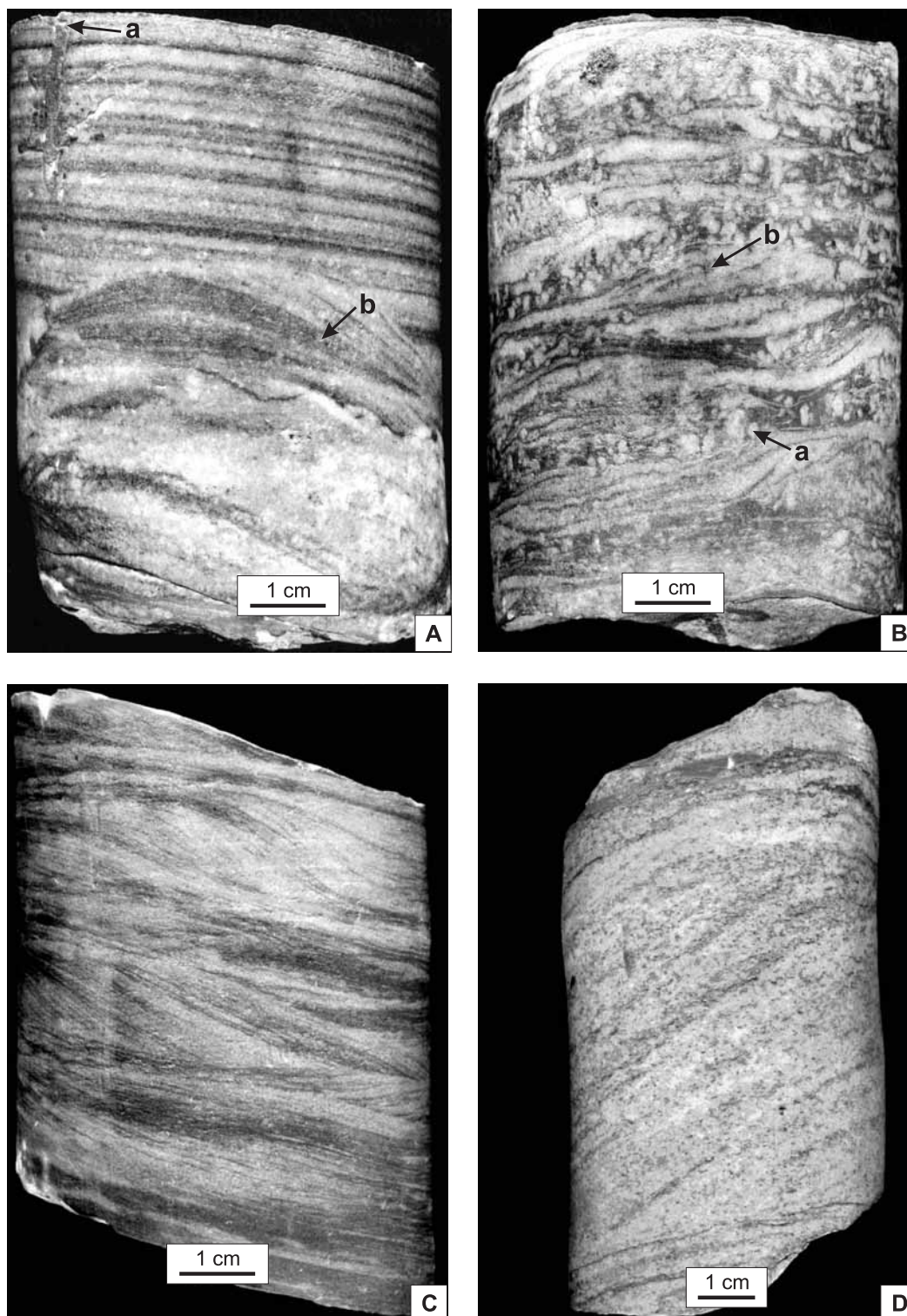


Fig. 20. Skamieniałości śladowe i struktury sedimentacyjne systemu depozycyjnego laguny – asocjacji facjalnej marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej

A: a – *Spirophyton* isp., b – warstwowanie przekątne dużej skali, głęb. 3652,2 m; B: a – *Planolites montanus* Richter, b – przekątna laminacja riplemarkowa, głęb. 3642,6 m; C – przekątna laminacja riplemarkowa, głęb. 3619,4 m; D – małokątowe, planarne warstwowanie przekątne, głęb. 3652,8 m

Trace fossils and sedimentary structures of lagoon depositional system – barrier side marginal lagoon facies association

A: a – *Spirophyton* isp., b – large scale cross stratification, depth 3652.2 m; B: a – *Planolites montanus* Richter, b – ripple cross lamination, depth 3642.6 m; C – ripple cross lamination, depth 3619.4 m; D – low-angle planar cross bedding, depth 3652.8 m

Podsumowanie

Występujące w profilu Tuchola IG 1 sekwencje systemów depozycyjnych nie są w pełni wykształcone. W dolnej części większości pakietów występuje system depozycyjny laguny, składający się z asocjacji facjalnej centralnej laguny i laguny od strony bariery piaszczystej. Osady zdeponowane w centralnej części laguny przewarstwiają się z osadami, reprezentującymi marginalne części laguny, równi pływowej lub sporadycznie stożka przelewowego. W środkowej części pakie-

tów rzadko występuje system depozycyjny równi pływowej. Buduje go tylko jedna asocjacja facjalna: równi piaszczystej. W profilu Tuchola IG 1 asocjacja równi piaszczystej występuje nad asocjacją marginalnej laguny od strony bariery lub nad asocjacją centralnej laguny. Obecność niepełnej sukcesji w stwierdzanych w profilu Tuchola IG 1 kompleksach lagunowo-barierych prawdopodobnie została spowodowana ich erozyjnym usunięciem podczas postępującej transgresji morskiej (np. Einsele, 2000).

PERM

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Profil cechsztynu, rozpoznany otworem wiertniczym Tuchola IG 1, usytuowany był paleogeograficznie na pograniczu płytkowodnego i głębokowodnego basenu cechsztyńskiego, w strefie stoku. Basen płytkowodny, o słabej subsydencji kompensowanej osadami, rozpościł się na północ i północny wschód od Tucholi IG 1, na kratonie wschodnioeuropejskim. Natomiast basen głębokowodny o bardzo silnej subsydencji, nie zawsze kompensowanej osadami, rozciągał się na południowy zachód od omawianego profilu, na platformie paleozoicznej (Wagner, 1994). Paleotektonicznie profil usytuowany był na skarpie kratonu wschodnioeuropejskiego, w tektonicznej strefie Teisseyre'a-Tornquist'a (Raczyńska, red., 1987).

W profilu osady cechsztynu kontaktują z utworami dewonu. Kontakt jest natury tektonicznej. Strefa dyslokacyjna, przebiegająca w obrębie anhydrytu głównego (A3) wytraciła z profilu w całości utwory cyklotemów PZ1 i PZ2 oraz najstarsze poziomy litostratygraficzne cyklotemu PZ3. Ocalał

fragment anhydrytu głównego (A3), o miąższości 12,0 m, oraz pełny profil soli młodszych (Na3), o miąższości 230,0 m. Miąższość Na3 jest typowa dla tej części basenu, nie odbiega wielkością od wartości regionalnych.

Ponad utworami cyklotemu PZ3 występuje subcyklotem PZ4a, o miąższości 55,5 m, stanowiący najstarsze ogniwo stratygraficzne cyklotemu PZ4. Subcyklotem PZ4a jest wykształcony w pełnym, typowym profilu litostratygraficznym, ze wszystkimi charakterystycznymi poziomami. Jedynie najmłodsza sól kamienna górna (Na4a2) ma nieco mniejszą miąższość, w odniesieniu do wartości regionalnych, wynikającą być może z erozji.

Wyżej występują ilowce i mułowce formacji rewalskiej, wyznaczające charakterystyczną u schyłku cechsztynu zmianę klimatu z suchego na bardziej wilgotny, zwiastującą nadejście reżimu sedymentacyjnego, charakterystyczne dla dolnego pstręgo piaszkowca (Wagner, Peryt, 1998).

Grzegorz CZAPOWSKI

OSADY SOLNE CECHSZTYNU – OPIS I GENEZA

Opis utworów solnych

Cyklotem PZ4

Utwory najmłodszej soli kamiennej dolnej (Na4a1, subcyklotem PZ4a; wg Wagnera, 1994), występują w interwale głębokości 2866,0–2907,5 m (wg danych geofizycznych; informacje z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG).

2888,0–2890,0 m 3,2 m zachowanego rdzenia (fig. 21):

3,2 m – sól kamienna biała, przezroczysta do półprzezroczystej, różno-równokrystaliczna (typ strukturalny BA, kryształy halitu o średnicy 3–9 mm, przeciętna średnica – 4 mm), spękana, widoczne są liczne gruzły anhydrytowe ułożone w smugi o nachyleniu 40–50°, lokalnie występują strefy soli równo-różnokrystalicznej

(typ strukturalny AB, przeciętna średnica kryształów halitu: 2–3 mm), zbudowane z wydłużonych (tektonicznie przebudowanych) kryształów halitu.

Cyklotem PZ3

Utwory przypisywane wydzieleniu młodszej soli kamiennej (Na3, cyklotem PZ3; wg Wagnera, 1994) występują w interwale głębokości 2912,5–3142,5 m (wg danych geofizycznych; informacje z Centralnej Bazy Danych Geologicznych – CBDG).

3013,0–3019,8 m 5,5 m słabo zachowanego rdzenia (fig. 21):

5,0 m – sól kamienna szara i biaława, przezroczysta do półprzezroczystej, równo-różnokrystaliczna (typ strukturalny AB, przeciętna średnica kryształów halitu – 3 mm),

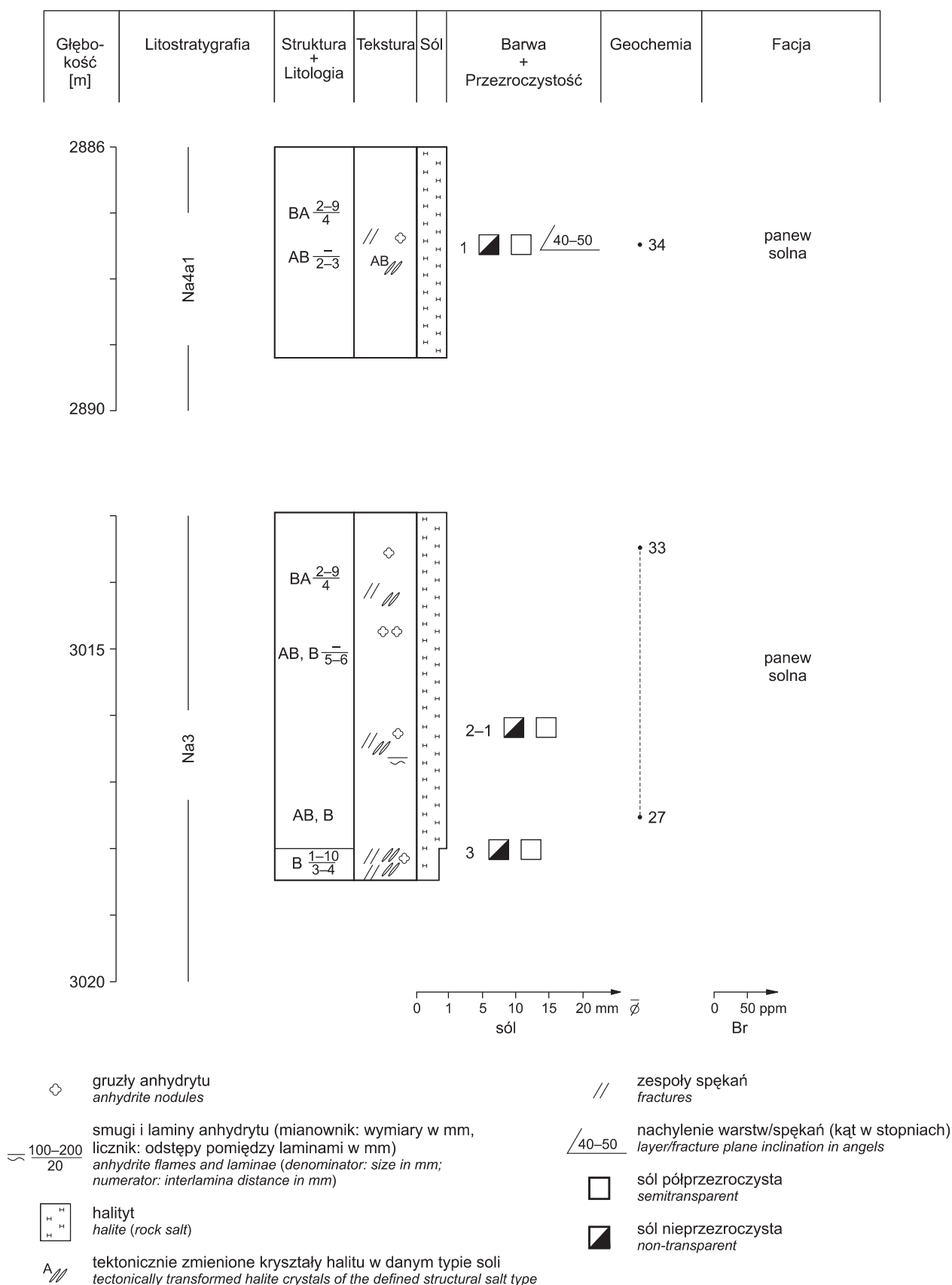


Fig. 21. Profil soli kamiennej cyklotemu PZ3 i PZ4 w otworze wiertniczym Tuchola IG 1

Profile of rock salt of PZ3 and PZ4 cycle in the Tuchola IG 1 borehole

do różnokrystalicznej (typ strukturalny B), dominuje sól grubokrystaliczna (przeciętna średnica kryształów halitu: 5–6 mm), spękana, widoczne są liczne gruzły i soczewki anhydrytowe, lokalnie występują strefy soli zbudowane z wydłużonych (tektonicznie przebudowanych) kryształów halitu;

0,5 m – sól kamienna beżowa, przezroczysta do półprzezroczystej, głównie różnokrystaliczna (typ strukturalny B, średnica kryształów halitu: 1–10 mm, przeciętna – 3–4 mm), występują liczne gruzły anhydrytowe, spękana.

Warunki depozycji utworów solnych

Rdzeniowane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Tuchola IG 1 obejmują fragmenty profili dwóch cyklotemów – PZ3 i PZ4. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic ogni, wg danych geofizycznych, ustalone przez R. Wagnera, zostały zaczerpnięte z Centralnej Bazy Danych Geologicznych PIG-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 wtórne). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu) 3 próbek punktowych (tab. 4). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstania soli przedstawia figura 21.

Cyklotem PZ3 – młodsza sól kamienna (Na3)

Utwory przypisywane wydzieleniom młodszej soli kamiennej (Na3) występują w przedziale głębokości 2912,5–3142,5 m, osiągając miąższość 230 m (dane z Centralnej Bazy Danych Geologicznych). Zachował się pojedynczy odcinek rdzenia długości około 5,8 m, odpowiadający niższej części wspólnego wydzielenia, obejmującej głównie utwory soli ka-

miennej (fig. 21). Fragmentaryczny stan zachowania rdzenia utrudnia określenie pierwotnych cech skały.

Zachowany rdzeń reprezentuje sól kamienną szarą i białawą, przezroczystą do półprzezroczystej, w dolnej części beżową, równo-różnokrystaliczną (przeciętna średnica kryształów halitu: 3 mm) do różnokrystalicznej, głównie grubokrystaliczną (przeciętna średnica kryształów halitu: 5–6 mm), w spągu różnokrystaliczną (średnica kryształów halitu 1–10 mm, przeciętna – 3–4 mm). Sól jest spękana, występują liczne gruzły i soczewki anhydrytowe, lokalnie widoczne są strefy soli zbudowane z wydłużonych (tektonicznie przebudowanych) kryształów halitu. Zawartość bromu (oznaczenia wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB) w badanym profilu (tab. 4; fig. 21) jest niewielka, rośnie od 27 ppm w dole do 33 ppm i sugeruje powstanie tych utworów w obrębie płytkiej panwi solnej, z solanek silnie rozcieńczonych przez wody opadowe (Holzer, Wilgus, 1981).

Cyklotem PZ4 – najmłodsza sól kamienna dolna (Na4a1)

Poziom najmłodszej soli kamiennej (Na4a1) występuje w przedziale głębokości 2866,0–2907,5 m, osiągając miąższość 41,5 m (dane z Centralnej Bazy Danych Geologicznych). Zachował się pojedynczy odcinek rdzenia długości około 3,2 m, reprezentujący dolną część profilu wydzielenia (fig. 21).

Wysształcenie serii solnej jest podobne do wcześniej opisanych utworów młodszej soli kamiennej, dominuje sól kamienna biała, różno-równokrystaliczna (kryształy halitu o średnicy 3–9 mm, przeciętna średnica – 4 mm), ze strefami zbudowanymi z soli równo-różnokrystalicznej (przeciętna średnica kryształów halitu – 2–3 mm) o wyraźnie przebudowanych tektonicznie kryształach. Zawartość bromu (34 ppm) oznaczona w jednej próbce (tab. 4) jest podobna jak w zbadanych utworach młodszej soli kamiennej i sugeruje wraz z podobnymi cechami strukturalnymi analogiczne środowisko powstania osadu – zbiornik typu panwi solnej, o solankach rozcieńczonych wodami opadowymi.

Tabela 4

Zawartość bromu w próbkach punktowych z utworów solnych cechsztynu

Br content of point samples from Zechstein salts

Głębokość pobrania próbki punktowej [m]	Zawartość bromu [ppm]
najmłodsza sól kamienna (Na4a)	
2887,5	34
młodsza sól kamienna (Na3)	
3013,5	33
3017,5	27

Anna BECKER

TRIAS

LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA UTWORÓW TRIASU

Opis profilu triasu oraz stratygrafia systemu zaproponowane zostały przez zespół autorski w składzie: Maria Franczyk, Irena Gajewska, Andrzej Kulikowski i Anna Szyperko-Śliwczyńska. Wyniki prac tego zespołu przedstawione zostały w Dokumentacji wynikowej otworu (Raczyńska, 1977a). W późniejszych latach nie były prowadzone szczegółowe badania osadów triasu tego profilu. Komentarz niniejszy dotyczy zatem wydzieleni zaproponowanych w materiałach archiwalnych porównanych z innymi profilami regionu (m.in. Bydgoszcz IG 1, Człuchów IG 1, Kamień Pomorski IG 1, Kołobrzeg IG 1) oraz uzupełnionych i skorygowanych na podstawie późniejszych publikacji. Autorka komentarza przesunęła granicę formacji pomorskiej i połczyńskiej oraz uzupełniła wydzielenia w randze formacji (formacja bałtycka, formacja barwicka). Na podstawie oglądu krzywych geofizycznych przesunięta została granica pomiędzy wapieniem muszlowym dolnym i środkowym. Krytycznej dyskusji poddane zostały wydzielenia litostratygraficzne w triasie górnym.

Trias w otworze Tuchola IG 1 osiąga miąższość 929,0 m. Z profilu pobrano 93,8 m rdzenia, co stanowi około 10% profilu jednostki. Najwięcej rdzenia pobrano z odcinka odpowiadającego dolnemu triasowi.

Trias dolny

Trias dolny osiąga w omawianym otworze miąższość 780,5 m. Jest on wykształcony jako pstry piaskowiec, w którym wydzielono pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. Za spąg triasu uznano umownie, przy braku danych chronostratygraficznych, spąg pstręgo piaskowca dolnego, datowanego w innych częściach basenu na najniższy trias (Orłowska-Zwolińska, 1984; Nawrocki, 1997). Tworzy go strop utworów drobnoklastycznych z wkładkami ewaporatów, nad którym leży miąższy pakiet utworów drobnoklastycznych ze smugami wapieni, charakterystyczny dla dolnego pstręgo piaskowca Niżu Polskiego (Szyperko-Teller, 1997). W profilu brak jest osadów typowych dla najwyższego permu Niżu Polskiego (patrz charakterystyka wykształcenia wyższego permu – Wagner, 1994), co prawdopodobnie było jednym z argumentów przemawiających za istnieniem luki tektonicznej (uskoku) na granicy permu i triasu. Miąższość najniższej jednostki triasu – pstręgo piaskowca dolnego jest nieco niższa od średniej w regionie (por. Szyperko-Teller, 1987), co również może wskazywać na lukę tektoniczną (patrz też Raczyńska, 1977b). Dolny pstry piaskowiec jest zbudowany z iłowców i mułowców ze smugami i soczewkami wapienno-dolomitowymi. Takie wykształcenie osadów upoważnia do zaliczenia fragmentu profilu dolnego pstręgo piaskowca do formacji bałtyckiej (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1997), co nie zostało uczynione w archiwalnym profilu litologiczno-stratygraficznym. Środowisko sedymentacji formacji

bałtyckiej jest interpretowane jako laguna o obniżonym zasoleniu (Iwanow, Kiersnowski, 1998). Strop pstręgo piaskowca dolnego jest wyznaczony przez spąg wyraźnie wyróżniającego się na krzywych pomiarów geofizycznych kompleksu węglanowo-piaskowcowego. Kompleks ten zaliczyć można do ogniwa piaskowca drawskiego, rozpoczynającego profil formacji pomorskiej (Szyperko-Teller, 1982, 1997). Powyżej znajduje się miąższy kompleks iłowców i mułowców wapienistych i dolomitycznych z cienkimi przewarstwieniami węglanów. Środowisko sedymentacji po krótkotrwałej regresji, która doprowadziła do powstania ogniwa piaskowca drawskiego (Szyperko-Teller, 1997; Szulc, 1995; Becker, 2005) ponownie może być interpretowane jako laguna o obniżonym zasoleniu (Iwanow, Kiersnowski, 1998). W profilu archiwalnym za strop formacji pomorskiej został uznany spąg kolejnej warstwy piaskowca. Warstwa ta nie rozpoczyna jednakże w profilu zwartego, miąższego kompleksu piaskowcowego, jaki w tym regionie tworzy formacja połczyńska (Szyperko-Teller, 1982). Odcinek profilu na głębokości 2395,0–2495,5 m odpowiada, swoją charakterystyką geofizyczną ogniwu trzebiatowskiemu formacji pomorskiej (*op. cit.*). W niniejszym zeszycie zaproponowano zatem przesunięcie stropu formacji pomorskiej z pierwotnej głębokości 2495,5 m na 2396,0 m. Kolejny fragment profilu, na głębokości 2285,0–2395,0 m, jest zbudowany również z przewarstwiających się piaskowców i skał drobnoklastycznych, z przewagą piaskowców. Wykształcenie takie jest charakterystyczne dla ogniwa kołobrzckiego formacji połczyńskiej (Szyperko-Teller, 1982). Najbardziej zbliżony do opisanego tutaj jest profil najwyższej formacji pomorskiej i najniższej formacji połczyńskiej w profilu Kołobrzeg IG 1 (Szyperko-Teller, 1982, 1987). W pobliskim profilu Człuchów IG 1 analogicznie jest wykształcona najwyższa formacja pomorska (Szyperko-Śliwczyńska, 1977). Formacja połczyńska tworzy zwarty kompleks piaskowcowy, w którym nie można wskazać ogniwa kołobrzckiego (*op. cit.*). Powyżej głębokości 2285,0 m formacja połczyńska jest wykształcona w sposób typowy, z przewagą piaskowców przechodzących w stropie formacji w mułowce i iłowce. Środowisko sedymentacji formacji połczyńskiej jest interpretowane jako równia aluwialna z przewagą osadów korytowych (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998). Formacja pomorska oraz formacja połczyńska tworzą środkowy pstry piaskowiec w profilu Tuchola IG 1. Pstry piaskowiec górny jest wykształcony również w facjach klastycznych jako przewarstwiający się mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców w spagu wydzielenia oraz wkładką wapienia w stropie. Wykształcenie takie odpowiada formacji barwickiej, na której obszarze występowania leży omawiany otwór (zob. Szyperko-Teller, 1997, [fig. 30](#)). Środowisko sedymentacji formacji barwickiej jest interpretowane jako strefa przejściowa pomiędzy równią aluwialną i brzegową (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, 1998).

Trias środkowy

Do triasu środkowego są obecnie zaliczane osady wapienia muszlowego (głęb. 1962,5–2047,5 m) oraz kajpru dolnego (1929,0–1962,5 m) (Orłowska-Zwolińska, 1985; Gajewska, 1988a), a nie jak zaproponowano w dokumentacji jedynie osady wapienia muszlowego. Ze względu na brak przesłanek chronostratygraficznych w omawianym profilu, należy uznać granicę dolny/środkowy trias za umowną. Granica ta została postawiona przez I. Gajewską i A. Kulikowskiego na prawdopodobnie najbliższej jej granicy litostratygraficznej (patrz Orłowska-Zwolińska, 1984 oraz podsumowanie wiedzy o stratygrafii triasu w: Marek, Pajchłowa, 1997 oraz Wagner, red., 2008). Wapień muszlowy jest wykształcony jako margle z wkładkami wapieni i iłowców, przechodzące w stropie kompleksu w dolomity (wapień muszlowy dolny), następnie w iłowce i margle dolomityczne (wapień muszlowy środkowy). Najwyższa część jednostki jest wykształcona jako przewarstwiające się wapienie, piaskowce wapieniste i iłowce margliste (wapień muszlowy górny). W stosunku do dokumentacji archiwalnej przesunięto granicę pomiędzy wapieniem muszlowym środkowym i dolnym o 2 m w dół, gdyż to właśnie na głębokości 2002,0 m zapisała się na krzywych geofizycznych wyraźna zmiana litologii, nie zaś, jak pierwotnie (być może omyłkowo) wskazywano, na głębokości 2000,0 m. Orłowska-Zwolińska (1977) z prób z głębokości 2000,4 m oraz 2001,9 m uzyskała sporomorfy typowe dla wapienia muszlowego regionu, a poprzez obecność gatunku *Petrotrilites minor* (Mädler) (nazwa z oryginalnego orzeczenia, niezwyfikowana), datujące osady na anizyk (*op. cit.*). Gajewska i inni (1997), jak również Iwanow (1998) interpretują środowisko sedymentacji wapienia muszlowego jako szelf węglanowy (wapień muszlowy dolny), który przekształcił się w lagunę o podwyższonym zasoleniu (wapień muszlowy środkowy), a następnie w strefę przejściową pomiędzy szelfem węglanowym i szelfem silikoklastycznym (wapień muszlowy górny). Kajper dolny, o miąższości 33,5 m, jest wykształcony jako przewarstwiające się piaskowce i iłowce, z przewagą piaskowców w spągu i w stropie wydzielenia, prawdopodobnie o genezie fluwialnej (Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998).

Trias górny

Granice między triasem środkowym i triasem górnym ponownie należy uznać za umowną, postawioną, z braku danych chronostratygraficznych, na najbliższej jej granicy litostratygraficznej (patrz Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Do triasu górnego M. Franczyk i I. Gajewska zaliczyły w otworze Tuchola IG 1 silnie zredukowane miąższościowo (patrz Raczynska, 1977b) warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy oraz retyk (prawdopodobnie w znaczeniu kajpru górnego *sensu* Wagner, red., 2008). Podstawą do wydzielenia tych trzech jednostek było oznaczenie w próbce na głębokości 1914,0–1915,0 m sporomorf charakterystycznych dla piaskowca trzcinowego (Orłowska-Zwolińska, 1977, 1983). Zdaniem autorki niniejszego komentarza, wydzielenie w najwyższym odcinku profilu kajpru, o miąższości 63,5 m, aż trzech jednostek litostratygraficznych jest dyskusyjne. Trudno przytoczyć argumenty przemawiające za uznaniem kompleksu ilastego na głębokości 1918,0–1929,0 m do warstw gipsowych dolnych. Równie dyskusyjne jest wydzielenie odcinka profilu na głębokości 1899,0–1905,0 jako osobnej jednostki górnego kajpru (*sensu* Wagner, red., 2008). Całą sytuację utrudnia możliwość przesunięcia pobranych rdzeni z tego odcinka w stosunku do pomiarów geofizycznych (patrz uwagi M. Franczyk w profilu litologiczno-stratygraficznym). W opisie profilu z głębokości 1899,0–1905,0 m mowa jest jedynie o piaskowcach, podczas gdy geofizyczna charakterystyka tego odcinka profilu (niskie PG, wysokie, ostro zarysowane PNG i PO) wskazywałaby raczej na występowanie węglanów. Występowanie piaskowca trzcinowego w profilu Tuchola IG 1 jest najbardziej prawdopodobne ze względu na przytoczone wcześniej analizy palinologiczne (Orłowska-Zwolińska, 1977, 1983). Nie są one jednak w pełni wartościowe z powodu braku pewności co do głębokości pobrania prób do analiz (możliwość przesunięcia rdzeni). Ponieważ niniejsze wątpliwości, co do zasadności dyskusyjnych wydzieleni, nie zostały oparte na szczegółowej analizie wykształcenia triasu górnego w regionie, w profilu litologiczno-stratygraficznym pozostawia się pierwotne wydzielenia, opatrując je jedynie znakami zapytania.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW JURY (WRAZ Z DOLNYM BERIASSEM)

Wiercenie Tuchola IG 1 zostało zlokalizowane na obszarze południowego odcinka niecki pomorskiej, po południowo-zachodniej stronie strefy dyslokacyjnej Koszalin–Chojnice. Utwory jurajskie obejmują profil jury dolnej, środkowej i górnej. Występują one bezpośrednio na utworach triasu górnego, brak jest pomiędzy nimi najwyższego triasu (retyku). Ku górze przechodzą w sposób ciągły w utwory najniższej kredy.

Jura dolna

Stwierdzony profil jury dolnej, obejmuje prawdopodobnie przedział czasowy od hetangu po toark. W zdecydowanej większości został on przewiercony bezrdzeniowo, pobrano z niego jedynie 4 rdzenie kontrolne. Na podstawie korelacji z pobliskimi otworami Chojnice 1, 2, 4, 5, Charzykowy IG 1,

Człuchów 1, Wilcze IG 1, Zabartowo 2 i Witkowo 1 (Dadlez, 1976; Franczyk, 1987), możliwe było wydzielenie w omawianym wierceniu Tuchola IG 1 formacji: zagajskiej, łobeskiej, komorowskiej, ciechocińskiej i borucickiej. Jest to podział litostratygraficzny jury dolnej zaproponowany przez Pieńkowskiego (2004). Całkowita miąższość jury dolnej wynosi w wierceniu 309,0 m. Jest to profil prawie 3-krotnie zredukowany w porównaniu z miąższościami obserwowanymi w osiowej części basenu (rejon wału pomorskiego – np. Zabartowo 2 – 1078 m). Jest on typowy dla obszaru południowego odcinka niecki pomorskiej. Jedyne różnice w profilu dotyczą obszaru położonego na NE od strefy dyslokacyjnej Koszalin–Chojnice, na którym obecnie zachowały się jedynie utwory najstarszej jury dolnej (hetangu i dolnego synemuru), o znacznie zredukowanej miąższości około 35,0 m (Dadlez, 1976; Franczyk, 1987).

Ustalenie stratygrafii jury dolnej w wierceniu Tuchola IG 1 nastęrcza wiele trudności spowodowanych nałożeniem się kilku czynników. Położenie otworu Tuchola IG 1 w pobliżu strefy dyslokacyjnej aktywnej w jurze, powoduje że profile wierceń po obu stronach tej strefy są odmienne. Po jego północno-wschodniej stronie występują tylko utwory starszej jury dolnej, o miąższości około 35 m, natomiast po południowo-zachodniej stronie profile są pełniejsze i mają miąższość około 300–400 m (Dadlez, 1976). Dodatkowo część wierceń usytuowanych na obszarze występowania pełniejszego profilu jury dolnej, nie przebiega jej w pełni (np. Chojnice 1, Charzykowy IG 1, Człuchów GN 1), co uniemożliwia często właściwą korelację kompleksów litologicznych. Ponadto w większości otworów pobrano jedynie rdzenie kontrolne, a datowania palinologiczne są tu pozytywne jedynie w dwóch przypadkach.

Najniższy odcinek profilu (głęb. ?1865,0–1899,0 m) tworzą piaskowce. Z tego odcinka (prawdopodobnie z jego części przystopowej) pochodzi 0,5 m rdzenia, w którym stwierdzono łupkę ilasty, węglisty, z nielicznymi szczątkami roślin. Utwory te zostały wydzielone jako formacja zagajska, o miąższości 34,0 m. Odpowiadają one warstwowi mechowskiemu i radowskiemu, według podziału Dadleza (1969), a więc reprezentują hetang i synemur. Miąższość utworów hetangu i synemuru jest w omawianym wierceniu Tuchola IG 1 silnie zredukowana w stosunku do obserwowanych w okolicznych otworach, położonych po południowo-zachodniej stronie strefy rozłamowej Koszalin–Chojnice. Jest natomiast porównywalna z obserwowaną po północno-wschodniej stronie tej strefy.

Wyżej (głęb. 1830,0–?1865,0 m), w dolnym i górnym odcinku pojawiają się utwory mułowcowo-iłowcowe, rozdzielone kompleksem piaskowcowym, o miąższości 22,0 m. Na podstawie korelacji z pobliskimi profilami pochodzącymi z centralnej części wału pomorskiego (Zabartowo 2) oraz niecki pomorskiej (Wilcze IG 1, Witkowo 1, Charzykowy IG 1, Człuchów IG 1, Chojnice 2, 4, 5), uznano ten odcinek profilu za formację łobeską. Jej miąższość, wynosząca 35,0 m, jest porównywalna z obserwowaną w pobliskich otworach Chojnice 4 (24,0 m) i Charzykowy IG 1 (21,0 m). Formacja łobeska jest datowana, na podstawie amonitów stwierdzonych na obszarze Pomorza Zachodniego (Dadlez, Kopik, 1972), na dolny pliensbach. Taki

wiek przyjmuje się dla tej formacji na obszarze całego Niziu Polskiego (Pieńkowski, 2004).

Nadległa formacja komorowska, o miąższości 50,0 m, występuje na głębokości 1780,0–1830,0 m. Jest ona zbudowana z trzech kompleksów piaskowcowych przedzielonych kilkumetrowymi kompleksami mułowcowo-iłowcowymi. Z odcinka mułowcowego został pobrany rdzeń kontrolny, w którym stwierdzono iłowce mułowcowe i mułowce węgliste barwy ciemnoszarej lub czarnej, ze szczątkami uwęglonych fragmentów roślin. Formacja ta w wierceniu Tuchola IG 1 nie jest datowana. Jej położenie w profilu, pomiędzy formacją łobeską i ciechocińską, oraz datowanie na podstawie amonitów na obszarze Pomorza Zachodniego (Dadlez, Kopik, 1972; Feldman-Olszewska, 1997) wskazuje na górny pliensbach.

Formacja ciechocińska (głęb. 1716,0–1780,0 m) ma odmienne wykształcenie litologiczne. Są to w przeważającej mierze mułowce i iłowce, z cienkimi wkładkami piaskowców. Z dolnego odcinka formacji pobrano 2,5 m rdzenia, na podstawie którego można określić charakter skał. Są to iłowce barwy szarozielonej i szarej, ze śladami działalności mulożerców, rizoidami oraz konkrecjami syderytowymi. Jest to profil litologiczny typowy dla formacji ciechocińskiej. Jej miąższość, wynosząca 64,0 m, jest również typowa zarówno dla obszaru niecki pomorskiej, jak i południowego odcinka wału pomorskiego (Dadlez, 1976; Franczyk, 1987). Na całym obszarze Niziu Polskiego, opierając się na wynikach badań megasporowych, zalicza się ją do dolnego toarku (Dadlez, 1969; Marcinkiewicz, 1971; Pieńkowski, 2004).

Najwyższy odcinek jury dolnej (głęb. 1590,0–1716,0 m) zbudowany jest głównie z piaskowców, z kilkoma cienkimi wkładkami mułowców i iłowców. Dwa rdzenie kontrolne pobrane z tego odcinka profilu wskazują, że są to piaskowce drobno- i średnioziarniste, z uwęgloną sieczką roślinną, natomiast w mułowcach spotyka się laminację pyłowcem, pył węglisty, a także uwęglony detryt roślinny oraz fragmenty roślin. Na głębokości 1626,5 m T. Marcinkiewicz oznaczyła megasporę *Horstisporites harrisi* (Murray) Potonié, występującą od synemuru po toark. Na obszarze Niziu Polskiego formacja borucicka jest datowana na górny toark. Jej miąższość w profilu Tuchola IG 1 wynosi 126,0 m. Jest to wartość znacznie większa od obserwowanej w pozostałych wierceniach rejonu Chojnic, natomiast porównywalna z pobliskim wierceniem Człuchów IG 1 oraz znacznie mniejsza niż w osiowej strefie basenu sedymentacyjnego (Zabartowo 2 – 236,5 m). Utwory przykrywające jurę dolną reprezentują górny bajos.

Jura środkowa

Profil jury środkowej w wierceniu Tuchola IG 1 rozpoznają utwory klastyczne bajosu górnego. Jak na całym obszarze południowo-wschodniego odcinka niecki pomorskiej, brak tu utworów aalenu i dolnego bajosu. Całkowita miąższość jury środkowej wynosi w otworze 150 m. Jest to wartość zbliżona do obserwowanych w pobliskich wierceniach Witkowo 1 (152,5 m), Orzełek 1 (145,0 m), Człuchów 1 (165,0 m), położonych po południowo-zachodniej stronie strefy rozłamowej Koszalin–Chojnice. Po północno-wschodniej stronie tej

strefy miąższości jury środkowej są znacznie mniejsze, w granicach 25–35 m (Dayczak-Calikowska, 1976).

Bajos górny występuje na głębokości 1487,0–1590,0 m. W dolnym i środkowym odcinku, o miąższości 50,0 m, tworzą go mułowce i iłowce ciemnoszare, z cienkimi wkładkami piaskowców. Z tego odcinka profilu pochodzi rdzeń, z którego opisano mułowiec ilasty, ciemnoszary, laminowany pyłowcem, z obfitym muskowitem oraz nagromadzeniami uwęglonej siewki roślinnej. Górny odcinek tworzą pakiety piaskowców od kilku- do kilkunastometrowej grubości, przedzielone 3–4-metrowymi przewarstwieniami mułowców i iłowców. Bajos górny rzadko występuje w tej części niecki pomorskiej. Poza otworem Tuchola IG 1, został on stwierdzony w wierceniach Człuchów IG 2, Człuchów 1, Witkowo 1 i Wilcze IG 1. Jedynie w wiercieniu Człuchów IG 2 jest on datowany na podstawie obecności otwornic, przede wszystkim *Ammodiscus orbis* Lalicker oraz *Lenticulina interrumpa* Blank, a także małżoraczków *Progonocythere convexa* Błaszcyk i *Progonocythere posterichumilis* Błaszcyk (Bielecka, Styk, 1976 – orzeczenie archiwalne).

Baton dolny i środkowy (głęb. ?1458,0–1487,0 m) tworzą dwa kompleksy mułowców i iłowców ciemnoszarych, o miąższości 17,0 i 12,0 m. Niższy uznano za baton dolny, wyższy za baton środkowy. Granica stratygraficzna jest niepewna, została postawiona na podstawie analogii do regionu kujawskiego. Kompleksy te koreluje się z analogicznymi utworami w wierceniach: Chojnice 5 (głęb. 1775,0–1802,0 m), Człuchów IG 2 (głęb. 1563,5–1589,5 m), Człuchów 1 (głęb. 1711,0–1755,0 m), Człuchów 2 (głęb. 1902,0–1917,0 m) i Witkowo 1 (głęb. 669,0–700,0 m). W dokumentacji wynikowej otworu Tychowo IG 1 ten odcinek profilu uznany został za baton górny. W niniejszym opracowaniu dokonano korekty stratygrafii, ponieważ we wszystkich wymienionych wyżej wierceniach, w obu kompleksach stwierdzono obecność licznych otwornic, m.in.: *Astacolus polymorpha* Kopik, *Opthalmidium carinatum terquemi* (Pazdro) oraz licznie występującego małżoraczka *Sculeridea tribelli polypora* Błaszcyk (Bielecka, Styk, 1974 – orzeczenie archiwalne; Styk, 1970, 1985 – orzeczenia archiwalne), które jednoznacznie wskazują na dolny baton lub dolny–środkowy baton. Ponadto, w wiercieniu Tuchola IG 1, w próbce z rdzenia na głębokość 1459,0 m oznaczono batońskiego małżoraczka z gatunku *Progonocythere* cf. *polonica* Błaszcyk.

Utwory **batonu górnego** wydzielono na głęb. ?1449,5–?1458,0 m. Są one dwudzielne, w dolnym odcinku występuje 3,5-metrowy kompleks piaskowców, wyżej mułowce piaszczyste. W próbce okrucowej z głębokości 1445–1452 m oznaczono mikrofaunę batonu z małżoraczkiem *Cytherella* cf. *limpida* Błaszcyk. Profil batonu górnego wykazuje znaczne podobieństwo do analogicznych utworów w wiercieniu Polskie Łąki PIG 1, położonym na SE od otworu Tuchola IG 1 (Feldman-Olszewska, 2007).

Kelowej. Najmłodsze skały jury środkowej (głęb. 1440,0–1449,5 m), to kompleks piaskowców przechodzących stopniowo ku górze w mułowce, a następnie iłowce. Jest to profil bardzo zbliżony do obserwowanego w wiercieniu Polskie Łąki PIG 1 oraz innych wierceń południowego odcinka niecki po-

morskiej i wału pomorskiego (Feldman-Olszewska, *op. cit.*). Utwory te mają dobrą dokumentację faunistyczną w niezbyt odległych otworach wiertniczych. W położonym w kierunku zachodnim wiercieniu Łędyczek 2, w środkowym odcinku serii piaskowców wapnistych, stwierdzono obecność amonitów datujących ją na dolny kelowej, natomiast w górnej części amonity wskazujące na poziomy *jason-athleta* środkowego i górnego kelowej (Dayczak-Calikowska, 1977). Również w profilu otworów Wiśniewa (położonym na południe) oraz Biały Bór 7 (w kierunku NW), znaleziono amonity dokumentujące poziom *calloviense* dolnego kelowej (*op. cit.*). Natomiast kelowej środkowy oraz niższy poziom kelowej górnego, poziomy *jason-athleta*, zostały stwierdzone na podstawie amonitów wskaźnikowych w otworach Bobolice 1 oraz Grudziądz IG1, położonych odpowiednio na zachód i na wschód od otworu Tuchola IG 1 (*op. cit.*). Podobnie w otworze Kcynia IV położonym na południe od otworu Tuchola IG 1, w rejonie Szubina, w mocno skondensowanej warstwie utworów dolomitowo-mułowcowych i wapnisto-mułowcowych stwierdzono bogaty zespół fauny amonitowej wskazującej na przedział czasowy wczesny kelowej–poziom *athleta* późnego kelowej (Dayczak-Calikowska, 1959; B.A. Matyja, Wierzbowski, 1998). Wnioskować więc należy, że piaskowce w otworze Tuchola IG 1 reprezentują ten sam przedział czasowy.

Profil kelowej w omawianym profilu kończy 3-metrowy pakiet mułowców i iłowców marglistych. Reprezentują one najniższą część formacji Łyny. Na podstawie fauny amonitowej, dokumentującej odpowiadające mu osady w otworze Kcynia IV (Dayczak-Calikowska, 1959; B.A. Matyja, Wierzbowski, 1998.), można ten pakiet datować na najwyższy poziom kelowej – *lamberti*.

Jura górna

W wiercieniu Tuchola IG 1 występuje pełny profil jury górnej, o miąższości 424,0 m. Pomimo fragmentarycznego rdzeniowania jest on dobrze datowany na podstawie amonitów uzyskanych z materiału rdzeniowego oraz mikrofauny pochodzącej zarówno z rdzenia, jak i próbek okrucowych. Datowania faunistyczne umożliwiły wydzielenie oksfordu, kimerydu i tytonu oraz ich podział na podpiętra. W przypadkach, gdy granice wyznaczono na podstawie próbek okrucowych, zostały one wskazane w przybliżeniu.

Ponadto w profilu wydzielono trzy formacje: Łyny, pałucką i kcyńską z ogniwem wapieni korbulowych oraz ogniwem z Wieńca – zaliczonym według najnowszej Tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, red., 2008) do beriasu dolnego.

Oksford (głęb. ?1321,5–1440,0 m) tworzą mułowce piaszczyste i mułowce wapniste, a miejscami również wapienie margliste. Utwory te reprezentują formację *Łyny* (Dembowska, 1979), która w omawianym profilu zasięgiem swym obejmuje ponadto najwyższy kelowej oraz najniższy kimeryd. Granicę pomiędzy kelowejem i oksfordem postawiono na głębokości 1440,0 m, w miejscu w którym zanika mikrofauna o zasięgu górny baton–kelowej, a pojawia się dolnooksfordzka. W próbkach okrucowych niższego odcinka oksfordu stwierdzono otwornice dolnego oksfordu. Natomiast z górnego od-

cinka profilu pobrano kilka próbek, z których uzyskano mikrofaunę otwornicową wskaźnikową dla wyższej części oksfordu środkowego lub niższej oksfordu górnego (zob. Smoleń, ten tom).

Najniższy odcinek **kimerydu**, (głęb. 1310,0–1321,5 m) stanowi jeszcze formacja Łyny. Rdzeń pobrany z tego odcinka budują mułowce piaszczyste i margliste, ciemnoszare, z licznymi szczątkami amonitów i małży oraz igłami gąbek. Na podstawie obecności amonitów *Ataxioceras* sp. [ex gr. *lothari* (Oppel)], *Rasenia* (*Rasenioides*) cf. *lepidula* (Oppel), *Rasenia* (*Prorasenia*) *quenstedti* Schindewolf (por. Dembowska, 1957; Brookfield, 1976; B.A. Matyja, Wierzbowski, 1998) oraz mikrofauny wskaźnikowej (zob. J. Smoleń, ten tom) było możliwe datowanie tego odcinka profilu jako dolny kimeryd. Do dolnego kimerydu należą również utwory, występujące na głębokości 1310,0–1218,0 m, dolnego odcinka formacji pałuckiej (Dembowska, 1979). Są to iłowce i mułowce margliste ze szczątkami amonitów i mikrofauną wskaźnikową dla tego podpiętra. Granicę pomiędzy dolnym i górnym kimerydem postawiono w rdzeniu, powyżej utworów zawierających otwornice dolnego kimerydu a poniżej osadów z diagnostycznym dla górnego kimerydu amonitem *Aulacostephanus pseudomutabilis pseudomutabilis* (Loriol).

Górny kimeryd (głęb. ?1116,5–1218,0 m) jest w całości wykształcony jako mułowce margliste z nielicznymi wkładkami wapieni marglistych i oolitowo-piaszczystych, wydzielone jako część formacji pałuckiej. Miąższość tego odcinka formacji wynosi 101,5 m. Pobrano z niego dwa fragmenty rdzenia, z których oznaczono amonity wskaźnikowe dla górnego kimerydu. W najniższym odcinku stwierdzono wspomniany wyżej *Aulacostephanus pseudomutabilis pseudomutabilis* (Loriol), natomiast w odcinku środkowym *Aulacostephanus* (*Aulacostephanceras*) *eudoxus eudoxus* (d'Orbigny) i *Aulacostephanus* cf. *eudoxus* (d'Orbigny) (zob. Malinowska i in., 1980).

Tyton (głęb. ?1016,0–?1116,5 m) jest wykształcony w postaci dwóch formacji: górnego odcinka formacji pałuc-

kiej oraz formacji kcyńskiej. Na podstawie obecności w rdzeniu z głębokości 1103,0–1110,5 m amonita ?*Subplanites* sp. (Dembowska, 1973) oraz mikrofauny tytonu, prawdopodobnie dolnego (zob. Smoleń, ten tom), zaliczono znaczną część tytońskiego odcinka formacji pałuckiej do tytonu dolnego i najniższej części tytonu górnego. W rdzeniu tym stwierdzono ponadto ławice małży ostrygowych *Exogyra virgula* (Defrance). Granica pomiędzy dolnym i górnym tytonem, postawiona na głębokości 1096,5 m, jest bardzo niepewna i wynika z korelacji regionalnych (Brochwicz-Lewiński, 1987). Najwyższy 9,5-metrowy odcinek formacji pałuckiej zaliczono na tej podstawie do tytonu górnego. W wierceniu Tuchola IG 1 nie ma on żadnej dokumentacji biostratygraficznej. Wyżej (głęb. 1016,0–1087,0 m) występują wapienie oolitowo-piaszczyste i wapienie mułowcowe, w których stwierdzono obecność małży, serpul i kolców jeżowców. Utwory te wydzielono jako ogniwo wapieni korbulowych formacji kcyńskiej. Zarówno w rdzeniach, jak i próbkach okrucowych na głębokości 1019–1085 m stwierdzono obecność mikrofauny wskazującej na górny tyton (środkowy wołg, według starszych wydzieleni – zob. Zeiss, 2003).

Górną granicę jury postawiono na głębokości ?1016,0 m. Jej położenie jest przybliżone, uzyskane na podstawie analizy cech litologicznych – występowania powyżej tej granicy, poza wapieniami, również gipsów. Cecha ta zadecydowała o wydzieleniu odcinka profilu z głębokości 996,0–1016,0 m jako wyższego ogniwa formacji kcyńskiej – ogniwa z Wieńca. Na Niżu Polskim występuje ono w **dolnym beriasie** (górny wołg według starego podziału) (Dembowska, 1979; Tabela stratygraficzna Polski – Wagner, red., 2008). Z całą pewnością można powiedzieć, że granica jura/kreda przebiega pomiędzy głębokością 1019 m, na której w rdzeniu stwierdzono mikrofaunę tytonu górnego, a 1005 m, gdzie w próbkach okrucowych występuje mikrofauna najwyższej jury–najniższej kredy (beriasu dolnego). Górną granicę dolnego beriasu postawiono w stropie kompleksu wapieni z gipsami.

Jolanta SMOLEŃ

BADANIA MIKROPALEONTOLOGICZNE UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Wyniki analizy mikropaleontologicznej jurajskich serii osadowych w profilu wiercenia Tuchola IG1 dotyczą utworów jury środkowej i górnej. Jak wynika z dokumentacji badanego otworu, utwory jurajskie przewiercone zostały w przeważającym procencie bezrdzeniowo. Do udokumentowania wieku wykorzystano próbki z odcinków rdzeniowanych profilu, a także próbki odcinków nierdzeniowanych (okrucowe). Zmiany i następstwo wyróżnionych zespołów mikrofauny w badanym odcinku profilu, potwierdzają obecność osadów najwyższej jury środkowej oraz jury górnej.

Obecność utworów jury środkowej udokumentowana została w trzech próbkach, które jako jedyne zostały dostarczone do celu opracowania biostratygrafii. Tylko jedna z nich, pobrana na głębokości 1459,0 m, pochodzi z rdzenia. Powyższa próbka zawiera bardzo niewiele mikrofauny. Są to pojedyncze

okazy otwornic z rodzaju *Lenticulina*, zwęglone szczątki roślinne oraz fragmenty pancerzyka małżoraczka z gatunku *Progonocythere* cf. *polonica* Błaszyk, który wskazuje na prawdopodobny batoński wiek osadów na głębokości 1459,0 m.

Próbka z głębokości 1445,0–1452,0 m pochodzi z odcinka nierdzeniowanego profilu. Jej wiek determinuje obecność fragmentów pancerzyka małżoraczka z gatunku *Cytherella* cf. *limpida* Błaszyk, charakterystycznego dla osadów batonu na Niżu Polskim (Błaszyk, 1967).

Próbka okrucowa, pobrana z wyższej części profilu na głębokości 1440,0–1445,0 m, pochodzi prawdopodobnie z utworów przejściowych między jurą środkową i górną. Ze względu na znikomą ilość mikrofauny oraz niedostateczny stan jej zachowania trudno jest dokładniej sprecyzować wiek tych utworów jak tylko górny baton–kelowej. W próbce stwierdzo-

no gatunki otwornic o dość długich zasięgach stratygraficznych, takie jak: *Trocholina conica* (Schlumberger), *Epistomina regularis* Terquem, *Epistomina nuda* Terquem, *Epistomina parastelligera* (Hofker) oraz niekompletne okazy z rodzaju *Lenticulina*. Niektóre z nich jak *Epistomina regularis* czy *Epistomina nuda* są charakterystyczne dla osadów wyższej jury środkowej (baton, kelowej) i mogą jeszcze pojedynczo występować w najniższym oksfordzie. Zespołowi otwornic towarzyszą fragmenty zwęglonej flory oraz nieliczne igły gąbek.

W profilu wiercenia Tuchola IG 1 do jury górnej zostały zaliczone serie osadowe znajdujące się na głębokości 996,0–1440,0 m. Leżą one bezpośrednio na utworach środkowojurajskich. W stropowej partii osady jury górnej przechodzą w utwory beriasu kredy dolnej.

Do osadów oksfordu w otworze wiertniczym Tuchola IG 1 należą różnego typu mułowce i wapienie mułowcowe, na głębokości 1321,5–1440,0 m. Próbkki do badań mikropaleontologicznych zawierają nieliczne, pod względem zarówno ilości gatunków, jak i osobników, zespoły otwornic, na podstawie których trudno jest dokładnie prześledzić granice pomiędzy poszczególnymi podpiętrami oksfordu.

Próbkki okruchowe pobrane z głębokości 1435,0–1440,0 m i 1430,0–1435,0 m pochodzą prawdopodobnie z osadów dolnego oksfordu. Zawierają ubogi zespół mikrofauny otwornicowej złożony z takich taksonów jak: *Trocholina conica* (Schlumberger) (fig. 22A), *Epistomina regularis* Terquem, *Epistomina nuda* Terquem, *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Vinelloidea infraoolithica* (Terquem), *Spirillina tenuissima* Gümbel. W wyżej wymienionych próbkach mikropaleontologicznych obecne są także liczne igły gąbek oraz fragmenty małżoraczków z rodzaju *Cytherella*. Zbliżone gatunkowo zespoły charakteryzują osady z pogranicza jury środkowej i górnej na Niziu Polskim. Zwiększony udział igieł gąbek wskazuje na osady niższego oksfordu dolnego. Kolejne próby pobrane z osadów mułowcowo-piaszczystych na głębokości 1413,0 m praktycznie pozbawione są otwornic. Odnotowano w nich jedynie pojedyncze okazy z gatunku *Spirillina tenuissima* Gümbel (fig. 22C) oraz liczne igły gąbek.

W pozostałych próbkach pobranych z osadów oksfordu (głęb. 1340,0–1406,0 m) obecne są bardziej liczne zespoły otwornic. Po raz pierwszy zanotowano w nich występowanie takich taksonów jak: *Orthis bulbifera* (Paalzow), *Conorboides* sp., *Epistomina* cf. *parafavosoides* (Hofker), *Epistomina* ex gr. *parastelligera* (Hofker), *Lenticulina* cf. *bellorussica* (Mittanina), *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel) (fig. 22B) i *Epistomina* ex gr. *mosquensis* Uhlig. Oprócz nich obecne są niekompletnie zachowane taksony z rodzajów *Spirillina* i *Lenticulina*. Na podstawie składu gatunkowego wyżej wymienionego zespołu można przypuszczać, że osady na głębokości 1340,0–1406,0 m pochodzą z młodszego oksfordu, prawdopodobnie z wyższej części oksfordu środkowego lub niższej oksfordu górnego. W tym bowiem czasie zanikają w osadach takie taksony wyżej wymienione, jak *Epistomina* cf. *parafavosoides* (Hofker) czy *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel) (Bielecka, 1980; Bielecka, Styk, 1966; Smoleń, 1998, 2000).

W wyższej części profilu, na głębokości od 1218,5 do 1316,0 m widoczna jest zmiana w charakterze mikrofauny

otwornicowej. Nie wszystkie taksony można dokładnie zidentyfikować, ze względu na daleko posunięty proces zniszczenia i rekrytalizacji skorup. W asocjacjach otwornic z wyżej wymienionego przedziału głębokości można zaobserwować zanik większości gatunków występujących w niższej części profilu i pojawienie się nowych, które dokumentują osady kimerydu dolnego na Niziu Polskim (Bielecka, Styk, 1966; Bielecka, 1975, 1980; Bielecka, Pożaryski, 1954). Należą do nich: *Conorboides marginata* Lloyd (fig. 22G), *Spirillina infima* (Strickland), *Spirillina elongata* Bielecka et Pożaryski, *Fron-dicularia lingulaeformis* (Schwager), *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann) (fig. 22N), *Epistomina praetariensis* Uman-skaja (fig. 22E, F), *Marginulinopsis buskensis* (Bielecka et Pożaryski) (fig. 22M), *Marginulinopsis* sp. cf. *M. robusta* (Reuss) (fig. 22K). Ponadto w kimerydzie dolnym obecne są także gatunki otwornic o szerszym zasięgu stratygraficznym, jak: *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Astacolus varians* (Bornemann), *Epistomina* ex gr. *parastelligera* (Hofker) i inne z rodzajów: *Saracenaria*, *Lenticulina*, *Spiroloculina* (*Spiroloculina* sp., fig. 22D), *Lagena* i *Astacolus*. Mikrofaunie otwornicowej towarzyszą nieliczne małżoraczki z gatunku *Cytherella suprajurassica* Oertli, natomiast w większych ilościach spotykane są elementy szkieletowe szkarłupni.

W następnych trzech próbkach, pochodzących z osadów mułowcowych, na głębokości 1178,5, 1185,0 i 1195,0 m występują zbliżone do poprzednich zespoły mikrofauny, choć odnotowano w nich nieco mniejszą ilość gatunków. Po raz pierwszy pojawia się w nich gatunek *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), który datuje osady z powyższych głębokości na kimeryd górny. Ponadto obecne są inne gatunki mające szersze zasięgi stratygraficzne, jak: *Trocholina sole-censis* Bielecka et Pożaryski, *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Spirillina infima* (Strickland), *Astacolus varians* (Bornemann) i *Lenticulina munsteri* (Romer). W osadach górnego kimerydu obecne są również igły gąbek oraz elementy szkieletowe szkarłupni.

Kolejna próbka, w której przeprowadzona została analiza mikropaleontologiczna, pobrana została dopiero na głębokości 1110,5 m. Występuje w niej nieliczny pod względem ilości gatunków i osobników zespół otwornic, z których większość nie precyzuje wieku. Jednakże na podstawie pierwszego wystąpienia taksonu *Tristix temirica* (Dain), można przypuszczać, że powyższa próbka pochodzi z utworów tytonu. Ze względu na brak innych gatunków otwornic charakterystycznych dla górnego tytonu są to prawdopodobnie utwory tytonu dolnego. Inne gatunki z tej głębokości to: *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Astacolus varians* (Bornemann), *Lenticulina munsteri* (Romer) i *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova) (fig. 22J). Z wyższej części profilu pochodzi kilka próbek, pobranych z odcinków nierzedzeniowanych. Najczęściej zawierają one nieliczne gatunki mikrofauny tytoniowej, jak również liczne „zanieczyszczenia” taksonami z młodszych osadów. Przypuszczalnie próbka z głębokości 1085,0 m pochodzi z utworów tytonu górnego. Pojawiają się w niej taksony charakterystyczne dla tego podpiętra, opisane z osadów Niziu Polskiego (Bielecka, 1975, 1980), takie jak: *Saracenaria* cf. *pravoslavleni* Furssenko et Polenova (fig. 22I) i *Paleomi-*

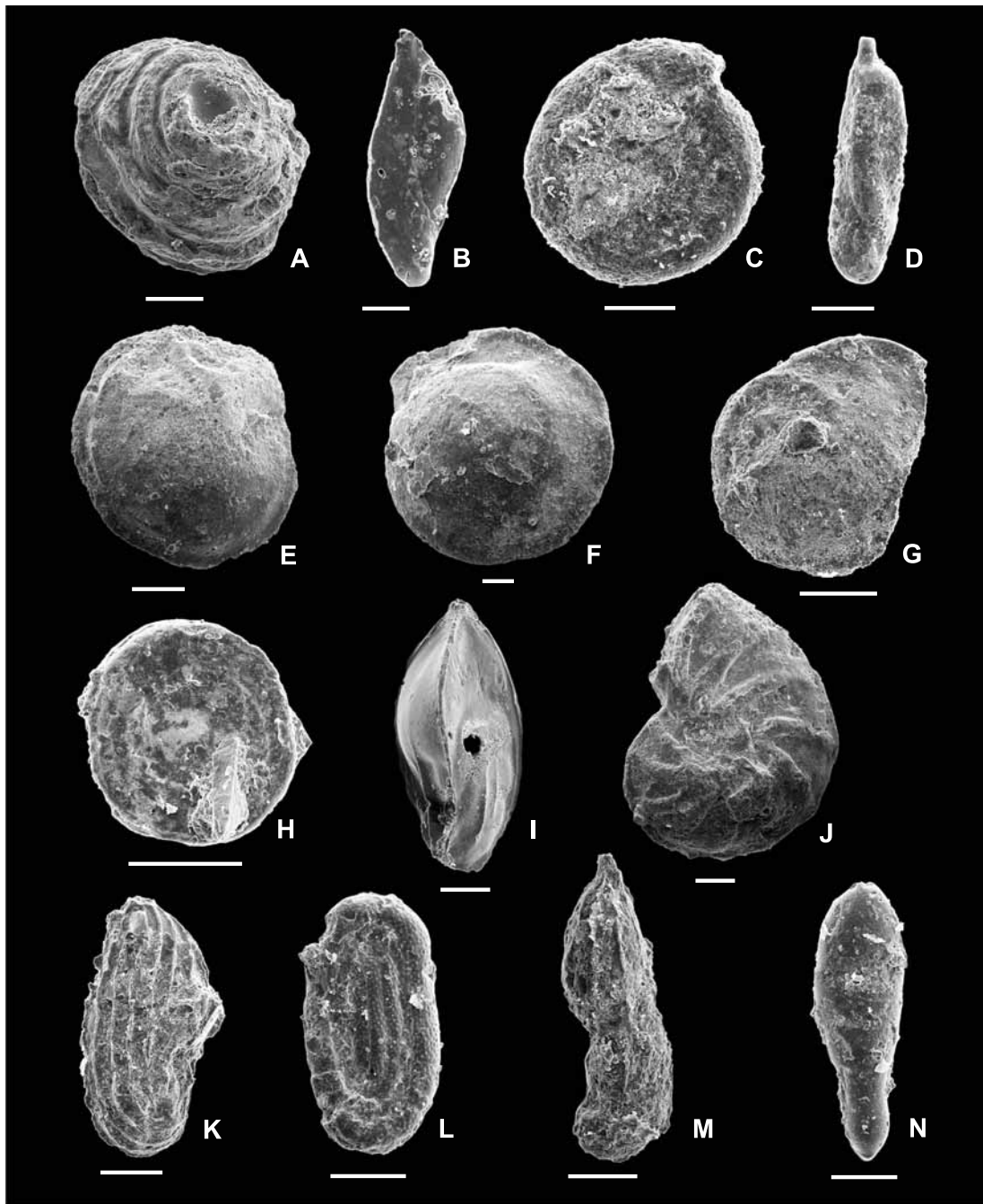


Fig. 22. Otwornice jury środkowej i górnej w profilu Tuchola IG 1

A – *Trocholina conica* (Schlumberger), głęb. 1440,0–1445,0 m, oksford dolny; B – *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel), głęb. 1406,0 m, oksford środkowy; C – *Spirillina tenuissima* Gümbel, głęb. 1413,0 m, oksford środkowy; D – *Spiroloculina* sp., głęb. 1223,0 m, kimeryd dolny; E, F – *Epistomina praetatarsiensis* Umanskaja, głęb. 1285,0 m, kimeryd dolny, E – strona brzuszna; F – strona grzbietowa; G – *Conorboides marginata* Lloyd, głęb. 1285,0 m, kimeryd dolny; H – *Spirillina infima* (Strickland), głęb. 1223,0 m, kimeryd dolny; I – *Saracenaria* cf. *pravoslavleni* Furssenko et Polenova, 1080,5 m, tyton górny; J – *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), głęb. 1110,5 m, tyton dolny; K – *Marginulinopsis* sp. cf. *M. robusta* (Reuss), głęb. 1285,0 m, kimeryd dolny; L – *Spirillina elongata* Bielecka et Pożaryski, głęb. 1223,0 m, kimeryd dolny; M – *Marginulinopsis buskensis* (Bielecka et Pożaryski), głęb. 1223,0 m, kimeryd dolny; N – *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann), głęb. 1285,0 m, kimeryd dolny. Skala liniowa – 100 μ m

Foraminifers from the Middle and Upper Jurassic in the Tuchola IG 1 section

A – *Trocholina conica* (Schlumberger), depth 1440.0–1445.0 m, Lower Oxfordian; B – *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel), depth 1406.0 m, Middle Oxfordian; C – *Spirillina tenuissima* Gümbel, depth 1413.0 m, Middle Oxfordian; D – *Spiroloculina* sp.; depth 1223.0 m, Lower Kimmeridgian; E, F – *Epistomina praetatarsiensis* Umanskaja, depth 1285.0 m; Lower Kimmeridgian, E – ventral side, F – dorsal side; G – *Conorboides marginata* Lloyd, depth 1285.0 m, Lower Kimmeridgian; H – *Spirillina infima* (Strickland), depth 1223.0 m, Lower Kimmeridgian; I – *Saracenaria* cf. *pravoslavleni* Furssenko et Polenova, depth 1080.5 m, Upper Tithonian; J – *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), depth 1110.5 m, Lower Tithonian; K – *Marginulinopsis* sp. cf. *M. robusta* (Reuss), depth 1285.0 m, Lower Kimmeridgian; L – *Spirillina elongata* Bielecka et Pożaryski, depth 1223.0 m, Lower Kimmeridgian; M – *Marginulinopsis buskensis* (Bielecka et Pożaryski), depth 1223.0 m, Lower Kimmeridgian; N – *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann), depth 1285.0 m, Lower Kimmeridgian. Line scale – 100 μ m

liolina cf. *egmontensis* (Lloyd). Inne gatunki obecne w próbce z głębokości 1085,0 m należą do rodzajów: *Lenticulina*, *Lageana* i *Marginulinopsis*. Z tytonu górnego pochodzi próbka z głębokości 1040,0 m, na co wskazuje obecność otwornicy *Ammobaculites haplophragmoides* (Furssenko et Polenova) oraz małżoraczka z gatunku *Galliaecytheridea* cf. *elegans* (Sharapova), taksonów charakterystycznych dla osadów tytonu górnego na Niżu Polskim (Bielecka, 1980; Bielecka i in., 1980). Najwyższe osady tytonu górnego udokumentowano w próbce z głębokości 1019,0 m. Wskazuje na to współwystępowanie małżoraczka z gatunku *Protocytheron* cf. *brodiei* (Jones), pojawiającego się w tytonie górnym, z takimi takso-

nami otwornic, jak: *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttulina liassica* (Strickland) i *Eoguttulina polygona* (Terquem), charakterystycznymi dla całego tytonu górnego (*op. cit.*). Ostatnia próba pobrana z utworów jurajskich na głębokości 1005,0 m zawiera znikome ilości mikrofauny, najczęściej w złym stanie zachowania. Obecne w niej fragmenty pancerzyków małżoraczek z gatunków *Protocytheron* cf. *brodiei* (Jones) oraz *Kileana alata* Martin wskazują na osady najwyższej jury–najniższej kredy (berias dolny). Gatunek *Kileana alata* Martin jest charakterystyczny dla osadów facji purbeckiej najwyższej jury na Niżu Polskim (Dziedzic i inni, 2004).

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW KREDY

Osady kredy w otworze Tuchola IG 1 mają miąższość 819,5 m, w tym kreda górna – 618,5 m i kreda dolna – 201,0 m. Kreda górna jest reprezentowana przez wszystkie piętra począwszy od cenomanu po mastrycht. Profil kredy dolnej również jest pełny i reprezentowany przez wszystkie formacje litostratygraficzne począwszy od formacji kcyńskiej (część górna, berias dolny), poprzez formację rogoźniańską (berias górny–walańżyn dolny), formację bodzanowską (walańżyn dolny), formację włocławską (walańżyn dolny–hoteryw) po formację mogileńską (barrem–alb środkowy) i alb górny. Niewielka luka najprawdopodobniej występuje na granicy dolnego i górnego beriasu i obejmuje serie morsko-brakiczną odpowiadającą ogniowom skotnickiemu i kajetanowskiemu centralnej strefy basenu, oraz niższą część utworów korelowanych z warstwami z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* (niższa część ogniwa zakrzewskiego centralnej strefy basenu).

Skały kredy przewiercono z kontrolnym poborem rdzenia. Rdzeniowano interwały o łącznej miąższości 58,3 m, co stanowi 7,1% miąższości całej kredy. Uzyskano 43,9 m rdzenia, czyli 75,3% miąższości odcinków rdzeniowanych.

Granice stratygraficzne oraz litologię określono na podstawie badań rdzeni wiertniczych, analizy próbek okruczych oraz interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z najbliższymi, częściowo rdzeniowanymi otworami Człuchów 1 i 2, oraz Chojnice 1. Interwał, któremu przypisuje się wiek kampan–mastrycht, został skorelowany z pełno-rdzeniowanym otworem Chojnice Geo2, o głębokości końcowej 500,2 m. Miąższości kredy i interwałów chronostratygraficznych i litostratygraficznych wydzielonych w otworach Tuchola IG 1, Człuchów 1, Człuchów 2, Chojnice 1 i Chojnice 2 przedstawia tabela 5. Lokalizacja tych otworów, na tle mapy strukturalnej spągu kredy górnej i miąższości kredy dolnej w rejonie antykliny Chojnic, pokazana jest na figurach 23 i 24. Należy podkreślić, że przyjęte granice chronostratygraficzne w obrębie kredy są orientacyjne i stawiane na granicach wydzieleni litofacjalnych. Podział kredy dolnej jest zgodny ze schematem zaproponowanym przez Raczyńską (1979)

oraz Marka i Raczyńską (1979). Makrofaunę w utworach górnej kredy oznaczył A. Błaszkievicz, badania otwornicowe przeprowadziła E. Gawor-Biedowa.

Kreda dolna

Profil kredy dolnej rozpoczynają 20-metrowej miąższości utwory górnej części formacji kcyńskiej (?berias dolny) rozwinięte w płytkowodnej facji ewaporatowo-wapiennej – wapienie i gipsy deponowane w środowisku brakicznym płytkowodnym.

Wyżej leżąca formacja rogoźniańska (?berias górny–niższy walańżyn dolny; cykl K1-I, część transgresywna – Leszczyńska, 1997a), o miąższości 14,0 m, jest reprezentowana w dolnej części przez piaskowce wapniste z nagromadzeniami fauny z rodzaju *Cyrena*, przechodzące w mułowce, a w części górnej przez ciemnoszare prawie czarne iłowce. Występują tu syderyty, skupienia ooidów żelazistych i okruczy limonitu. Są to płytkomorskie osady, leżące przypuszczalnie z niewielką luką na utworach formacji kcyńskiej. Z rozpoznania regionalnego (Raczyńska, 1976) wynika, że brak na tym obszarze najprawdopodobniej serii morsko-brakicznej (ogniwa skotnickie i kajetanowskie centralnej strefy basenu) oraz niższej części utworów korelowanych z warstwami z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* (niższa część ogniwa zakrzewskiego centralnej strefy basenu).

Ponad iłowcami leży 41-metrowej miąższości seria piaskowców, na ogół drobnodziarnistych, z detrytem zwęglonego drewna, w wyższej partii przewarstwionych 4-metrowej miąższości mułowcami piaszczystymi. Jest to bardzo charakterystyczna seria formacji bodzanowskiej (określana jako wyższa część walańżynu dolnego; cykl K1-I, część regresywna), łatwa do wydzielenia na krzywych pomiarów geofizycznych.

Ogniwo wierchosławickie formacji włocławskiej (?walańżyn górny; cykl K1-II), o miąższości 12,0 m, jest dwudzielne litologicznie; część dolna zbudowana jest z mułowców piaszczystych odzwierciedlających kolejną ingresję morską

Tabela 5

**Porównanie miąższości utworów kredy w otworach wiertniczych
Tuchola IG 1, Człuchów 1, Człuchów 2, Chojnice 1 i Chojnice 2**

Thickness of Cretaceous deposits in the Tuchola IG 1,
Człuchów 1, Człuchów 2, Chojnice 1 and Chojnice 2 boreholes

Stratygrafia	Tuchola IG 1	Człuchów 1	Człuchów 2	Chojnice 1	Chojnice 2
?Mastrycht górny	56,5	164,5	149,0	121	43,0?
?Mastrycht dolny	60,0				
?Kampan	137,0	171,5	163,0	–	–
?Santon	57,0	80,0	67,0	–	–
?Koniak środkowy–górny	85,0	31,0	20,0	–	–
?Koniak dolny		287,0	181,0	–	–
?Turon	183,0			159,5	–
?Cenoman	40,0	48,0	41,0	42,5	17,0
Kreda górna	618,5	782,0	720,0	323,0	60,0
?Alb górny	3,5	2,0	4,0	2,0	2,0
Ogniwo kruszwickie (?alb ₂)	48,0	58,5	55,0	32,0	30,5
Ogniwo goplańskie (?apt)	8,0	10,5	18,0	12,5	11,5
Ogniwo pagórczańskie (?barrem)	21,5	5,0	7,0	20,5	22,5
Ogniwo żychlińskie (?hoteryw ₂)	25,5	12,0	19,5	28,5	21,5
Ogniwo gniewkowskie (?hoteryw ₁)	7,5	13,0	15,5	8,5	5,0
Ogniwo wierzchosławickie (?walażyn ₂)	12,0	6,0	14,0	7,5	6,0
Formacja bodzanowska (?walażyn _{1b})	41,0	47,0	83,5	57,0	37,5
Formacja rogoźniańska (?walażyn _{1a} –berias ₂)	14,0	37,5	127,5	27,0	7,0
Formacja kcyńska <i>pars</i> (?berias dolny)	20,0	43,5	83,0	24,5	?
Kreda dolna	201,0	235,0	427,0	220,0	>143,5

i powiększenie zasięgu basenu morskiego, część górna natomiast reprezentowana jest przez piaskowce.

Ogniwo gniewkowskie formacji włocławskiej (?hoteryw dolny; cykl K1-III) reprezentują iłowce, o miąższości 7,5 m.

Powyżej występują osady ogniwa żychlińskiego formacji włocławskiej (?hoteryw górny; cykl K1-IV, część transgresywna), które są dwudzielne litologicznie. Dolną część budują piaskowce, natomiast część górną – utwory ilasto-mułowcowe z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców.

Formacja mogileńska (?barrem–alb środkowy) ma miąższość 77,5 m i składa się z trzech ogniw: pagórczańskiego (?barrem; cykl K1-IV, część regresywna), goplańskiego (?apt; cykl K2) i najwyższego kruszwickiego (?alb dolny–środkowy; cykl K2 cd.).

Ogniwo pagórczańskie (21,5 m) reprezentowane jest przez piaskowce.

Ogniwo goplańskie (8,0 m) budują mułowce, w dolnej części silnie piaszczyste.

Ogniwo kruszwickie (48,0 m) reprezentowane jest przez piaskowce z dwoma pakietami iłowców.

Kredę dolną kończy cienka warstwa piaskowców glaukonitowych z fosforytami, ku stropowi coraz bardziej marglistych, zaliczonych do albu górnego (warstwa fosforytonośna, cykl K3-I – Leszczyński, 1997b, 2010). Przyjęto zasadę, że

utwory te zalicza się w tym regionie do albu górnego na obszarach, gdzie podścielone są one piaszczystymi osadami ogniwa kruszwickiego i występują poniżej węglanowej serii udokumentowanego w niecce pomorskiej cenomanu (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976). Utwory albu górnego rozpoczynają późnokredowy megacykl sedimentacyjno-diastryficzny w basenie polskim i w rejonie Pomorza Wschodniego leżą przekraczając na wszystkich starszych ogniwach kredowych.

Otwór Tuchola IG 1 położony jest na obszarze znajdującym się pomiędzy osiową strefą bruzdy śródpolskiej i basenu wczesnej kredy a strefą tektoniczną Koszalin–Chojnice, gdzie w jurze rozwijał się wyraźny rów synsedymenacyjny (Dadlez, red., 1976). W późnej kredzie i w neogenie obszar ten uległ inwersji tektonicznej i tworzy obecnie wąską strefę ograniczoną po obu stronach wyraźnymi uskokami lub strefami o znacznym gradiencie miąższości (Dadlez, 2001). Miąższości kredy dolnej są tu relatywnie duże w porównaniu do innych rejonów niecki pomorskiej. W otworze Człuchów 2, zlokalizowanym 16 km na NW od wiercenia Tuchola IG 1 (fig. 23), stwierdzono największą miąższość kredy dolnej niecki pomorskiej sięgającą 427,0 m (tab. 5). Znajdowało się tu wyraźne depocentrum i obszar maksymalnej subsydencji we wczesnej kredzie tego obszaru, szczególnie silnie zaznaczony w najwcześniejszej kredzie (berias–wczesny walażyn). Oś maksymalnej subsydencji kon-



Granica między turonem a koniakiem stawiana jest umownie na kontakcie między turońskim kompleksem silikoklastycznym a zaliczoną do koniaków serią utworów węglanowo-krzemionkowych – opok mulastych ciemnoszarych o niskiej zawartości węgla wapnia. W całej niecce pomorskiej

Stratygrafia		Cykliczność sedimentacji (Leszczyński, 1997b, 2010)	Środowiska sedimentacji	Ważne zdarzenia geologiczne	
Mastricht	górny	K4-V i K4-IV		trzecia główna faza inwersji	maksimum eustatycznego wzniosu poziomu morza w mastrychcie (Hancock, 1989)
	dolny			przypuszczalna intensyfikacja procesów inwersji strefy Koszalin-Chojnice w późnej kredzie	
Kampan		K4-III		druga główna faza inwersji (Krzywiec, 2006b)	maksimum eustatycznego wzniosu poziomu morza w kampanie (Hancock, 1989)
Santon		K4-II			
Koniak	górny	K4-I		pierwsza główna faza inwersji (Krzywiec, 2006b)	początki inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej
	środkowy				
	dolny				
Turon	górny	K3-IV			zdarzenie anoksyczne (OAE) cenoman/turon (Jenkyns, 1980)
	środkowy i dolny				
Cenoman		K3-II i K3-III			minimum dostawy materiału terygenicznego do basenu
Alb	górny	K3-I			początek późnokredowego megacyklu sedimentacyjno-diastrficznego

Systemy depozycyjne
Depositional systems

	płytki szelf silikoklastyczny <i>shallow siliciclastic shelf</i>		szelf węglanowo-krzemionkowy <i>carbonate-siliciclastic shelf</i>
	głębszy szelf silikoklastyczny <i>deeper siliciclastic shelf</i>		głębszy szelf węglanowy (węglanowo-marglisty) <i>deeper carbonate (carbonate-marly) shelf</i>
	głębszy szelf silikoklastyczno-węglanowy <i>deeper siliciclastic-carbonate shelf</i>		

Fig. 25. Następowo środowisk sedimentacyjnych oraz sekwencja zdarzeń geologicznych w późnej kredzie – profil Tuchola IG 1

The succession of sedimentary environments and the sequence of Late Cretaceous geological events – Tuchola IG 1 section

koniak nie ma dokumentacji makrofaunistycznej, w związku z tym jego obecność interpretowana jest na podstawie regionalnego rozpoznania litofacjalnego oraz analizy miąższości w korelacji z utworami o analogicznej pozycji w niecce płockiej i szczecińskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, *op. cit.*). Miąższość utworów interpretowanych jako koniak (wyższa część cyklu K4-I – głęb. 592,0–507,0 m) wynosi 85,0 m.

Interwał odpowiadający prawdopodobnie santonowi (cykl K4-II) ma miąższość 57,0 m. Następuje tu powrót do sedimentacji silikoklastycznej. Dominującym typem litologicznym są mułowce piaszczyste, w górnej części prawdopodobnie przewarstwione serią mułowców, przypuszczalnie z niewielką zawartością węglanu wapnia.

Kampan (cykl K4-III) wydzielony został jako charakterystyczny odcinek na wykresach profilowań geofizycznych, ponownie reprezentowany przez utwory węglanowo-krzemionkowe. Są to opoki margliste, mulaste i zwięzłe, o niskiej zawartości węglanu wapnia w granicach 25–29%, w opokach marglistych być może nieco więcej. W rdzeniu stwierdzono występowanie czertów, szczątki gąbek, łuski ryb i otwornice. W kilku otworach niecki pomorskiej kampan był datowany makrofaunistycznie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976). Kampan w otworze Tuchola IG 1 ma miąższość 137,0 m.

Mastricht (cykle K4-IV i ?K4-V), o miąższości 116,5 m, jest umownie podzielony na mastrycht dolny i górny. Część dolna (60,0 m) jest reprezentowana przez piaskowce wapni-

ste, prawdopodobnie będące odzwierciedleniem aktywności tektonicznej antykliny Chojnic, wznoszenia się jej osiowej strefy i erozji starszych osadów. Podobne piaskowce występują w otworze Chojnice Geo 2. Wyżej leżą zielonawoszare mułowce wapniste z glaukonitem i muskowitem. Najwyższą serią dolnego mastrychtu są opoki z wkładkami margli.

Mastrycht górny (56,5 m) jest węglanowy i reprezentowany przez wapienie margliste i margle z pojedynczymi wkładkami wapieni marglistych głębszego szelfu węglanowego.

Górna granica kredy (mastrychtu) jest erozyjna, a na mastrychcie leżą utwory oligocenu.

Uwagi o paleogeografii i tektonice

Otwór Tuchola IG 1 został zlokalizowany w bezpośredniej bliskości długiej strefy niesolnej antykliny Chojnic, o ciągłości NW–SE, na SW od niej. Strefa ta jest zakorzeniona w głębokim podłożu podpermskim i w mezozoiku oddzielała bruzdę śródpolską (rozciągającą się ku SW) od wyniesionego stabilnego obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego (na NE). We wczesnej jurze i najwcześniejszej kredzie istniał tu subsydujący rów synsedymencyjny ze znacznie zwiększonymi miąższościami osadów (Dadlez, 1983). W późnej kredzie strefa ta uległa inwersji, a profil górnej kredy antykliny wykazuje znaczne redukcje i luki stratygraficzne.

W otworze Tuchola IG 1 interwał od albu górnego po górny mastrycht jest, jak na profil górnej kredy basenu polskiego, znacznie urozmaicony litofacjalnie. Przeplatają się tu systemy depozycyjne głębszego szelfu węglanowego (węglanowo-marglistego) (cenoman, wyższy górny mastrycht), silikoklastyczny (alb górny, turon, santon, dolny mastrycht), silikoklastyczno-węglanowy (turon ?dolny–środkowy; K3-IV) i węglanowo-krzemionkowy (koniak, kampan i niższy górny mastrycht) (fig. 25). Sedymentacja w późnej kredzie tego obszaru kontrolowana była tektoniką pobliskiej aktywnej strefy antykliny

Chojnic i inwersją osiowej strefy bruzdy śródpolskiej, eustatycznymi zmianami poziomu morza (por. Hancock, 1989) oraz intensywnością dostawy materiału klastycznego z północy z pobliskiej tarczy bałtyckiej. Wzajemne oddziaływanie tych czynników wpłynęło na znaczne zróżnicowanie facjalne w obrębie sukcesji górnokredowej. Miąższości poszczególnych interwałów, odpowiadających w przybliżeniu poszczególnym jednostkom chronostratygraficznym kredy górnej w otworze Tuchola IG 1, są zbliżone do miąższości interpretowanych w otworach Człuchów 1 i 2 (tab. 5), gdzie występują wszystkie piętra kredy górnej, której całkowite miąższości zawierają się w przedziale 618,5–782,0 m. Podobnie pełne profile i jeszcze większe miąższości notowane są w otworze Człuchów IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976) zlokalizowanym w tej samej strefie paleotektonicznej co otwór Tuchola IG 1, około 30 km na NW od niego. W kierunku południowo-wschodnim, także w tej samej strefie co otwory Tuchola IG 1, Człuchów 1 i 2 oraz Człuchów IG 1, zlokalizowany został otwór Sucha 1 (fig. 24). Tam również notuje się pełny profil kredy górnej, o miąższości 927,0 m.

Natomiast w otworze Chojnice 2 (tab. 5), znajdującym się około 4 km na NE od wiercenia Tuchola IG 1, ale już na antyklinie Chojnic, miąższość kredy górnej jest bardzo zredukowana (zaledwie 60,0 m) i występuje tu luka stratygraficzna obejmująca turon, koniak, santon, kampan oraz prawdopodobnie wyższy cenoman i być może niższy mastrycht (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Leszczyński, 2002). Podobne luki i redukcje obserwuje się na całej długości antykliny Chojnic w otworach Chojnice 1 i 4 oraz Człuchów IG 1 (fig. 24). Analiza regionalna wskazuje, że aktywność tektoniczna strefy antyklinalnej rozpoczęła się w ?późnym turonie i trwała do wczesnego mastrychtu, a główne pulsy inwersji tektonicznej tej strefy przypadały prawdopodobnie na ?późny turon–wczesny santon i późny kampan–wczesny mastrycht (Jaskowiak-Schoeneichowa, *op. cit.*; Leszczyński, *op. cit.*).

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

W roku 1976 autorka dokonała wstępnego podziału stratygraficznego osadów górnej kredy w profilu Tuchola IG 1 na podstawie otwornic. Ponowna analiza zespołów otwornicowych z 31 opróbek w tym profilu pozwoliła, przy obecnym stanie wiedzy, nie tylko na identyfikację niemal całego zespołu otwornicowego, ale również innych mikroszczatków (fig. 26).

Wyróżnione poniżej zespoły otwornic charakteryzują piętra cenoman, turon i mastrycht.

Cenoman

Najstarsze osady cenomanu występują na głębokości 806,0 m. Z gatunków przewodnich dla tego piętra stwierdzono obecność *Arenobulimina advena* (Cushman) i *Dorothyia gradata* (Berthelin). Ostatni z wymienionych gatunków znany jest w niektó-

rych regionach również z najwyższego albu i z pogranicza cenomanu i turonu (Gawor-Biedowa, 1982; Gawor-Biedowa i in., 1984). Inne znalezione gatunki, takie jak *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova), *Lingulogavelinella albiensis* Malapris-Bizouard, *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova), *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Whiteinella trochoidea* (Gandolfi), *Lenticulina rotulata* (Lamarck) oraz *L. gaultina* (Berthelin), mają szersze zasięgi stratygraficzne.

W osadach z głębokości 802,2 m nie stwierdzono obecności otwornic planktonicznych. Występują tu: *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Textularia foeda* Reuss, *Gavelinella baltica* Brotzen, *Tappanina eouvigeriniformis* (Keller) i *Pyrulina cylindroides* (Roemer). Jest to typowa biocenoza cenomanu, w której długowiecznym i kosmopolitycznym gatunkiem jest tylko *Pyrulina cylindroides*. Gatunkiem wykluczającym alb jest *Tappani-*

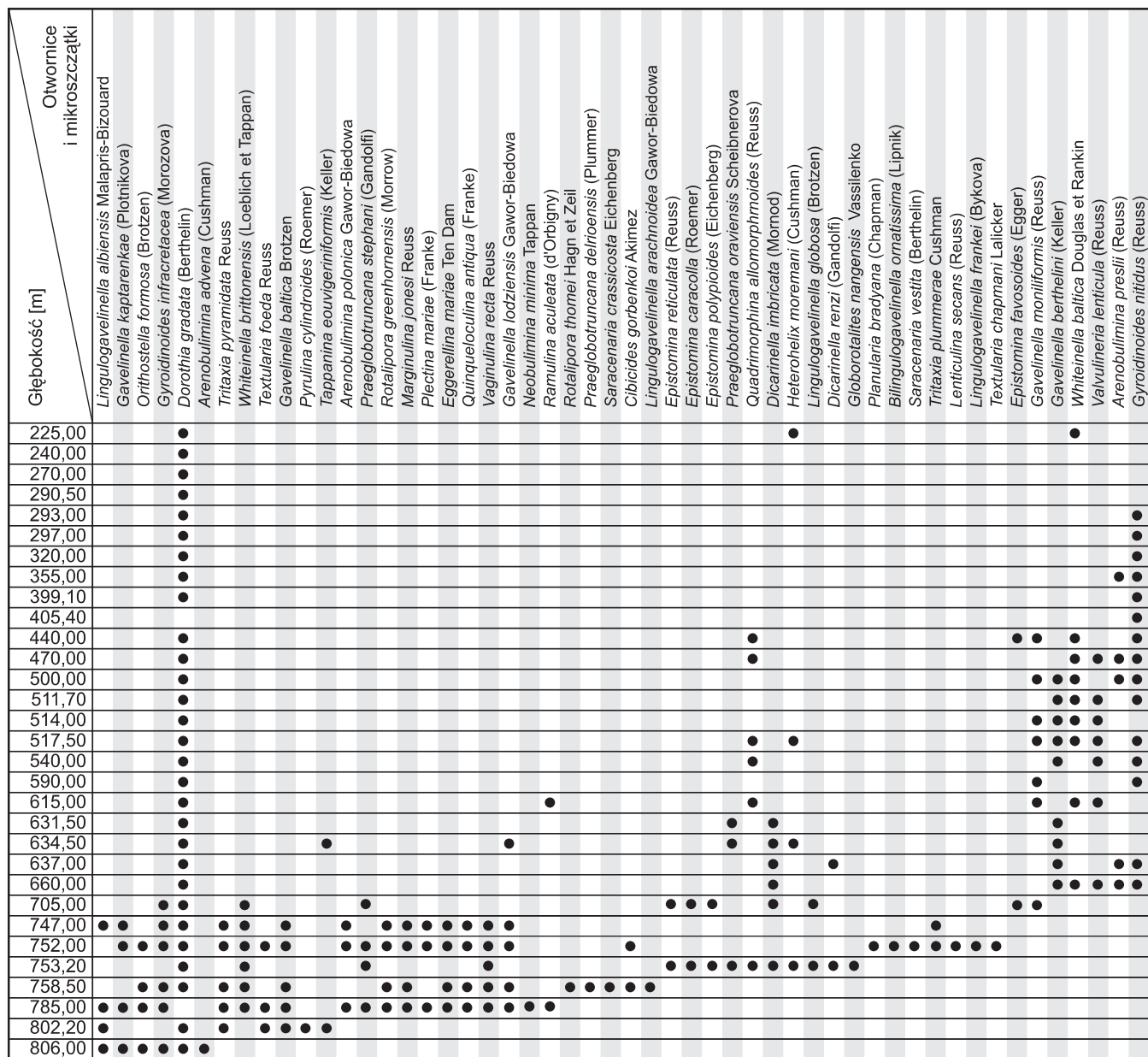


Fig. 26. Rozprzestrzenienie otwornic kredowych

Distribution of Cretaceous foraminifers

and other microfauna, Tuchola IG 1 section

na *eouvigeriniformis*, natomiast *Gavelinella baltica* wchodzi również w skład zespołów otwornicowych dolnego turonu.

Najbogatszy pod względem ilości osobników, jak i gatunków zespół występuje w osadach z głębokości 785,0 m. Zawiera on charakterystyczny dla cenomanu gatunek *Rotalipora greenhornensis* (Morrow) oraz dwa inne planktoniczne gatunki *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) i *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan). Pierwszy raz zanotowano na badanym obszarze obecność *Arenobulimina polonica* Gawor-Biedowa i *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa (Gawor-Biedowa, 1969, 1972; Revets, 2001). Inne gatunki (fig. 26), takie jak: *Marginulina jonesi* Reuss, *Plectina mariae* (Frank), *Eggerelina mariae* Ten Dam, *Vaginulina recta* Reuss, czy *Neobulimina minima* Tappan, są stałymi składnikami biocenozy cenomańskich.

Występująca w osadach z głębokości 758,5 m *Rotalipora thomei* Hagn et Zeil jest gatunkiem charakterystycznym dla środkowego i górnego cenomanu, kiedy to osiąga optimum swojego rozwoju. Stwierdzono tu również obecność *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa, opisaną po raz pierwszy z obszaru Niżu Polskiego. Gatunek ten występuje również w USA, w osadach Greenhorn Formation (stan Colorado), nie został on jednak tam wyodrębniony z gatunku *Lingulogavelinella asterigerinoides* (Plummer) (por. Eicher, Worstell, 1970 – tab. 7, fig. 4a, b, c, non tab. 7, fig. 2 a, b, c), a także w osadach górnego albu w Alpach Bawarskich (Weidich, 1990). Tak szerokie rozprzestrzenienie tego gatunku, jak i niektórych innych gatunków otwornic bentonicznych, zaprzecza poglądom niektórych badaczy, że otwornice bentoniczne nie mogą być dobrym narzędziem stratygraficznym wykorzystywanym w ponadregionalnych korelacjach. Na głębokości 758,5 m występują również *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Cibicidoides gorbenkoi* Akimez oraz *Saracenaria crassica* Eichenberg. Zasięg dwóch pierwszych z wymienionych gatunków nie przeczy cenomańskiemu wiekowi omawianych osadów, zasięg *S. crassica* jest słabo poznany z powodu sporadyczności jego występowania.

Znalezione na głębokości 753,2 m otwornice reprezentują wymieszane ze sobą zespoły cenomańskie zbliżone do opisanych z głębokości 758,5 m oraz dolnoturońskie. Te ostatnie reprezentowane są przez *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. renzi* (Gandolfi) i *Globorotalites hangensis* Vassilenko. Interesującym znaleziskiem jest stwierdzenie obecności licznych przedstawicieli rodzaju *Epistomina* Terquem. Dotychczas rodzaj ten był znany jedynie z profilu Maszkowo 2 (niecka szczecińska), a osady dolnego turonu, w których stwierdzono bogactwo tych form współwystępujących z bogatym zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników zespołem otwornic pelagicznych, nazwano warstwami maszkowskimi (Gawor-Biedowa, 1972, 1982).

W osadach z głębokości 752,5 oraz 747,0 m znaleziono bogaty i zróżnicowany zespół otwornic, których zasięgi stratygraficzne ograniczają się wyłącznie do cenomanu oraz bogato reprezentowany gatunek *Bilingulogavelinella ornatissima* (Lipnik), znany z cenomanu i dolnego turonu.

Turon

Dolny turon

Osady dolnego turonu, w których zanotowano wyłącznie otwornice turonu, bez domieszki elementów starszych – cenomańskich, stwierdzono w przedziale głębokości 631,5–705,0 m. W zespole dominują przedstawiciele rodzaju *Epistomina*, jednak w porównaniu z zespołem warstw maszkowskich, jest on znacznie mniej zróżnicowany pod względem gatunkowym. Zanotowano tu *Epistomina caracolla* (Roemer), *E. favosoides* (Egger), *E. polypiodes* (Eichenberg) i *E. reticulata* (Reuss).

Na dolny turon, na głębokości 705,0 m, wskazują *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) i *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan). Obecna jest tu również *Gavelinella moniliformis* (Reuss), znana wprawdzie z całego turonu, ale charakterystyczna przede wszystkim dla poziomu *Gavelinella moniliformis* turonu górnego.

Na głębokości 660,0 m znaleziono gatunek charakterystyczny dla całego turonu, *Gavelinella berthelini* (Keller), oraz gatunki na ogół pojawiające się dopiero w najwyższej części dolnego turonu, takie jak *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Valvulinaria lenticula* (Reuss), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss). Stwierdzona również w tym zespole *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, znana jest od początku turonu.

Na głębokości 634,5 oraz 631,5 m odnotowano obecność *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerová, *Dicarinella imbricata* (Mornod) i *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Ostatni z wymienionych gatunków jest gatunkiem nominalnym dla poziomu o tej samej nazwie (Gawor-Biedowa, 1984). W badanym profilu, w analizowanym przedziale głębokości 631,5–705,0 m, zidentyfikowano tylko podpoziom *Praeglobotruncana cracoviensis* poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Poziom ten korelowany jest z poziomem *Inoceramus labiatus* i *Inoceramus lamarcki* oraz dolną częścią poziomu *Inoceramus costellatus*.

Górny turon

Bogaty zespół otwornic planktonicznych i radiolarij pojawia się na głębokości 615,0 m. Otwornice planktoniczne reprezentowane są tu przez przedstawicieli rodzaju *Marginotruncana* Hofker, m.in. *M. coronata* (Bolli), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *M. bulloides* (Vögler) czy *M. marginata* (Reuss), a także *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny) i *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin. Gatunkiem definiującym poziom górnego turonu *Gavelinella moniliformis* jest gatunek *G. moniliformis* (Reuss). Poziom ten korelowany jest z wyższą częścią poziomu *Inoceramus costellatus* i *Inoceramus schloenbachii*. Oprócz wymienionych wyżej gatunków stwierdzono również obecność pojawiającego się dopiero w górnym turonie *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny). Osady górnego turonu zidentyfikowano aż do głębokości 440,0 m; warto tu zwrócić uwagę na obecność *Epistomina favosoides* (Egger), *Gaudryina laeviga-*

ta Franke, *Heterohelix striata* (Ehrenberg) czy *Pseudogavelinella* cf. *clementiana* (d'Orbigny).

W interwale 290,5–405,4 m nieliczne otwornice reprezentowane są przez gatunki długowieczne (fig. 26), m.in. *Lenticulina rotulata* (Lamarck) czy *Gyroidinoides nitidus* (Reuss).

Mastrycht

Górny mastrycht

W interwale 225,0–270,0 m, zaliczonym do górnego mastrychtu, do podpoziomu *Bolivinoides giganteus* będącego częścią poziomą *Anomalinoides pinguis*, występują m.in. *Cibicidoides involutus* (Reuss), *C. bembix* (Marsson), *Gyroidi-*

noides turgidus (Hagenow), *G. girardanus* (Reuss), *Heterohelix glabrans* (Cushman), *Globorotalites multiseptus* (Brotzen), *Arenobulimina sphaerica* Marie, *Bolivina incrassata* Reuss, znane zarówno z górnego mastrychtu, jak i kampanu. Gatunki, których zasięg ograniczony jest wyłącznie do mastrychtu to *Bolivinoides peterssoni* Brotzen i *Praebulimina pusilla* (Brotzen), do górnego mastrychtu *Gavelinella acuta* (Plummer) i *G. donica* (Brotzen), a do najwyższej części górnego mastrychtu *Paralabamina toulmini* (Brotzen). Na głębokości 270,0 m, wśród otwornic górnego mastrychtu stwierdzono obecność *Florilus winnianus* Howe (oznaczenie E. Odrzywolska-Bieńkowska z 1976 roku), formy charakterystycznej dla górnego eocenu.