

Joanna DADLEZ, Ryszard DADLEZ

Transgresja późnowońska w profilu Unisławia

Urozmaicony profil najwyższego żywetu i niższego franu w otworze Unisław IG 1 (rdzeniowany w pełni na odcinku 224 m) został zinterpretowany jako ciągła sekwencja facji, od równi aluwialnej, przez proksymalny i dystalny pas laguny, aż do strefy budowy węglanowych, zapewne z rafami gniazdowymi, oddzielających lagunę od otwartego morza. Dolna część analizowanego odcinka ujawnia silną zmienność warunków sedimentacji, wyższa zaś – ich względną stabilizację. Profil wskazuje na bliskość obszaru lądowego (tzw. półwyspu mazurskiego) w pierwszej fazie transgresji.

WSTĘP

Okolice Unisławia, leżące między Toruniem a Chełmnem, stały się przedmiotem zainteresowania kilka lat temu z powodu perspektyw poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Sprawili to objawy gazu, uzyskane z czerwonego spągowca, i ropy – z dewonu (A. Witkowski, 1984). Uboczną korzyścią było pełne rdzeniowanie znacznych odcinków dewonu w tamtejszych otworach wiertniczych, przy czym stosowanie koronki diamentowej spowodowało znakomity uzysk i stan zachowania próbek. Jeden z takich odcinków, dokumentujący transgresję późnego dewonu, jest przedmiotem opracowania.

Obszar Unisławia reprezentuje wystąpienie dewonu pomorskiego skrajnie południowo-wschodnie z dotychczas poznanych (fig. 1). Od skrajnie północno-zachodnich wystąpień dewonu lubelsko-warszawskiego (A.M. Żelichowski, 1979) dzieli go 250 km. Luka informacyjna między obu obszarami będzie nieprędko wypełniona, ponieważ osady dewońskie pogrążone są tu na znaczne głębokości, nieosiągalne dla obecnej techniki wiertniczej.

W otworze Unisław IG 1 (fig. 2), poniżej podpermskiej powierzchni erozyjnej, przewiercono kompleks z Człuchowa (miąższości 386 m), kompleks z Koczały (grubości 337 m), wreszcie nawiercono fragment kompleksu z Chojnic¹. Kompleks z Koczały, zdaniem L. Miłaczewskiego (1986), należy tu do niższego (dolnego +

¹ Nazewnictwo litostratygraficzne według schematu R. Dadleza (1978).

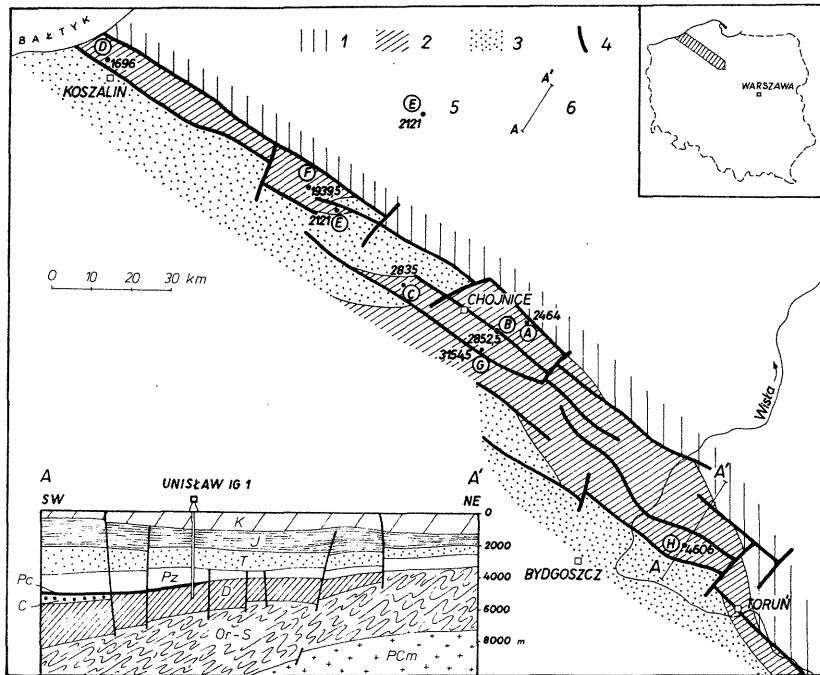


Fig. 1. Występowanie dewonu w strefie Koszalina – Chojnice
Devonian occurrence in the Kozalín–Chojnice Zone

1 – sfałdowane skały ordowiku i syluru na powierzchni podpermskiej; 2 – skały dewońskie na powierzchni podpermskiej; 3 – skały dewońskie pod pokrywą karbonu i młodszą; 4 – uskoki; 5 – wybrane otwory wiertnicze z profilami dewonu i głębokością do stropu dewonu; A – Chojnice 5, B – Chojnice 3, C – Człuchów IG 1, D – Jamno IG 1, E – Koczała 1, F – Miastko 1, G – Tuchola IG 1, H – Unisław IG 1; 6 – przekrój A–A' (wg S. Marka); PCm – prekamb, Or–S – ordowik i sylur, D – dewon, C – karbon, Pz – czerwony spagowiec, Pz – cechsztyń, T – trias, J – jura, K – kreda

1 – folded Ordovician and Silurian rocks at the sub-Permian surface; 2 – Devonian rocks at the sub-Permian surface; 3 – Devonian rocks beneath the Carboniferous and younger cover; 4 – faults; 5 – selected boreholes with Devonian sequences and depths to the top of Devonian; A – Chojnice 3, B – Chojnice 5, C – Człuchów IG 1, D – Jamno IG 1, E – Koczała 1, F – Miastko 1, G – Tuchola IG 1, H – Unisław IG 1; cross-section A–A' (after S. Marek); PCm – Precambrian, Or–S – Ordovician and Silurian, D – Devonian, C – Carboniferous, Pz – Rotliegendes, Pz – Zechstein, T – Triassic, J – Jurassic, K – Cretaceous

+ środkowego?) franu i najwyższego żywetu. Regionalnie granica między nim a kompleksem z Chojnic jest zapewne diachroniczna i przebiega od najwyższego żywetu po najniższy fran.

Profil był w pełni rdzeniowany mniej więcej od połowy kompleksu z Koczała do końca otworu, na długości 224 m (fig. 3). W odcinku tym występują liczne, wzajemnie się przeplatające warstwy kilku podstawowych facji. Facje te określono kryptonimami literowymi, a ich warstwy – odrębną symboliką literowo-liczbową (fig. 3–7):

– facja PP (warstwy A–L) – piaskowce, rzadziej piaskowce mułowcowe, przeważnie bezwapienne, jasnszare;

– facja IH (warstwy a–i) – ilowce łupkowate i heterolity (przekładające) piaskowcowo-ilaste, bezwapienne, szare lub szarozielone;

– facja PW (warstwy I–VIII) – piaskowce mułowcowe i mułowce wapienste, ciemnszare i szarobrązowe, z obfitymi bioturbacjami i nieoznaczalnymi bioklastami;

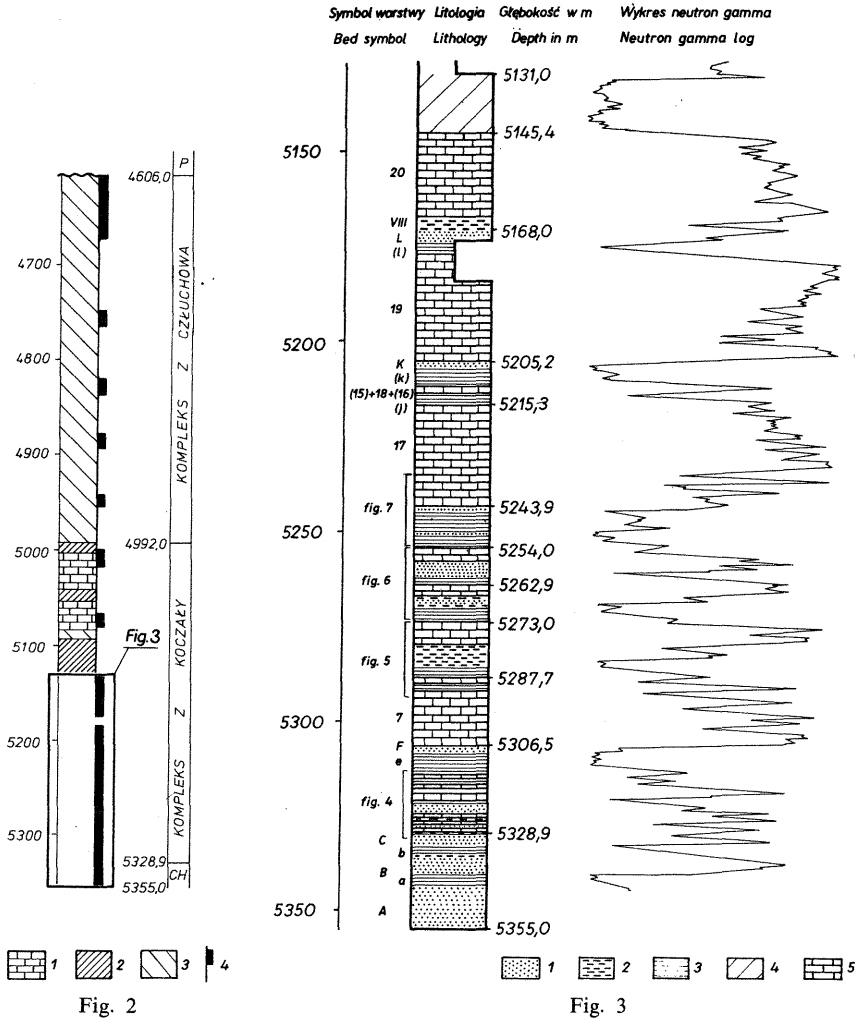


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 2. Profil dewonu w otworze Unisław IG 1

Devonian sequence in the Unisław IG 1 borehole

1 – wapień; 2 – wapień i margle; 3 – margle; 4 – odcinki rdzeniowane; CH – kompleks z Chojnicy
 1 – limestones; 2 – limestones and marls; 3 – marls; 4 – cored intervals; CH – Chojnice complex

Fig. 3. Dolna część profilu dewonu

Lower part of the Devonian sequence

1 – piaskowce; 2 – mułowce; 3 – ilowce i łupki; 4 – margle; 5 – wapień
 1 – sandstones; 2 – siltstones; 3 – mudstones and shales; 4 – marls; 5 – limestones

- facja IW (warstwy (a)–(I)) – ilowce łupkowe ciemnoszare, od bezwapiennych do marglistych, z ubogim zespołem fauny;
- facja WL (warstwy (1)–(16)) – wapień margliste lub mułowcowe, ciemnoszare, z liliowcami i ramienionogami;
- facja WK (warstwy 1–20) – wapień, rzadziej margle, z licznymi stromatoporoidami i koralowcami.

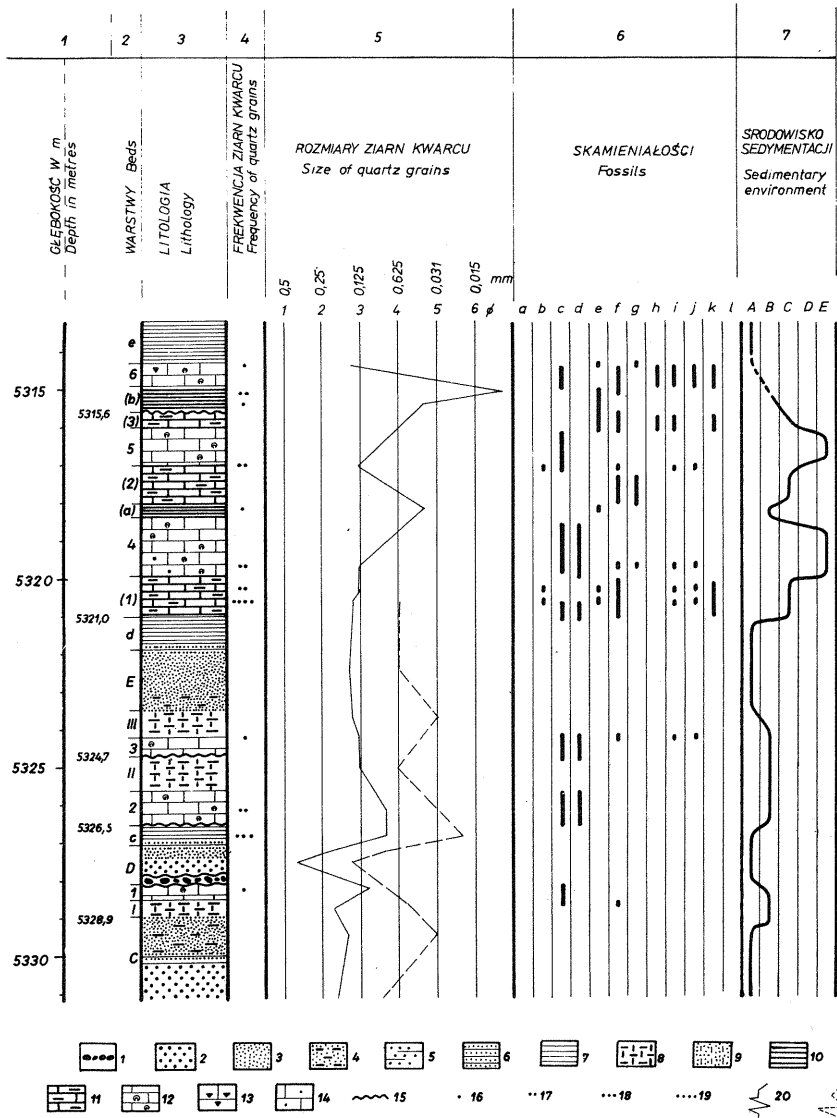


Fig. 4. Unisław IG 1 – 5313–5331 m

1 – zlepienie, 2 – piaskowce drobnoziarniste, 3 – piaskowce pylaste, 4 – piaskowce o spoiwie ilastym, 5 – warstewki ilaste w piaskowcach (1–5 facja PP), 6 – heterolity (przekładanie) piaskowcowo-ilaste, 7 – ilowce lupkowate bezwapienne (6–7 facja IH), 8 – mułowce margliste, 9 – piaskowce margliste (8–9 facja PW), 10 – ilowce lupkowate wapniste (facja IW), 11 – wapienie margliste i margle z liliowcami (facja WL), 12 – wapienie i margle ze stromatoporoidami i koralami (facja WK), 13 – liliowce w wapieniach facji WK, 14 – peloidy, 15 – powierzchnie erozyjne; ziarna kwarcu: 16 – sporadyczne, 17 – nieliczne, 18 – dość liczne, 19 – liczne; rozmiary ziarn kwarcu: 20 – maksymalne, 21 – najczęstsze; skamieniałości: a – detryt roślinny, b – glony, c – stromatoporoidy i tabulaty, d – rugosy, e – ramienionogi bezzawiasowe, f – ramienionogi zawiasowe, g – małże i ślimaki, h – tentakule i stylioliny, i – małżoraczki, j – liliowce, k – łuski i zęby ryb, l – bioturbacje; środowiska sedymentacji: A – równia aluwialna, B – laguna – strefa proksymalna brackiczna, C – laguna – strefa dystalna o normalnym zasoleniu, D – ławica piaszczysta, E – zaplecze bariery i bariera

1 – conglomerates, 2 – fine-grained sandstones, 3 – very fine-grained sandstones, 4 – sandstones with clayey matrix, 5 – clayey laminae in the sandstones (1–5 PP facies), 6 – sandy-clayey heteroliths, 7 – non-calcareous shaly mudstones (6–7 IH facies), 8 – marly siltstones, 9 – marly sandstones (8–9 PW facies), 10 – calcareous shaly mudstones

Te skrócone charakterystyki facji dotyczą odmian „czystych”, występujących w profilu najczęściej. Niekiedy jednak poszczególne ich cechy mogą się zmieniać, nie mówiąc o tym, iż zdarzają się skały o cechach przejściowych między zasadniczymi facjami, szczególnie między IW i WL oraz WL i WK.

SZCZEGÓŁOWA CHARAKTERYSTYKA FACJI

FACJA PP

Skały tej facji przeważają w dolnej części analizowanego odcinka, tzn. w nawierconym fragmencie kompleksu z Chojnic. W kompleksie z Koczwały odgrywają rolę podrzędną, ale występują dość wysoko: najwyższa warstwa – z górą 150 m ponad spągiem kompleksu (fig. 3). Piaskowce niższych i wyższych części profilu różnią się stopniem wysortowania i dojrzałością. Piaskowce w niższych warstwach (głównie A i B, ale także wyżej, np. w warstwie J) bywają mułowcowe, zawierają często obfite i nierównomiernie rozłożone spoiwo ilaste (przejście do wak kwarcowych), a stopień ich segregacji jest różny. Piaskowce w warstwach wyższych (G–I, K i L) są lepiej przemyte, o sortowaniu umiarkowanym lub dobrym i zawierają skąpe, porowe spoiwo kalcytowe, niekiedy w gniazdach obfitsze.

Piaskowce tej facji są pylaste lub drobnoziarniste, przy czym nie obserwuje się regularności w rozkładzie uziarnienia z wyjątkiem problematycznych cykli prostych w warstwie A. Rzadko maksymalne ziarna są frakcji średniej; największą średnicę (0,4 mm) zaobserwowano w warstwie D.

Barwa skały jest szara lub jasnoszara, w odcinkach mułowcowych czasem szarozielona. Piaskowce są kwarcowe, nieznaczną domieszkę stanowi muskowitz, liczniejszy i gruboblastkowy tylko w warstwie J. Niekiedy spotyka się agregaty pirytu. Dość częste są klasty ilaste (tab. I, fig. 15). Czasami zdarzają się odcinki z delikatnymi, regularnymi lub lekko powyginanymi smugami ciemnego itu (tabl. I, fig. 11), podkreślające istnienie cykli prostych, albo też mniej regularne smugi ilaste (tabl. I, fig. 10 i 12). Sporadycznie obserwuje się małoskalową laminację przekątną, podkreśloną substancją ilastą (tabl. I, fig. 10). Wspomniane cykle proste w warstwie A polegają na następcie: piaskowiec drobnoziarnisty, piaskowiec pylasty lub piaskowiec drobnoziarnisty – piaskowiec pylasty – piaskowiec pylasty ze smugami ilastymi.

W skałach tych niekiedy występuje sieczka roślinna, nie stwierdzono natomiast w zasadzie skamieniałości zwierzęcych. Wyjątkiem są przystropowe partie warstw F, K i L, kontaktujące bezpośrednio z wapieniami. Znalezione z nich okruchy koralii. Częste natomiast w odcinkach mułowcowych i obfitujących w smugi ilaste są bioturbacje w formie wertykalnych lub subwertykalnych kanalików.

Jedyna w profilu warstwa zlepieńca (fig. 4) zbudowana jest z niewielkich, na ogół centymetrowych lub mniejszych, dość dobrze obtoczonych okruchów pod-

(IW facies), 11 – marly limestones and marls with crinoids (WL facies), 12 – limestones and marls with stromatoporooids and corals (WK facies), 13 – crinoids in the WK facies limestones, 14 – peloids, 15 – erosional surfaces; quartz grains: 16 – very sparse, 17 – sparse, 18 – fairly abundant, 19 – abundant; size of quartz grains: 20 – maximum, 21 – most frequent; fossils: a – plant detritus, b – algae, c – stromatoporooids and tabulate corals, d – rugose corals, e – inarticulate brachiopods, f – articulate brachiopods, g – bivalves and gastropods, h – tentaculites and styliolines, i – ostracods, j – crinoids, k – fish teeth and scales, l – bioturbation; sedimentary environments: A – alluvial plain, B – lagoon – proximal brackish zone, C – lagoon – distal zone of normal salinity, D – sandy shoal, E – back barrier and barrier

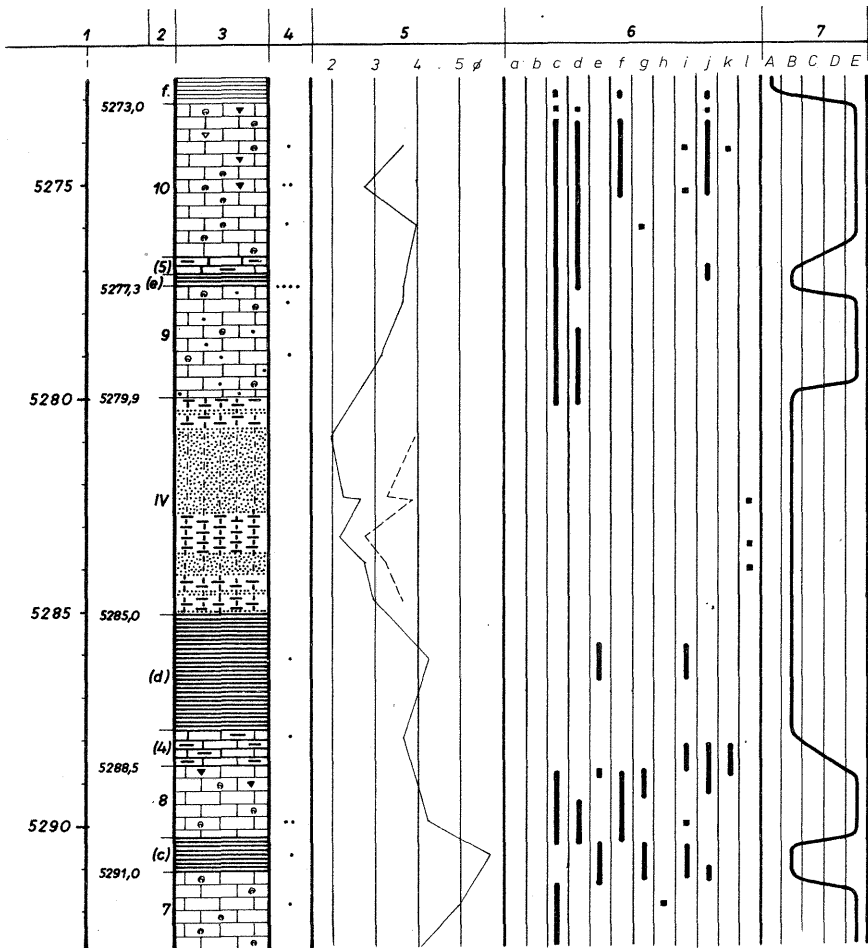


Fig. 5. Unisław IG 1 – 5273–5293 m

Objaśnienia jak przy fig. 4

For explanations see Fig. 4

ścielających wapieni warstwy 1, zanurzonych w szarobrunatnej, ilastej masie wypełniającej. Zlepieniec kontaktuje ostrą granicą zarówno z niżejległym wapieniem, jak i z nadległym piaskowcem.

FACJA IH

Jest ona ściśle związana ze skałami facji poprzedniej, zwłaszcza w kompleksie z Chojnic i dolnej części kompleksu z Koczały, gdzie skały jej stanowią zwieńczenie cykli prostych wyższego rzędu (sekwencja warstw: A–a, B–b, D–c, E–d, fig. 3 i 4). Wyżej związek ten utrzymuje się, lecz następstwo cykliczne jest odwrócone, jak w układach: h–H (fig. 6) oraz i–J (fig. 7), albo też piaskowiec leży na iłowcu łupkowatym z kontaktem erozyjnym. Łupki tej facji nie sięgają tak wysoko

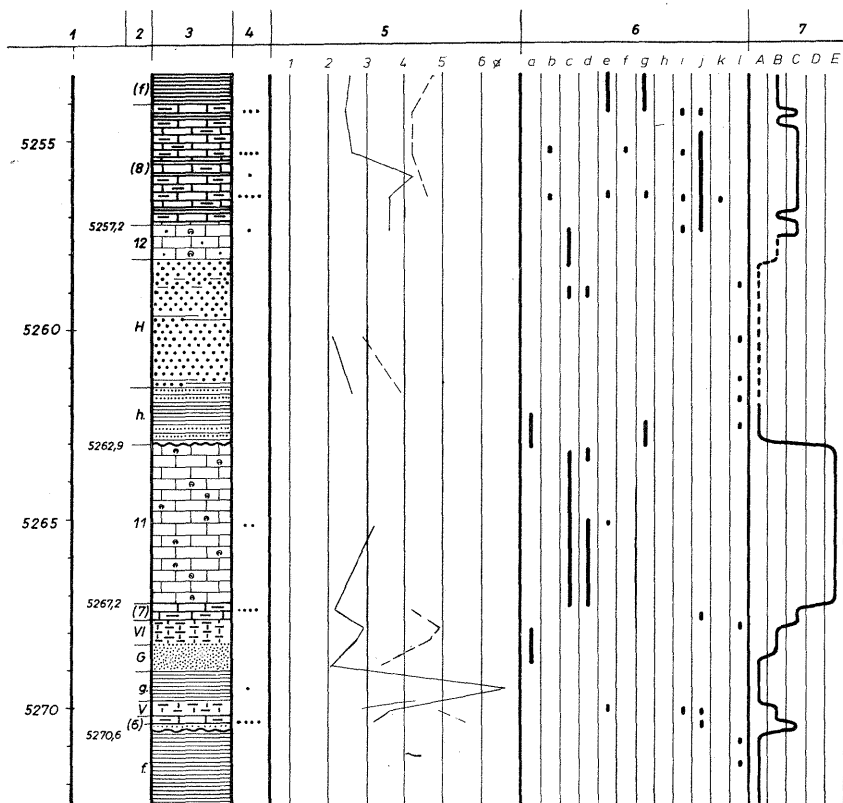


Fig. 6. Unisław IG 1 – 5253–5273 m

Objaśnienia przy fig. 4

For explanations see Fig. 4

jak piaskowce – strop najwyższego ich pakietu leży ponad 80 m nad spągiem kompleksu z Koczały (fig. 7).

Łowce tej facji (tabl. I, fig. 12, część górna; fig. 14, część dolna) są łupkowate, z reguły bezwapienne, z dużą ilością muskowitu, często z agregatami pirytu, szare, czasem szarozielonawe. Zawierają nieraz smugi piaskowca i przechodzą w sposób ciągły albo też (jak w dolnej części warstwy b) wzdłuż ostrych granic erozyjnych w heterolity (przekładanie) ilasto-piaszczyste lub ilasto-pylaste (tabl. I, fig. 13, część dolna; fig. 14, część górna). Charakterystyka komponentów piaskowcowych lub pyłowcowych w tych heterolitych jest podobna jak piaskowców drobnoziarnistych i pylastych facji PP, przy czym niekiedy są one nieco wapienste.

W heterolitych (jak np. w warstwie e, f oraz i) obserwuje się niewielkiej grubości, centymetrowe cykle proste o następnym: piaskowiec mułowcowy pylasty – iłowiec, a także w warstewkach piaskowcowych – laminacje przekątną małej skali. Podobna laminacja widoczna jest w heterolitych warstwy g, ale w tym przypadku cykle są odwrócone.

Częste są w tej facji zaburzenia bioturbacyjne. Poza tym spotykane są zwęglone szczątki roślin, zęby i łuski ryb, a zupełnie wyjątkowo odciski małżów lub bezzawiasowych ramienionogów.

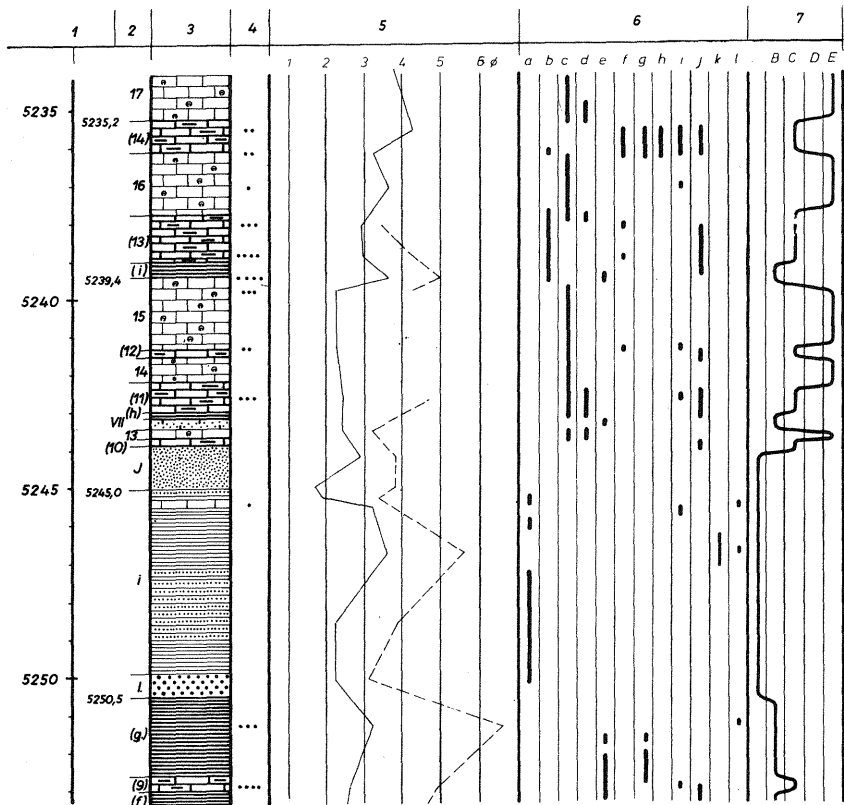


Fig. 7. Unisław IG 1 – 5234–5253 m

Objaśnienia przy fig. 4

For explanations see Fig. 4

FACJA PW

Pojawia się po raz pierwszy w najniższej części kompleksu z Koczały, na przejściu między piaskowcami facji PP a wapieniami facji WK. Wyżej tworzy grubszy samoistny pakiet miąższości 5 m (fig. 5, warstwa IV), a jeszcze wyżej – kilka drobniejszych wkładek, z których najwyższa sięga w obręb kompleksu z Koczały tak wysoko jak piaskowce facji PP.

Skały facji PW są to piaskowce przeważnie pylaste, rzadziej drobnoziarniste, często mułowcowe, przechodzące w mułowce piaszczyste, szare i szarobrazowe. Wspólną ich cechą jest silna wapnistość, zapewne aż do przejść w wapienie piaszczyste, szczególnie w wyższych warstwach. Spoiwo jest obfite, często nierównomiernie rozłożone, ilasto-węglanowe lub węglanowe, czasem, jak w warstwie VII, o cechach sparytowego cementu. Obserwuje się procesy dolomityzacji. Inne cechy są zmienne. Segregacja ziarn w dolnych warstwach jest słaba lub umiarkowana, a w dwóch górnych (VII i VIII) dobra. Szczątki fauny w niższych warstwach ograniczają się do nieoznaczalnych bioklastów, natomiast w warstwie V występują liczne okruchy ramienionogów, liliowców oraz małżoraczków, a w najwyższej – VIII (tabl. I, fig. 16, część górna) – korale rugosa i człony liliowców.

W piaskowcach tej facji notowane są często cienkie i nieregularne, poprzerywane smugi ilaste (tab. I, fig. 17; tabl. II, fig. 18) nieraz zaburzone przez organizmy mułozerne.

FACJA IW

Skąły tej facji występują wyłącznie w kompleksie z Koczały, są stosunkowo równomiernie rozłożone w profilu, na ogół w postaci niegrubych pakietów, wyjątkowo osiągających 3–4 m miąższości. Spotykane są także jako cienkie przerosty lub wkładki, 10–20 cm grubości pośród jednolitych kompleksów wapiennych facji WK. Najwyższa ich warstwa – fig. 3, warstwa (1) – występuje prawdopodobnie (jest to jedyny odcinek ze stratą rdzenia; interpretacja oparta jest na pomiarach geofizycznych) w asocjacji z najwyższą warstwą piaskowca facji PP, a więc ponad 150 m nad spągiem kompleksu z Koczały.

Są to iłowce łupkowate, szare i ciemnoszare, od bezwapiennych do marglistych. Te ostatnie mogą płynnie przechodzić w wapienie facji WL. Muskowitu, a także smug piaszczystych, z wyjątkiem warstwy (k), jest w nich niewiele. Domieszka kwarcu detrytycznego, z reguły frakcji drobnopylastej, jest również skąpa, tym razem oprócz warstw (i) i (j), w których ich frakcja jest nieco grubsza. Wreszcie zaburzenia bioturbacyjne prawie się nie zdarzają, wyłączając warstwę (k). Substancja węglanowa występuje w postaci mikrytu kalcytowego. Dość często można zauważyć procesy dolomityzacji, a także obecność pigmentu organicznego oraz pirytu rozsianego i w agregatach.

W iłowcach tej facji, w przeciwieństwie do łupków facji IH, pospolicie występują skamieniałości ubogiego zespołu fauny, składającego się z małżów, małżoraczków i bezzawiasowych ramienionogów. W odmianach silnie marglistych – warstwa (c) – i na przejściach do wapieni spotykane są także ramienionogi zawiasowe (tabl. III, fig. 32, część dolna) i liliowce.

FACJA WL

Facja ta powiązana jest wzajemnymi przejściami najczęściej z facją IW i WK. Istnieją tutaj skały o mieszanym charakterze. Skały facji WL mają – podobnie jak skały facji poprzedniej – postać cienkich pakietów i to tylko w dolnej części kompleksu z Koczały. Są to wapienie z reguły margliste, przechodzące w margle często mułowcowe lub nieco piaszczyste, ciemnoszare, zazwyczaj o oddzielności płytkowej. Pod względem mikrofacjalnym są tu różne odmiany, od podrzędnych mikrytów z bioklastami nielicznymi i nieoznaczalnymi – jak w warstwie (6), leżącej wśród iłowców facji IH (fig. 6) – aż po bogate biomikryty w warstwach (12), (13) i (14) – fig. 7. Dość rzadko bywa, że detrytyczny kwarc występuje sporadycznie; przeważnie jest on dość liczny i liczny, na ogół źle segregowany (najpospolitsze ziarna frakcji pylastej, największe – drobnopylastej) i nierównomiernie w skale rozmieszczony, w smugach i chmurzastych skupieniach. Powszechnie notowane są procesy dolomityzacji, ale – tak jak i w poprzednich typach skał – w jej fazie wstępnej. Nigdy nie dochodzi do przeobrażenia skały w dolomit.

Zespół fauny jest bogatszy niż w poprzednio opisanej facji, przy czym elementem dominującym są liliowce (tabl. II, fig. 19 i 20 część dolna) i ramienionogi zawiasowe. Prócz nich występują małże, małżoraczki, ramienionogi bezzawiasowe, łuski i zęby ryb, a na przejściach do facji WK także stromatoporoidy i korale. W dużej części pakietów skał tej facji obecne są szczątki glonów; znacznie rzadziej spotykane są peloidy.

FACJA WK

Dotychczas omówione typy skał zajmują łącznie około 40% długości całego pełnordzeniowego odcinka kompleksu z Koczały, resztę zaś, czyli 60%, stanowią skały facji WK. Jest to więc facja w profilu dominująca, przy czym proporcje na jej korzyść zwiększają się ku górze (fig. 2 i 3). W odcinku pełnordzeniowym zwracają uwagę cztery grube, ponad 10-metrowe pakiety wapieni, z których jeden (warstwa 7) występuje dość nisko, a trzy pozostałe (warstwy 17, 19 i 20) zajmują górną część wspomnianego odcinka i są przedzielone niegrubymi pakietami skał innych typów.

Makroskopowo można wyróżnić dwa rodzaje skał tej facji: jeden, w którym makroszczałki skamieniałości zanurzone są w ciemnoszarej marglisto-wapiennej masie wypełniającej (tabl. II, fig. 21), i drugi w postaci jasnoszarych i szarobrazowych wapieni zlewnych ze słabiej widocznymi skamieniałościami (tabl. II, fig. 22). Ilościowo, choć nieznacznie, dominuje odmiana pierwsza.

Ton skałom tej facji nadają makroszczałki szkieletowe fauny. Przygniatająca ich część stanowią stromatoporoidy i tabulaty, przy czym, według badań M. Pajchłowej i E. Sarneckiej (inf. ustna), pierwsze przeważają nad drugimi. Ich formy morfologiczne są różne: masywne, w tym także bulaste, duże (tabl. II, fig. 23 i 24) lub też średnich rozmiarów (tabl. III, fig. 28, część górna); gałązkowe, również różnej wielkości, od drobnych (tabl. II, fig. 25) przez średnie (tabl. II, fig. 26; tabl. III, fig. 27) do grubych (tabl. III, fig. 28, 29, 32, część środkowa; tabl. II, fig. 20, część górna); wreszcie sporadyczne warstwowe (wstęgowe – tabl. III, fig. 30 i 32, część górna). Wśród znacznie rzadszych grup akcesorycznych fauny należy wymienić rugosy (tabl. III, fig. 31), ramienionogi zawiasowe (tabl. III, fig. 32), ślimaki, małżoraczki i rzadko otwornice. Podrzednie trafiają się odcinki, w których zespół fauny jest jeszcze bardziej wzbogacony, dochodzą liliowce (np. fig. 4, warstwa 6; fig. 5, górna część warstwy 10; tabl. III, fig. 33; warstwa 18). Te fragmenty mają cechy przejściowe do facji WL, podobnie jak cienkie wkładki margliste w litych kompleksach wapieni, również z bogatszym zespołem fauny (tabl. III, fig. 34).

W pionowym następstwie różnych form morfologicznych stromatoporoidów i tabulatów nie zauważono prawidłowości. Jak się wydaje, większość detrytu szkieletowego jest napławiona. Widoczne to jest przede wszystkim u form gałązkowych, które nieraz są ułożone równoległe do kierunku warstwowania (tabl. II, fig. 25). Czasem widać także, że okruczy te wypełniają nierówności w podłożu (tabl. III, fig. 29). Wreszcie niekiedy obserwuje się zmniejszenie rozmiarów elementów okruczych ku górze warstwy, co może wskazywać na słabnięcie siły nośnej prądu (tabl. II, fig. 26).

Prawie wszystkie cienkie warstwy wapieni w dole kompleksu z Koczały (fig. 4, warstwy 1–5) składają się z elementów napławionych. Jednak począwszy od warstwy 6 (tabl. III, fig. 32, część górna) spotyka się dość często formy wstęgowe i masywne, zachowane zapewne w pozycji wzrostowej (tabl. II, fig. 23). W przypadku form bulastych wskazują na to ich płaskie powierzchnie dolne, równoległe do warstwowania.

W płytkach cienkich skały facji WK ujawniają dużą różnorodność mikrofacji. Najpospolitsze są biomikryty dość bogate i bogate, niekiedy o tak gęsto upakowanych bioklastach, że na marglistą masę wypełniającą pozostaje niewiele miejsca. Biosparyty występują w mniejszej liczbie próbek, chociaż w odmianie wapieni zlewnych zdarzają się częściej. Wspólną cechą tych skał jest niewielka ilość kwarcu. Ziarna jego bądź nie są spotykane, bądź też są sporadyczne lub nieliczne. Maksymalne ziarna w dwóch najwyższych zespołach (warstwy 19 i 20) są prawie z reguły

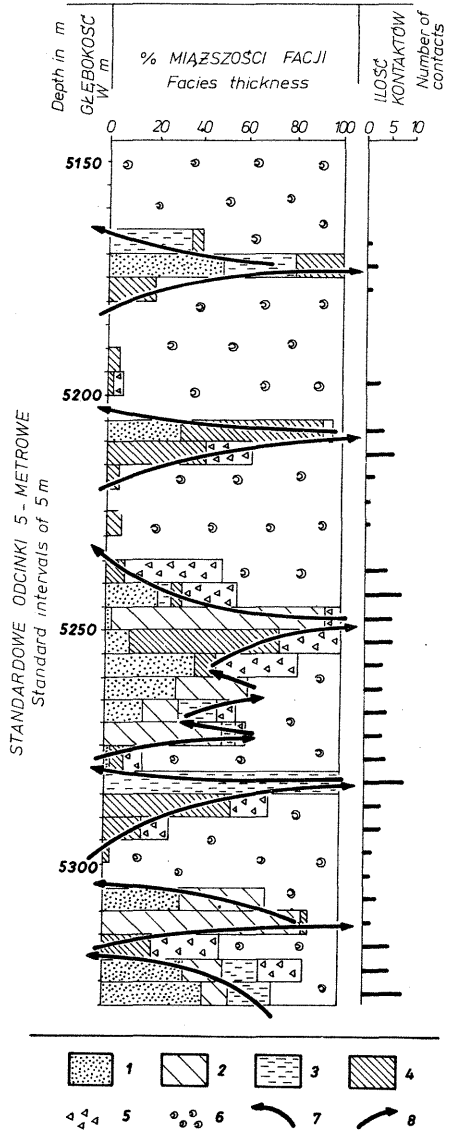


Fig. 8. Transgresja późnego dewonu w profilu Unisław IG 1
Late Devonian transgression in the Unisław IG 1 sequence

- 1 – facja PP; 2 – facja IH; 3 – facja PW; 4 – facja IW;
- 5 – facja WL; 6 – facja WK; 7 – transgresja; 8 – regresja
- 1 – PP facies; 2 – IH facies; 3 – PW facies; 4 – IW facies;
- 5 – WL facies; 6 – WK facies; 7 – transgression; 8 – regression

frakcji pylastej, im niżej tym częściej pojawiają się ziarna frakcji drobnej, rzadko jednak dochodząc do jej górnej granicy. Ziarna największe – 0,25 mm – napotkano w warstwie 17. W najniższych warstwach facji WK (1–4) stwierdzono kwarc wyłącznie frakcji drobnej. W odmianie z marglistą masą wypełniającą kwarc detrytyczny skupiony jest tylko w jej obrębie. Wyjątek co do liczebności kwarcu stanowią cienkie strefy przejściowe do piaskowców podścielających warstwy wapieni. Tak np. przy spągu warstwy 7 występuje wapień piaszczysty z kwarcem bardzo źle wysortowanym o maksymalnych rozmiarach 0,4 mm i z drobnymi intraklastami mikrytowymi, zanurzonymi w sparytowym cemencie.

Dolomityzację, o różnym stopniu zaawansowania, od rozproszonych kryszta-

Tabela 1

Macierz ilości przejść w pełnordzeniowym odcinku profilu

Facje	PP	IH	PW	IW	WL	WK	Suma
PP	x	5	2	—	1	2	10
IH	3	x	—	—	2	—	5
PW	1	1	x	1	1	3	7
IW	2	—	1	x	10	2	15
WL	—	—	1	8	x	12	21
WK	—	2	3	6	8	x	19
Suma	6	8	7	15	22	19	77

łów aż po prawie całkowite przesycenie skały, zaobserwowano jedynie w marglistej masie wypełniającej.

Odstępstwa od zasadniczego typu facji zanotowano w kilku zespołach, głównie o większych miąższościach. W warstwie 4 są to pelmikryty (fig. 4), w warstwie 7 – niegrube wkładki dysmikrytowe z nielicznymi bioklastami, a także ubogie biopelmikryty z dość znacznym udziałem glonów. Podobnie biopelmikryty, ale bez glonów, stwierdzono w warstwach 9 (fig. 5) i 12 (fig. 6). W górnej części warstwy 17 występują wapienie nieco margliste, płytkowe, ciemne, które są intrapelmikrytami, zawierającymi niezbyt liczne i drobne bioklasty (w tym człony liliowców), i w pobliżu spągu wzbogaconymi w smugi pylastego kwarcu. Dyspelmikryty i biopelsparyty, niekiedy z drobnymi intraklastami, zdarzają się również w warstwach 19 i 20.

NASTĘPSTWO PIONOWE WARSTW

Pełnordzeniowy odcinek profilu nadawał się wyjątkowo dobrze do tego typu analizy. Strata rdzenia wystąpiła tylko w jednym miejscu (fig. 3), poza tym uzysk był stuprocentowy, a stan próbek tak korzystny, że prześledzono (przy dużej zmienności litologicznej profilu) charakter niemal wszystkich kontaktów. Miąższość warstw można było określić z dużą dokładnością. Rozpatrzono częstotliwość zmian w profilu i rytmikę sedymentacji.

KONTAKTY

Według metody analizy łańcuchów Markowa, wprowadzonej do polskiego piśmiennictwa przez K. Jaworowskiego (1975), ułożona została tab. 1. Układ tabeli został podyktowany założonym z góry uszeregowaniem facji w kierunku od kontynentalnych do morskich – kryterium była tu przede wszystkim zawartość szczątków organicznych. Pominięto przy tym kontakty erozyjne, ponieważ nie odzwierciedlają one w następstwie pionowym lateralnego zazębienia się facji, oraz warstwy cieńsze niż 20 cm.

Tabela ma charakter orientacyjny. Nie dokonano dalszych jej przekształceń zgodnie ze wspomnianą metodą (konstrukcja macierzy różnic), gdyż liczba obserwacji, jak na tak zmienną serię, jest statystycznie zbyt mała, a oprócz tego obserwacje pochodzą tylko z jednego profilu. Jednak nawet jakościowa analiza tabeli

pozwala na pewne uogólnienia. Liczniejsze kontakty grupują się osobno w lewym górnym narożu – w zespole facji słodkowodnych i brakicznych (PP–PW), i osobno w prawym dolnym narożu – w zespole facji brakicznych i morskich (IW–WK). Najliczniejsze w zespole pierwszym są obustronne kontakty facji PP i IH (tabl. I, fig. 12), natomiast w zespole drugim obustronne kontakty facji WK i WL (tabl. II, fig. 20) oraz WL i IW, przy czym w obu przypadkach przeważają przejścia ku górze facji IW w fację WL i facji WL w fację WK nad przejściami w kierunku odwrotnym, czyli teoretycznie – przejścia transgresyjne. Na dalszym miejscu w zespole drugim plasują się kontakty facji IW i WK (tabl. III, fig. 32 – w tym przypadku z przewagą regresyjnych) oraz PW i WK.

Między obu zespołami znajduje się pole, w którym kontakty nie występują lub są bardzo nieliczne. Nie stwierdzono w ogóle kontaktów między facjami IH i IW, co może być wynikiem zawodności obserwacji makroskopowych, ponieważ rozróżnienie obu tych facji jest najtrudniejsze. Pojedyncze są kontakty między facjami IH i PW oraz PP i WL. Są to facje najbardziej sobie „obce”.

Najpospolitsze zatem w zespole śródlądowym jest następstwo PP–IH–PP, przy czym w facji IH na pograniczu z warstwami PP obserwuje się często warstwy heterolitów, a więc przejściowe między iłowcami facji IH i piaskowcami facji PP. W zespole brakiczno-morskim najbardziej typowa jest sekwencja IW–WL–WK–WL–IW. Kontakty tej sekwencji stanowią prawie dokładnie połowę wszystkich zbadanych kontaktów. Związki między obu zespołami dokonywały się najczęściej za pośrednictwem facji PW.

NASTĘPSTWO PIONOWE, RYTMIKA SEDYMENTACJI

Dla zobrazowania tego zagadnienia – oprócz profili graficznych (fig. 4–7) – sporządzono rysunek (fig. 8), na którym podzielono pełnordzeniowy fragment kompleksu z Koczały na jednakowe, umowne, 5-metrowe odcinki i dla każdego z nich obliczono procentowy udział każdej z wyróżnionych facji. W skrajnie prawej kolumnie podano dodatkową liczbę kontaktów w każdym z umownych odcinków. Sumaryczna ilość kontaktów jest w tym przypadku większa niż w tab. 1, ponieważ tym razem policzone zostały również kontakty erozyjne, a także uwzględniono kontakty między warstwami mułowców i piaskowców facji PW, między różnymi odmianami wapieni facji WK, a także między heterolitami i iłowcami facji IH.

W profilu przeważa facja wapieni koralowcowo-stromatoporoidowych WK. Łączna jej miąższość wynosi około 60%. Pozostałe pięć facji rozłożone są mniej więcej w równych proporcjach od 6 do ponad 9% każda.

Zmienność pionowa profilu jest znacznie większa w dolnej połowie omawianego odcinka niż w górnej. Poniżej granicy 5235,2 m (fig. 7), która znajduje się właśnie w połowie profilu, przypada 81,7% zarejestrowanych kontaktów. Odzwierciedla to częste zmiany warunków w pierwszym okresie transgresji i względną stabilizację środowiska w okresie późniejszym.

W najniższej części profilu, w kompleksie z Chojnic, zauważono wyłącznie cykle proste, w których ziarno maleje ku górze. W pełnym rozwoju byłoby to przejście od piaskowców drobnoziarnistych przez piaskowce pylaste, piaskowce pylaste ze smugami ilastymi, wreszcie heterolity do łupków ilastych. Takiego idealnego cyklu jednak nie napotkano, występują różne, skrócone kombinacje poszczególnych członów.

W dolnej części kompleksu z Koczały, w jego odcinkach śródlądowych, nadal obserwuje się podobne cykle proste (np. sekwencje D–c oraz E–d, fig. 4), na-

tomiast wyżej cykle odwrócone: e-F, g-G, h-H, albo też następstwa kombinowane: I-i-J (fig. 2, 6 i 7). W odcinkach lagunowo-morskich cykliczność nie jest tak jasno wyrażona, rzadko występują sekwencje pełne albo prawie pełne o charakterze bądź transgresywnym (np. (a)-(2)-5, fig. 4; VI-(7)-11, fig. 6; VII-(h)-(11)-14, fig. 7), bądź też regresywnym (np. najlepiej wykształcony cykl 8-(4)-(d)-IV, fig. 5). Częstsza jest mniej uporządkowana rytmika sedymentacji, głównie w układach facji IW-WL lub IW-WK, co zostało już wspomniane przy analizie kontaktów.

Rytmikę wyższego rzędu odzwierciedla oscylacyjny postęp transgresji, przeżywany epizodami regresji. Kwestia ta zostanie rozpatrzona dalej, przy omawianiu przebiegu sedymentacji.

INTERPRETACJA ŚRODOWISKOWA

Rekonstrukcja paleogeograficzna (fig. 9) inspirowana jest przez ogólne modele sedymentacji w płytkich morzach, w tym na platformach węglanowych mórz subtropikalnych (M.L. Irwin, 1965; P.H. Heckel, 1972; J.L. Wilson *vide* B.W. Sellwood, 1978), przy założeniu, że biohermalne budowle węglanowe między ordowikiem a dewonem odsuwały się od linii wybrzeża i w dewonie zajmowały już miejsce na krawędzi platformy węglanowej, wyznaczającej granicę między płytszą a głębszą strefą szelfu (H. Nestor, 1977).

Piaskowce, heterolity (przekładance) i iłowce (facje PP i IH) kompleksu z Chojnic osadzały się w środowisku słodkowodnym, śródlądowym, najprawdopodobniej nadbrzeżnych równin aluwialnych. Świadczą o tym: ubóstwo skamieniałości, ograniczonych do detrytu roślinnego, szczątków kostnych ryb i śladów żerowania organizmów; absolutna dominacja cykli prostych zarówno w małej, jak i w większej skali; niska dojrzałość i słabe wysortowanie piaskowców oraz częsta obecność klastów ilastych; stosunkowo częste powierzchnie erozyjne i niezbyt regularne tekstury; wreszcie powszechna bezwapniowość skał.

Iłowce i heterolity facji IH, występujące w kompleksie z Koczały, tworzyły się zapewne w tym samym środowisku, przy czym mogą tu lokalnie występować ledwie zauważalne przejścia do środowiska wód słonawych, na co wskazuje zarówno obecność fauny, jak również miejscami odwrócona cykliczność osadów (środowisko deltowe?). Inaczej ma się sprawa z piaskowcami facji PP w tym samym kompleksie. Niektóre z nich, związane ku górze lub ku dołowi stopniowym przejściami z iłowcami facji IH (np. D-c, E-d, i-J, fig. 4 i 7) powstawały zapewne w tym samym środowisku słodkowodnym. Ostatnio wspomniana warstwa przykryta jest konsekwentnym następstwem facji morskich — mogła się zatem tworzyć bezpośrednio wzdłuż linii wybrzeża. Co do innych warstw tejże facji nie można wykluczyć, że powstały one w strefie przybrzeżnej ławicy piaszczystej, oddzielonej od wybrzeża wodami laguny, w której odkładały się osady facji PW, IW i WL. Są to piaskowce warstw F, K i L (fig. 3), oddzielone od swego podłoża powierzchniami erozyjnymi, lepiej wysortowane i bardziej dojrzałe od innych skał tej facji, przechodzące ku górze zazwyczaj bezpośrednio w wapienie facji WK.

Skały facji PW, IW, WL i WK stanowią logiczny szereg, reprezentujący przejście do środowisk o coraz większym zasoleniu. Przy tym piaskowce i iłowce wapieniste facji PW tworzyły się zapewne w tej samej strefie wód brakicznych co iłowce facji IW. Te pierwsze, z pokruszonymi bioklastami i śladami działalności organizmów żerujących w osadzie, zajmowały odcinki przybrzeżne z większym dopływem ma-

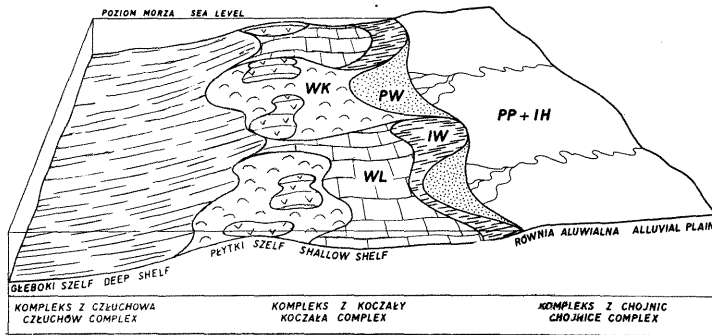


Fig. 9. Próba rekonstrukcji paleogeograficznej we franie
Tentative palaeogeographic reconstruction in the Frasnian

teriału klastycznego, drugie zaś, z dobrze zachowanymi egzemplarzami małżów i bezzawiasowych ramienionogów, osadzały się w odcinkach bardziej zacisznych.

Obydwa te typy osadu są związane z wewnętrzną, przybrzeżną strefą laguny. Jej strefę zewnętrzną, odbieżną, o większym zasoleniu wód, zajmowały wapienie margliste facji WL, z bogatszym zespołem fauny, zdominowanym przez liliowce i zawiasowe ramienionogi, często z niemalą domieszką materiału klastycznego, zapewne rozprowadzanego prądami płynącymi wzdłuż brzegu. Osady te są powiązane wieloma ciągłymi przejściami – zarówno w następstwie pionowym, jak i w sensie mieszanych mikrofacji i mieszanego zespołu fauny – z jednej strony z ilowcami facji IW, z drugiej zaś – z wapieniami facji WK.

Powszechny układ facji IW–WL–WK wskazuje, że wapienie facji WK w przeważającej masie tworzyły się najdalej od brzegu, a więc w strefie płycizn między laguną a morzem otwartym. Dotyczy to przede wszystkim ich grubych zespołów (fig. 3, warstwy 7, 17, 19 i 20), a także dwóch zespołów w górnym, nie w pełni rdzeniowanym odcinku kompleksu z Koczały (fig. 2), gdzie też najczęściej spotyka się stromatoporoidy i koralowce w pozycji wzrostowej. Te ostatnie sytuacje nie są jednak na tyle liczne, aby można mówić nawet o tych grubszych zespołach jako o jednolitych budowlach biohermalnych. Przeważają odcinki ze skamieniałościami zatopionymi w ciemnym marglu, pokruszonymi, połamanymi, a więc transportowanymi z pobliskich bioherm. Wydaje się więc, że większa część utworów tej facji powstawała na zapleczu strefy budowy węglanowych (rafowej?), za czym przemawia też dominacja form gałązkowych oraz obecność wśród wapieni facji WK subfacji z peloidami, intraklastami, członami liliowców, jak również dysmikrytów. Tylko gdzieś indziej i niekiedy w tej zarafowej strefie mogły zaistnieć warunki sprzyjające bytowaniu masywnych lub wstęgowych form jamochłonów i stromatoporoidów.

Normalne zasolenie wód laguny świadczy o dobrej komunikacji z otwartym morzem, czyli wskazuje raczej na obecność raf gniazdowych aniżeli ciągłej bariery.

Niektóre warstwy facji WK, szczególnie w dole profilu (fig. 4, warstwy 1–3, a także wyżej warstwa 12), wyróżniające się lepszą segregacją połamanych kawałków gałązek, mogły utworzyć się w wewnętrznej przybrzeżnej strefie laguny, w wyniku napławiania okrzepłych szkieletowych przez prądy lub falowanie.

Powyższa interpretacja zakłada regularny układ facji równoległy do wybrzeża, przy czym zmiany w profilu pionowym zachodziłyby w wyniku przesuwania się facji prostopadle do brzegu. Nie można jednak wykluczyć, że zmiany te – przy krętej linii wybrzeża – odzwierciedlają także urozmaicony układ facji równo-

ległe do wybrzeża (fig. 9). Mogłoby wówczas dochodzić do bezpośredniego kontaktu osadów stromatoporoidowo-koralowych z osadami brakicznej strefy laguny lub nawet śródlądowymi.

Na zewnątrz strefy budowli węglanowych, od strony basenu, powstawały równocześnie z nimi osady margliste z gruzami wapieni mikrytowych (kompleks z Człuchowa), wyznaczające głębszą część szelfu. Świadczą o tym profile, w których kompleks z Człuchowa spoczywa wprost na kompleksie z Chojnic (L. Miłaczewski, 1986). Z biegiem czasu (w późnym franie?) sedymentacja tego typu objęła cały obszar. W badanym profilu reprezentuje ją najwyższy fragment odcinka pełnodzeniowego (fig. 3) oraz cały kompleks z Człuchowa (fig. 2).

ROZWÓJ TRANSGRESJI

Na nadbrzeżną równinę aluwialną kompleksu z Chojnic (schyłek żywetu?) morze wkroczyło początkowo dwoma krótkotrwałymi impulsami (fig. 8), pozostawiając cienkie warstwy wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (fig. 4, warstwy 1–3). Była to zapowiedź dłuższego, również dwuetapowego epizodu sedymentacji lagunowo-morskiej, ze stosunkowo pełnym rozwojem charakterystycznych facji i urozmaiconym zespołem fauny (fig. 4, warstwy (1)–6). Po nim nastąpił najpierw nawrót do warunków śródlądowych (warstwa e), a później – pierwszy długi okres stabilizacji facji stromatoporoidowo-koralowcowej (fig. 3, warstwa 7). Ponowny okres powolnej regresji, w czasie którego osadzały się warstwy (c)–IV (fig. 5), nie doprowadził jednak do wysłodzenia zbiornika w punkcie profilu, lecz tylko do cofnięcia profilu na linię wybrzeża. Po następnej fazie sedymentacji wapiennej (fig. 5, warstwy 9–10) utrzymała się przez dłuższy czas – począwszy od warstwy f – pulsacyjna tendencja regresywna (fig. 8), początkowo przerywana jeszcze okresami osadzania wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (fig. 6, zwłaszcza warstwa 11), później zaś – na odcinku warstw (8)–J – już bez tych epizodów (fig. 6 i 7). Regresja ta doprowadziła trzykrotnie do powrotu w obręb środowisk śródlądowych (fig. 6 i 7, warstwa f–G, h–H oraz I–J).

Z tym momentem tendencje regresywne zdecydowanie ustąpiły miejsca transgresywnym. Był to równocześnie wspomniany poprzednio moment przełomu – przejście od sedymentacji w szybko zmieniających się warunkach (od śródlądowych przez lagunowe do morskich) do ustabilizowanej sedymentacji w warunkach morskich, tylko na krótko przerywanej niewielkimi regresjami (fig. 8).

Początek tego procesu zaznaczony jest w osadzie (fig. 7, warstwy (10)–(14) stopniowym postępie transgresji z czterema oscylacjami regresywnymi. Zapanaowała na dłuższy okres facja wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (warstwa 17). Kolejna regresja (na odcinku warstw (j)–(k) – fig. 3) nie doprowadziła do całkowitego wysłodzenia wód i szybko ustąpiła miejsca następnej transgresji i następnej dłuższej stabilizacji warunków morskich (warstwa 19). Historia powtórzyła się jeszcze raz w krótkotrwałej sekwencji lagunowej warstw (1)–VIII i kolejnej stabilizacji (warstwa 20). Ten okres został przerwany raptownie. Na erozyjnie ukształtowanym stropie warstwy 20 leżą margle z liliowcami i wkładkami muszłowców ramienionogowych i liliowcowych, wcześniej niespotykane. Po raz pierwszy profil znalazł się wtedy zapewne w strefie głębszej. Okres ten nie trwał długo. Wprawdzie wyższy odcinek kompleksu z Koczały jest rdzeniowany tylko fragmentarycznie, jednak zdają się w nim przeważać wapienie facji WK (fig. 2). Strefa budowli węglanowych ponownie zatem objęła swym zasięgiem profil Unisławia.

W ostatnim etapie ewolucyjnym profil Unisławia znalazł się ostatecznie w granicach strefy głębszego szelfu. Przejście to mogło być jednorazowe (zarejestro-

wane w profilu granicą na głębokości 4992,0 m – fig. 2) albo też poprzedzone paroma oscylacjami między strefą płytszą a głębszą.

KORELACJA REGIONALNA I WNIOSKI

Oprócz ogólnego podobieństwa litologicznego, umożliwiającego definicję kompleksu z Koczały, niemal niemożliwa jest jakakolwiek wewnętrzna korelacja drobniejszych wydzieleń litostratygraficznych tego kompleksu między profilem Unisławia a innymi profilami pomorskimi, szczególnie otworów Koczała 1 (J. Dadlez, 1976b) i Jamno IG 1 (J. Dadlez, 1976a). Korelacja jest utrudniona także przez to, że kompleks z Koczały w Jamnie IG 1 jest niepełny, zerodowany, przykryty bezpośrednio osadami cechsztyńskimi, a w Koczale – znacznie cieńszy niż w Unisławiu (130 m wobec 337 m). Ponadto skały w Koczale i Jamnie są znacznie silniej zdolomitowane, co często zatarło pierwotny charakter osadu. Obydwa profile nie ujawniają tak drobnej rytmiki sedymentacji, odzwierciedlającej częste zmiany środowiskowe. W każdym z nich można co najwyżej wyróżnić dwa impulsy transgresyjne, przedzielone epizodem regresywnym. Z wszelkimi zastrzeżeniami przypuszczalnie odpowiada on głównemu epizodowi regresywnemu w Unisławiu (warstwy h – J). Mogłoby to być dowodem, że epizod ten jest we wszystkich trzech profilach rezultatem przyczyn ogólniejszych (eustatyczne obniżenie poziomu morza?), podczas gdy drobniejsza rytmika sedymentacji w profilu Unisławia odzwierciedla procesy bardziej lokalne (progradację przybrzeża na strefę laguny i budowli węglanowych w okresach stagnacji poziomu morza).

Ponadto profil Koczały odróżnia się od pozostałych profili obecnością dwóch pakietów margli z intraklastami, interpretowanych jako produkty rozmywania budowli węglanowych, złożone w strefie stoku przedbarierowego. Z kolei profil Jamna znamionuje występowanie syngenetycznych dolomitów, odniesionych do strefy supralitoralnej. Wreszcie obydwa profile charakteryzują się odmiennym zespołem fauny niż w Unisławiu: obok koralowców i stromatoporoidów dużą rolę odgrywają mszywoły i glony, brak natomiast właściwej dla Unisławia facji wapieni liliowcowych WL.

Różnice w rozpatrywanych profilach wynikają zapewne z różnego ich położenia paleogeograficznego. Obfitość w sekwencji Unisławia facji lagunowych i słodkowodnych (szczególnie w dolnej części kompleksu z Koczały) oraz wspomniane poprzednio inne cechy pozostałych profili wskazują na najsilniejsze w Unisławiu wpływy ładu i pozwalają uszeregować te profile względem ładu w sposób następujący: Unisław – Jamno – Koczała. Takie uszeregowanie przemawia na korzyść hipotezy L. Miłaczewskiego (1979) o znacznej roli obramowującego basen od wschodu tzw. półwyspu mazurskiego (bloku warszawskiego – W. Pożaryski, 1972). Dawno zakładane połączenie między basenem pomorskim a obszarami południowego Bałtyku (gdzie niedawno stwierdzono prawie pełne profile dewonu – W. Weil, S. Kaniew, 1985) i dewonem łotewsko-litewskim przebiegałoby przez obniżenie zachodniej części dzisiejszej syneklizy nadbałtyckiej, o osi skierowanej od okolic profilu Koczały ku północnemu wschodowi. Strefy głównej koncentracji budowli węglanowych (raf?) w rejonie Unisławia, przynajmniej w dolnej części kompleksu z Koczały, należałoby szukać na południowy zachód od tego profilu, a więc na głębokościach trudno obecnie osiągalnych otworami wiertniczymi.

Wyniki zgłębionego ostatnio – po złożeniu artykułu – otworu Unisław IG 2 mogą wskazywać na bardziej skomplikowaną konfigurację linii brzegowej i osłabiać wagę tego wniosku. Otwór ten, leżący na północ od punktu Unisławia IG 1, natrafił najprawdopodobniej na osady franu w facji basenowej (przedrafowej). Może to sugerować – jakkolwiek istnieją i inne warianty interpretacyjne – istnienie na południe od obszaru badań wysuniętej ku zachodowi ostrogi ładu mazurskiego. Ona to byłaby źródłem materiału klastycznego dla niższego franu profilu Unisław IG 1, a na północ od niej leżałby basen głębszy (profil Unisławia IG 2). Wersja taka nie wyklucza możliwości rozwoju budowli węglanowych między oboma profilami.

Podziękowania: Dziękujemy Paniom J. Modrzejewskiej i R. Ufnal za pomoc w wykonaniu fotografii oraz Panu J. Turczynowiczowi za wykreślenie rysunków.

Zakład Petrografii i Mineralogii
Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 19 marca 1986 r.

PIŚMIENICTWO

- DADLEZ J. (1976a) – Petrografia osadów dewonu w strefie Jamno–Miastko niecki pomorskiej. *Kwart. Geol.*, **20**, p. 503–523, nr 3.
- DADLEZ J. (1976b) – Opracowanie petrograficzne osadów dewonu z wierceń Polanów 2 i Koczała 1. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- DADLEZ R. (1978) – Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 269–301, nr 2.
- HECKEL P.H. (1972) – Recognition of ancient shallow marine environments. *S. E. P. M. Spec. Publ.*, **16**, p. 226–286.
- IRWIN M.L. (1965) – General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **49**, p. 445–459, nr 3.
- JAWOROWSKI K. (1975) – Interpretacja matematyczna następstwa osadów sylurskich w profilu Kościerzyny. *Kwart. Geol.*, **19**, p. 243–259, nr 2.
- MIŁACZEWSKI L. (1979) – Litologia i stratygrafia dewonu na Pomorzu. *Konf. Nauk.-Techn., N.O.T., Tuczno*, p. 176–189.
- MIŁACZEWSKI L. (1986) – Dewon na Pomorzu. *Konf. Nauk.-Techn., N.O.T., Tuczno*.
- NESTOR H. (1977) – On the ecogenesis of the Paleozoic Stromatoporoids. *Second Symp. Int. Corals and Fossil Coral Reefs. Mém. B.R.G.M.*, **89**, p. 249–254.
- POŻARYSKI W. (1972) – Rozwój strukturalny Nizy Polskiego w epoce waryscyjskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **252**, p. 83–98.
- SELLWOOD B.W. (1978) – Shallow water carbonate environments. In: H.G. Reading (ed.) – *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sc. Publ., p. 259–313.
- WITKOWSKI A. (1984) – Perspektywy poszukiwań złóż węglowodorów w północnej części strefy Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.*, **32**, p. 132–142, nr 3.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1979) – Budowa geologiczna podłoża niecki brzeżnej na granicy odcinka warszawskiego i lubelskiego. *Kwart. Geol.*, **23**, p. 125–140, nr 1.
- ВАЙЛ В., КАНЕВ С. (1985) – Новые сведения о девонских отложениях в акваториальной части Балтийской синеклизы. *Науч.-техн. конф. Поиски и разв. нефти и газа на Балт. море. Петробалтик*, **85**, стр. 26–31.

Иоанна ДАДЛЕЗ, Рышард ДАДЛЕЗ

ВЕРХНЕДЕВОНСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ В РАЗРЕЗЕ УНИСЛАВ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПОЛЬШИ)

Резюме

Скважина Унислав ИГ 1, пробуренная к северу от Торуни (фиг. 1), прошла девонскую толщу, нижняя часть которой, мощностью 224 м была пройдена с полным отбором керна (фиг. 2 и 3). Этот отрезок относится в основном к нижней части комплекса Кочалы (самые верху живета — низы франа) и в нем достаточно ясно отражен процесс верхнедевонской трансгрессии.

Было изучено шесть главных фаций, а составляющие их слои обозначены разными символами (фиг. 4—7). Интерпретация этих слоев, как следует далее, базировалась на общих моделях Ю.Л. Вильсона (см. Б.В. Селвуд, 1978), М.Л. Ирвина (1965) и Л.Х. Хекела (1972).

Фация РР (слои А—L) — арениты, иногда кварцевые вакки, мелкозернистые, безизвестковые, светлосерого цвета с литокластами и растительным детритом (табл. I, фиг. 10—12 и 15).

Фация ИН (слои а—i) — безизвестковые аргиллиты, сланцы и гетеролиты серого и серовато-зеленого цвета с вертикальными и субвертикальными следами питания организмов, растительным детритом, иногда с чешуйками и зубами рыб (табл. I, фиг. 12—14).

Эти две соприкасающиеся фации, обычно составляющие как нормальные циклы, так и избыточные эрозионными поверхностями, считаются осадками речных дельт. Однако, некоторые песчаники свиты РР — занимающие высшую часть разреза (слои F, K и L) — лучше отсортированные и более зрелые, которые содержат обломки кораллов, и вверх по разрезу замещаются известковой свитой WK, могли образоваться в пределах окаймляющих песчаных отмелей.

Фация РW (слои I—VIII) — арениты и кварцевые вакки, подчиненно алевролиты, известковистые темносерого или коричневого цвета, местами подверженные сильным биотурбациям, содержащие неопределимые биокласты (табл. I, фиг. 17; табл. II, фиг. 18).

Фация IW (слои (a)—(l)) — темносерые аргиллиты и сланцы, преимущественно мергелистые с убогой группой пелеципод, безамковых брахиопод и остракод (табл. III, фиг. 32).

Фация WL (слои (l)—(16)) — мергелистые микритовые или биомикритовые известняки, иногда алевролитовые или пеллоидные, темносерого цвета с обычными частями скелетов криноидей и замковыми брахиоподами, подчиненно встречаются безамковые брахиоподы, пелециподы, остракоды, водоросли и зубы и чешуйки рыб (табл. II, фиг. 19, 20).

Фация WK преобладает в разрезе (слои 1—20) — обильные биомикриты, подчиненно присутствуют биоспариты, пелмикриты, биопелмикриты и дисмикриты, зачастую мергелистые, содержащие разнообразные по форме строматопоиды, кораллы *tabulata* (массивные, слоистые и ветвистые), а также более редкие кораллы *rugosa* и фораминиферы (табл. II, фиг. 21—26; табл. III, фиг. 27—32).

Фации РW/IW—WL—WK естественным образом поочередно залегают по направлению к бассейну, начиная от проксимальной, опресненной части лагуны и дистальной зоны нормальной солености вплоть до пояса известковых сооружений, замыкающих лагуну. Алевролиты и песчаники фации РW считаются осадившимся вдоль береговой линии аналогом сланцев фации IW, последние могли осаждаться в спокойной обстановке, тогда как первые — в условиях высокой активности вод. Довольно обильная фауна фации WL свидетельствует о беспрепятственном сообщении лагуны с открытым морем и наводит на мысль, что в зоне известковых сооружений могли существовать только гнездообразные рифы. Окаменелости в фации K зачастую тонут в мергелистой массе. Некоторые массивные и слоистые формы сохранились в положении роста, а большинство ветвистых кораллов было раскрошено, обломки неокатаны, иногда отсортированы и уложены параллельно с направлением прибоя и совершенно явно транспортированы. Некоторые известковые слои WK (1—3), состоящие только из таких обломков и замещаемые породами фации РW, могли осаждаться в проксимальной области лагуны. Перед фронтом карбонатной

платформы, в глубокой зоне шельфа, осаждались мергели и комковатые известняки (фиг. 9 — комплекс Члухова). Позже, во фране, они замещают карбонаты комплекса Кочалы.

Нижняя часть разреза характеризуется частой сменой условий осадконакопления (фиг. 8) — колеблющаяся трансгрессия моря. Причиной главного эпизода регрессии (слои h—j, фиг. 5 и 6) могли послужить эвстатические смены уровня моря. В то время как более ранние, меньшие пульсации, могли быть результатом локальных процессов проградации прибрежной зоны на осадки лагуны и карбонатной платформы в периоды стагнации уровня моря. Верхняя часть разреза свидетельствует о стабилизации условий в области известковых сооружений.

Разрез Унислава оставался под влиянием соседней материковой области, расположенной по всей вероятности на северо-востоке (Мазурский полуостров). Предположительно существовавшее сообщение Центрально-Европейского бассейна с девонскими бассейнами Балтийским и Московским осуществлялось к северу и западу от него. Следы этого сообщения были полностью уничтожены позднепалеозойской эрозией.

Joanna DADLEZ, Ryszard DADLEZ

LATE DEVONIAN TRANSGRESSION IN THE UNISLAW SEQUENCE, CENTRAL POLAND

Summary

The Unisław IG 1 borehole, north of Toruń (Fig. 1) has revealed the Devonian section, the lower part of which, 224 m thick, has been continuously cored with an excellent core recovery (Figs. 2 and 3). This interval belongs mainly to the lower part of the Koczała Formation (uppermost Givetian — Lower Frasnian) and records well the course of the Late Devonian transgression.

Six major facies have been recognized, their individual beds being denoted by different symbols (Figs. 4–7). They are defined and interpreted as follows, the interpretation (Fig. 9) being inspired by the general models by J.L. Wilson (*vide* B.W. Sellwood, 1978), M.L. Irwin (1965) and P.H. Heckel (1972).

PP facies (beds A–L) — quartz arenites, sometimes wackes, fine-grained, non-calcareous, light grey, with lithoclasts and plant detritus (Table I, Figs. 10–12 and 15).

IH facies (beds a–i) — non-calcareous mudstones, shales and heteroliths, grey or grey-green, with vertical or sub-vertical burrowing traces, plant detritus, occasionally with fish teeth and scales (Table I, Figs. 12–14).

These both facies, interfingering with each other, arranged mostly in fining upward cycles and abounding in erosional surfaces, are thought to be deposited in the fluvio-deltaic environments. However, some of sandstones of the PP facies — situated higher in the sequence (beds F, K and L) — which are better sorted and more mature, contain coral fragments and pass upwards into the WK facies limestones, may have originated in the offshore sandy shoals.

PW facies (beds I–VIII) — quartz arenites or wackes, subordinately siltstones, calcareous, dark grey and brown, in places strongly bioturbated and containing unidentifiable bioclasts (Table I, Fig. 17; Table II, Fig. 18).

IW facies (beds (a)–(l)) — dark grey mudstones and shales, predominantly marly, with poor assemblage of bivalves, inarticulate brachiopods and ostracods (Table III, Fig. 32).

WL facies (beds (1)–(16)) — micritic or biomicritic, marly limestones, sometimes silty or pelletal, dark grey, with common crinoid plates and articulate brachiopods, subordinately with inarticulate brachiopods, bivalves, ostracods, algae, and fish scales and teeth (Table II, Figs. 19 and 20).

WK facies, prevailing in the sequence (beds 1–20) — packed biomicrites, subordinately biosparites, pelmicrites, biopelmicrites and dismicrites, frequently marly, containing various forms of stromatoporoids

and tabulate corals (massive, tabular, branching), and sparse solitary rugose corals, articulate brachiopods, ostracods, gastropods and foraminifers (Table II, Figs. 21–26; Table III, Figs. 27–32).

Facies PW/IW–WL–WK represent a natural sequence arranged basinwards, from the proximal, brackish part of the lagoon, through its distal part of normal salinity, to the belt of carbonate build-ups, fringing the lagoon. Siltstones and sandstones of the PW facies are regarded as a long-shore equivalent of the IW facies shales: the latter may have been deposited in quiet waters, the former – in the waters of higher energy. Relatively rich faunal assemblage in the WL facies points to the free communication between lagoon and open sea, and suggests that in the zone of build-ups only patch-reefs may have occurred. Fossils in the WK facies are often immersed in the marly matrix. Some of their massive and tabular forms are preserved in growth position. However, the majority of branching forms are broken, not rounded, sometimes sorted and aligned in current direction, and evidently transported. Some of the WK limestone beds (1–3), composed entirely of such fragments, and passing into rocks of the PW facies, may have originated in the proximal zone of the lagoon. Basinal marls and nodular limestones were deposited in front of carbonate platform (Fig. 9 – Człuchów complex), in the deeper part of the shelf. They replaced later, during the Frasnian, the carbonates of the Koczała Formation.

The lower part of the sequence is characterized by frequent changes of the sedimentary environment (Fig. 8) – the transgression bore an oscillatory character. The main regressive episode (beds h–j, Figs. 5 and 6) may have been controlled by the eustatic sea-level changes, while the earlier minor pulsations may have resulted from the local processes of progradation of the near-shore facies on the lagoonal deposits and on carbonate platform in the periods of sea-level still-stand. The upper part of the profile evidences the stability of conditions in the zone of carbonate build-ups.

The Unisław sequence was influenced by the neighbouring land area, situated probably to the north-east (Mazury Peninsula). The presumed connection between the Central European Basin and the Peribaltic and Moscow Devonian basins run north-west of it. The traces of this linkage were completely destroyed by the Late Paleozoic erosion.

Translated by Ryszard Dadlez

TABLICA I

- Fig. 10. Piaskowiec facji PP, w środku laminacja przekątna małej skali; głęb. 5349,0 m
Sandstone, PP facies, in the middle part small-scale cross-lamination; depth 5349.0 m
- Fig. 11. Jak wyżej, dość regularne laminy ilaste; głęb. 5339,0 m
As above, fairly regular clay laminae; depth 5339.0 m
- Fig. 12. Przejście od piaskowca facji PP do łupku facji IH; głęb. 5330,3 m
Transition from sandstone, PP facies, to shale, IH facies; depth 5330.3 m
- Fig. 13. Heterolit, piaskowiec i lupek, facja PP i IH; głęb. 5309,7 m
Heterolith, sandstone and shale, PP and IH facies; depth 5309.7 m
- Fig. 14. Przejście od łupku do heterolitu, facja IH; głęb. 5270,6 m
Transition from shale to heterolith, IH facies; depth 5270.6 m
- Fig. 15. Piaskowiec facji PP z litoklastami; głęb. 5206,0 m
Sandstone, PP facies, with lithoclasts; depth 5206.0 m
- Fig. 16. Przejście od piaskowca facji PP do piaskowca mułowcowego, wapnistego z koralami rugosa, facja PW; głęb. 5171,5 m
Transition from sandstone, PP facies to the silty, calcareous sandstone with rugose corals, PW facies; depth 5171.5 m
- Fig. 17. Piaskowiec wapnisty, mułowcowy, częściowo bioturbowany facja PW; głęb. 5281,3 m
Calcareous, silty sandstone, partly bioturbated, PW facies; depth 5281.3 m

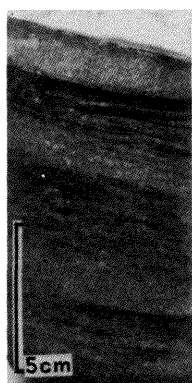


Fig. 10

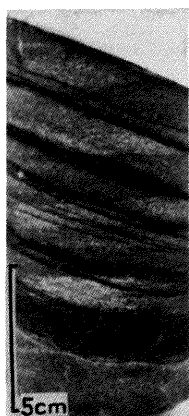


Fig. 11

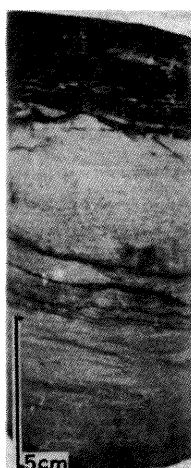


Fig. 12

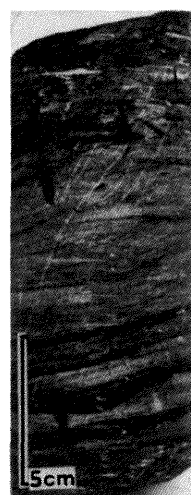


Fig. 13

Fig. 14

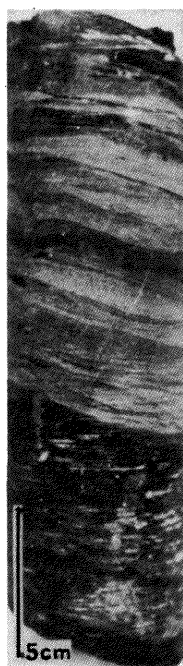


Fig. 15



Fig. 16

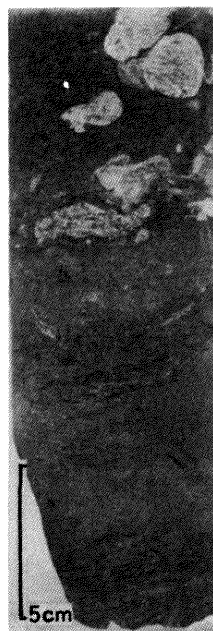


Fig. 17



TABLICA II

Fig. 18. Piaskowiec wapnisty z laminami ilastymi, facja PW; głęb. 5243,3 m

Calcareous sandstone with clay laminae, PW facies; depth 5243.3 m

Fig. 19. Wapień marglisty z członami liliowców, facja WL; głęb. 5243,8 m

Marly limestone with crinoid plates, WL facies; depth 5243.8 m

Fig. 20. Przejście od wapienia facji WL do wapienia facji WK; głęb. 5235,2 m

Transition from limestone, WL facies to limestone, WK facies; depth 5235.2 m

Fig. 21. Stromatoporoidy wstęgowe i gałązkowe w marglistej masie wypełniającej, facja WK; głęb. 5067,6 m

Tabular and branching stromatoporoids in the marly matrix, WK facies; depth 5067.6 m

Fig. 22. Zbity wapień stromatoporoidowo-koralowcowy, facja WK; głęb. 5013,8 m

Compact, stromatoporoid-coral limestone, WK facies; depth 5013.8 m

Fig. 23–26. Różne przykłady wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych facji WK; bliższe objaśnienia w tekście; głębokość: fig. 23 – 5068,2 m, fig. 24 – 5213,0 m, fig. 25 – 5162,8 m, fig. 26 – 5328,5 m

Various examples of the stromatoporoid-coral limestones, WK facies; further explanations in the text; depth: Fig. 23 – 5068.2 m, Fig. 24 – 5213.0 m, Fig. 25 – 5162.8 m, Fig. 26 – 5328.5 m



Fig. 18

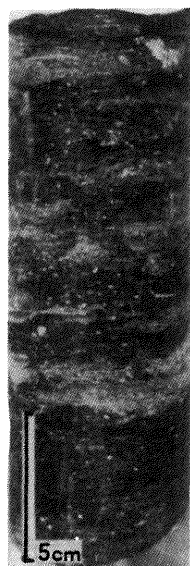


Fig. 19



Fig. 20



Fig. 21

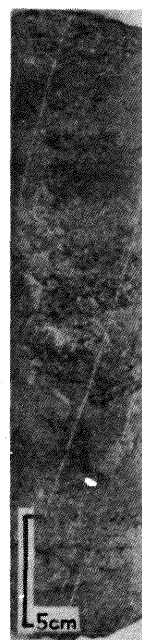


Fig. 22

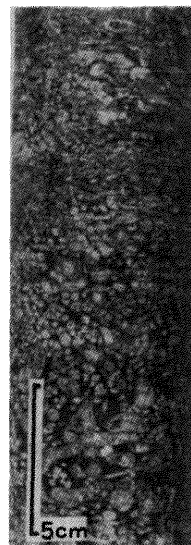
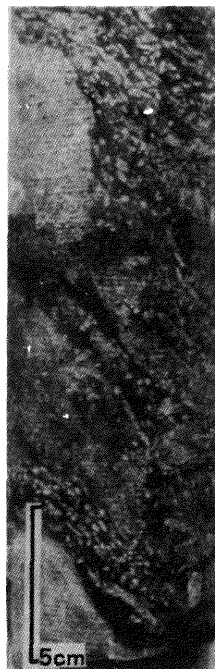
Fig. 24

Fig. 25

Fig. 26



Fig. 23



TABLICA III

Fig. 27–30. Różne przykłady wapieni facji WK; bliższe objaśnienia w tekście; głębokość: fig. 27–5160,0 m, fig. 28 – 5240,9 m, fig. 29 – 5230,0 m, fig. 30 – 5079,0 m

Various examples of the WK facies limestones; further explanations in the text; depth: Fig. 27–5160,0 m, Fig. 28 – 5240.9 m, Fig. 29 – 5230.0 m, Fig. 30 – 5079.0 m

Fig. 31. Wapień facji WK z osobniczym korałem rugosa; głęb. 5261,1 m

Limestone, WK facies with the solitary rugose coral; depth 5261,1 m

Fig. 32. Przejście od łupku marglistego facji IW z ramienionogami zawiasowymi do wapienia stromatoporoidowo-koralowcowego facji WK; głęb. 5314,9 m

Transition from marly shale, IW facies, with articulate brachiopods to stromatoporoid-coral limestone, WK facies; depth 5314.9 m

Fig. 33–34. Wapień facji WK ze wzbogaconym zespołem fauny (stromatoporoidy, koralowce, liliowce, ramienionogi); głębokość: fig. 33 – 5273,5 m, fig. 34 – 5227,2 m

Limestones of the WK facies, with enriched faunal assemblage (stromatoporoids, corals, crinoids, brachiopods); depth: Fig. 33 – 5273.5 m, Fig. 34 – 5227.2 m

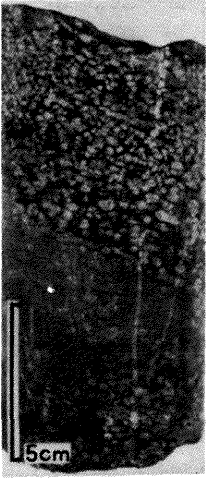


Fig. 27



Fig. 28



Fig. 29



Fig. 30

Fig. 31



Fig. 32



Fig. 33



Fig. 34

