

Marek NARKIEWICZ

Zdarzenia na późnodewońskim szelfie południowej Polski i ich znaczenie stratygraficzne

Analiza sekwencji facjalnych górnego dewonu z rejonu Dębника – Zawiercia, regionu kieleckiego i Lubelszczyzny wskazuje na występowanie pięciu ważnych zdarzeń geologicznych na obszarze zbiornika epikontynentalnego południowej Polski. Są to: podstawowa transgresja frańska (dolny? podpoziom *asymmetricus*), szybka transgresja poprzedzona regresją (dolny podpoziom *gigas*), enigmatyczne zdarzenie na granicy franu z famenem (środkowy podpoziom *triangularis*) i puls regresji (środkowy podpoziom *crepida*). Wymienione epizody (niektóre o wymiarze globalnym) charakteryzowały się krótkotrwałością w czasie geologicznym, porównywalną do trwania jednego podpoziomu konodontowego. Miały one ponadto czytelną, choć zróżnicowaną w poszczególnych strefach facjalnych, wpływ na sedymentację. Zdarzenia te mogą stanowić zatem dogodną podstawę do precyzyjnej korelacji czasowej odległych sekwencji węglanowych, co najmniej w obrębie badanej części basenu sedymentacyjnego.

WSTĘP

Analiza następstwa facji górnodewońskich w pobliżu ładu prakarpackiego wskazuje na istnienie dwóch cykli transgresywno-regresywnych, zaznaczających się szybkim pogłębieniem środowiska sedymentacji, a zakończonych powolną, choć okresowo przyspieszaną, regresją (M. Narkiewicz, G. Racki, 1987). Z badań konodontów wynika przy tym, że zarówno epizody transgresywne, jak i puls regresji mogły być izochroniczne, przynajmniej w skali rejonu badań.

Niniejsza praca jest próbą rozciągnięcia tych wniosków na większy obszar późnodewońskiego szelfu południowej Polski¹. Przedmiotem artykułu będzie porównanie rozwoju sedymentacji na trzech obszarach: między Dębnikiem a Zawierciem, w regionie kieleckim i na Lubelszczyźnie (fig. 1). Obszary te znacznie różnią się pozycją w obrębie szelfu, a także rejonizacją strukturalną. Rejon Dębника – Zawiercia przylega do hipotetycznego ładu prakarpackiego. Leży on na południowo-wschodnim obrzeżeniu stabilnego bloku podłoża – krystalicznego

¹ Strukturalne i paleogeograficzne ramy tej jednostki zdefiniowano wcześniej – por. M. Narkiewicz, 1985.

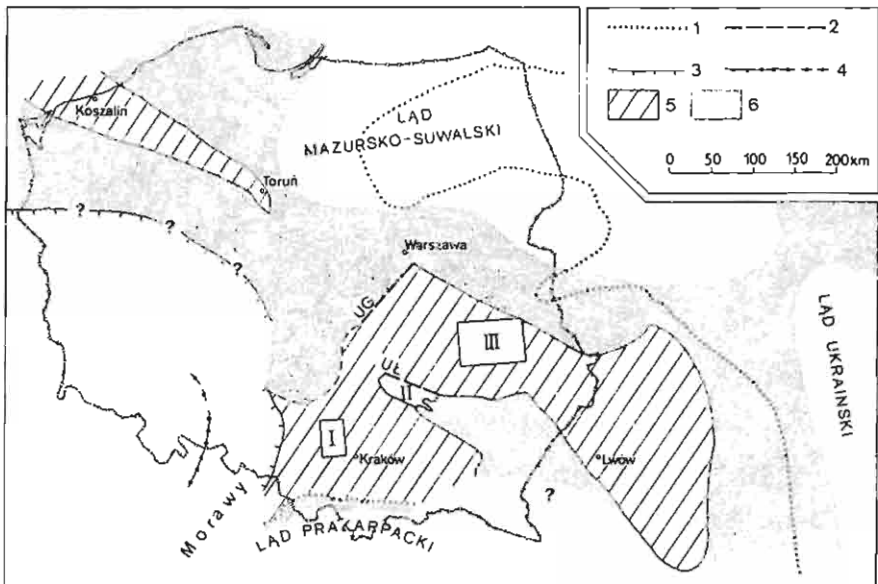


Fig. 1. Położenie obszarów szczegółowo analizowanych na tle szkieletowej paleogeografii dewonu w Polsce
Location of the described areas against the general Devonian paleogeography in Poland

1 – zasięg wychodni prekambry pod permo-mezozoikiem; 2 – ważniejsze dyslokacje (UG – uskók Grójca, UŁ – uskók łysogórski); 3 – granica orogenu waryscyjskiego; 4 – oś maksymalnej subsydencji geosynkliny w górnym dewonie; 5 – rozpoznany zasięg powierzchniowych i podpowierzchniowych wychodni dewonu epikontynentalnego; 6 – obszar przypuszczalnego pierwotnego występowania dewonu epikontynentalnego; numery obszarów: I – rejon Dębina-Zawiercia, II – region kielecki, III – Lubelszczyzna

1 – Precambrian subcrops under the Permo-Mesozoic cover; 2 – important dislocations (UG – Grójec fault, UŁ – Łysogóry fault); 3 – Variscan front; 4 – axis of a maximum geosynclinal subsidence (Late Devonian); 5 – recognized range of the epicontinental Devonian; 6 – presumed range of the epicontinental Devonian; numbers refer to the Dębina-Zawiercie area (I), Kielce region (II) and Lublin area (III)

masywu cieszyńskiego (S. Bukowy, 1971), w strefie „lineamentu kaledońskiego o cechach tektoniki fałdowo-intruzyjnej” (K. Bogacz, 1980). Obszar Gór Świętokrzyskich położony był w dewonie w centralnej, odległej od lądów części szelfu, a zarazem wzdłuż północnego skraju bajkalskiego masywu małopolskiego, przyległego do uskoku łysogórskiego (W. Pożaryski, 1986). Wreszcie, rejon lubelski znajdował się w sąsiedztwie lądu mazursko-suwańskiego i był zarazem położony w brzeżnej strefie platformy wschodnioeuropejskiej, interpretowanej jako młodowaryscyjski rów maziowiecko-lubelski (W. Pożaryski, 1986).

Analizę sekwencji górnodewońskiej w regionie kieleckim oparto częściowo na obserwacjach własnych, ale głównie na danych opublikowanych przez innych autorów (zwłaszcza prace M. Szulczewskiego, 1971, 1978, 1981 a, b, c). Rozważaniami objęto kilka wybranych profilów, reprezentujących sekwencje możliwe kompletne, a zarazem typowe dla różnych strefi facjalnych (tab. 1; fig. 2): basenu szelfowego (Kowala), biohermy stromatoporoidowo-koralowej (Kadzielnia), skłonu struktury rafowej (Wietrznia) i jej centralnej części (Ostrówka). W przypadku Lubelszczyzny korzystano głównie z opracowań H. Matyji i B. Żbikowskiej (1985) oraz M. Szulczewskiego (1972).

Dobór prac analitycznych był podyktowany przede wszystkim możliwością zastosowania korelacji konodontowej, która stanowi podstawowy w niniejszej

pracy test synchronizmu granic facjalnych. Oczywiście rozdzielczość tego testu jest z góry ograniczona trwaniem podpoziomu konodontowego, szacowanym średnio na 0,7 do 0,8 mln lat (oparte na danych W. Zieglera, 1978).

PORÓWNANIE SEKWENCJI FACJALNYCH

PODSTAWOWA TRANSGRESJA FRAŃSKA

Dębnik – Zawiercie. W rejonie tym zatopienie płytkowodnej platformy środkowodewońskiej (wapienie dębnickie i ich ekwiwalenty) odpowiada spągowi jednostki wapieni gruzłowych i zostało datowane na najniższy – dolny podpoziom *asymmetricus* w Dębniku oraz na dolny – środkowy podpoziom *asymmetricus* między Olkuszem a Zawierciem (podział konodontowy – fig. 3). Konodony z tego ostatniego obszaru pochodzą z nad spągu wapieni gruzłowych, który zatem może wypadać nieco niżej w podziale biostratygraficznym.

Region kielecki. Obserwuje się tu znaczne – w przeciwieństwie do rejonu Dębnik–Zawiercia – zróżnicowanie następstwa facjalnego w stropie środkowodewońskich utworów biostromalnych określonych przez J. Kaźmierczaka (1971) mianem warstw sitkówczańskich (tab. 1; fig. 2).

W „basenowym” profilu Kowali nad utworami biostromalnymi (zespół A) leżą według M. Szulczewskiego (1971) wapienie mikrytowe o miąższości 1 m (zespół B), nad którymi z kolei rozwinęła się niewielka struktura biohermalna (zespół C). Jest ona przykryta gruboławicowymi wapieniami mikrytowymi z ramienionogami (zespół D), interpretowanymi przez G. Biernat i M. Szulczewskiego (1975) jako facja głębszego zbiornika i datowanymi na dolny? – środkowy podpoziom *asymmetricus*.

W rejonie Kadzielni, przypuszczalnie bezpośrednio na platformie środkowodewońskiej, rozwinęła się większa struktura organiczna o charakterze niżejplywowego kopca mułowego (*mud mound*). Strop tej struktury jest datowany na środkowy – górny? podpoziom *asymmetricus* (M. Szulczewski, 1981b).

Kolejny analizowany profil, Wietrznia I, jest usytuowany – w świetle interpretacji przyjętej w tej pracy – najbliższej frańskiego kompleksu rafowego (rafy dyminskiej). Zostało to odzwierciedlone w obecności grubej, liczącej co najmniej 30 m, serii organodetrytycznej – jasnych, gruboławicowych i słabo uławiconych biokalcyrudytów ze źle wysortowanym detrytusem masywnych i płaskich stromatoporoidów, rugozów, tabulatów, krynoidów i ramienionogów (zespoły A i B M. Szulczewskiego, 1971; datowane na dolny – środkowy podpoziom *asymmetricus*). Spąg tych utworów nie jest znany, ale można sądzić przez analogię do innych pełniejszych profili (np. Janczyce I i Kowala I), że spoczywają one bezpośrednio na biostromalnej platformie stromatoporoidowo-koralowej, całkowicie w tym miejscu zdołomityzowanej. Nad zespołami A i B leżą – zaliczone do tych samych podpoziomów konodontowych – cienkoławicowe, ciemne, bitumiczne mikryty z wkładkami łupków marglistych i cienkich kalcyrudytów (zespół C). Utwory te mogą reprezentować maksimum transgresji, która zatopiła brzeżną część kompleksu rafowego, powodując skurczenie się obszaru sedimentacji biogenicznej *in situ*.

Kilka zdań warto poświęcić profilowi wzgórz kostomłockich, reprezentującemu już wprawdzie odrębny facjalnie region tysogórski, ale wyróżniającemu się dobrą analizą biostratygraficzną interesującego nas interwału (M. Szulczewski, 1981c; G. Racki, 1985). Na dolny podpoziom *asymmetricus*

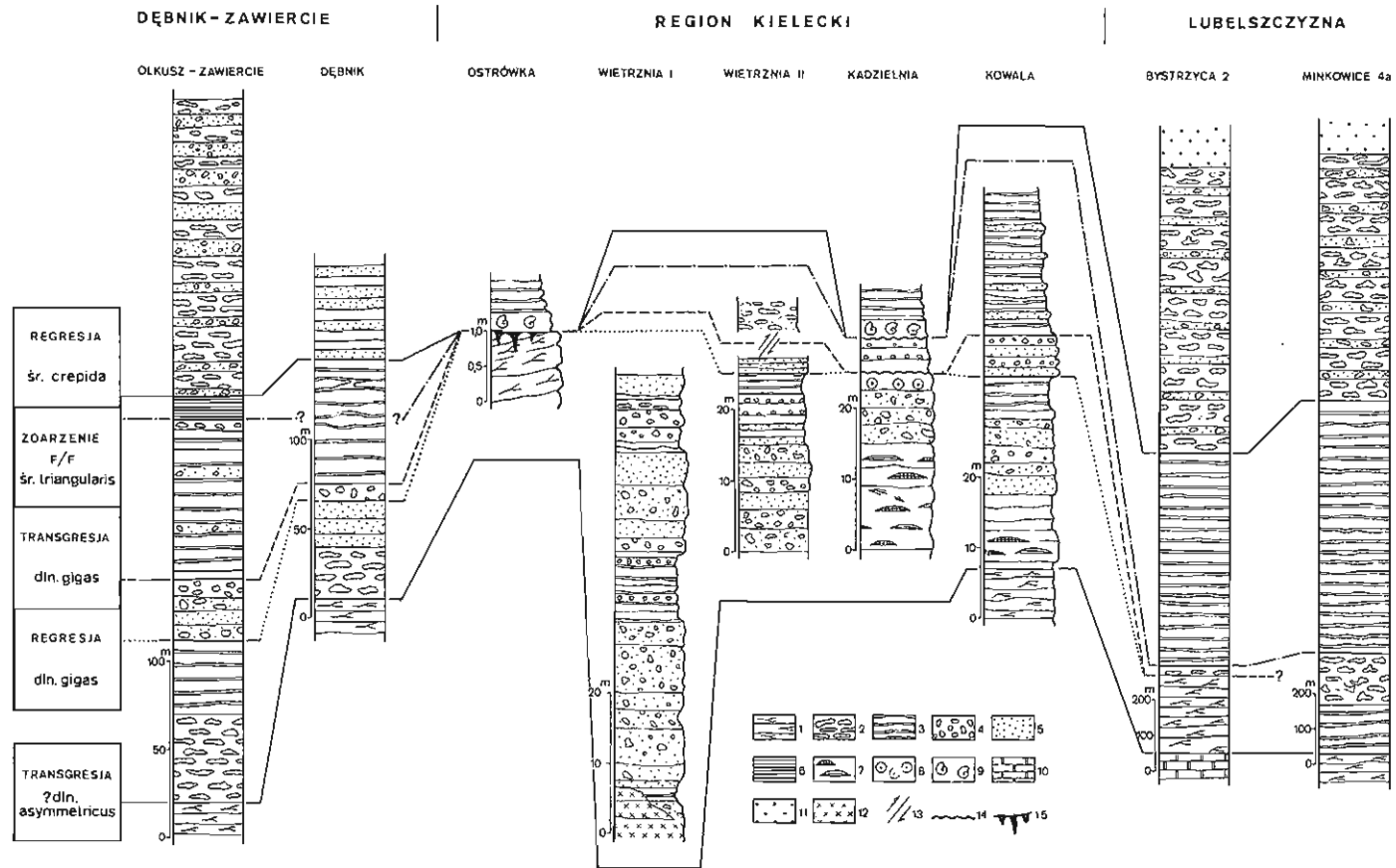


Fig. 2

przypada tu najprawdopodobniej granica marglisto-mikrytowych warstw szydlówcekich z wyżej leżącymi warstwami kostomłockimi o dużym udziale partii detrycznych. Takie następstwo sugerowałyby raczej spłylenie niż pogłębienie facji z początkiem franu, co wyraźnie odbiega od przyjętej tu interpretacji. Z drugiej strony, pojawienie się w dolnym podpoziomie *asymmetricus* utworów detrytycznych odzwierciedla, być może, nie tyle lokalne spłylenie, ile rozwój kompleksu rafowego w bliskim sąsiedztwie, co zwiększyło gradienty morfologiczne dna basenu i zapewniło źródło materiału klastycznego, śródformacyjnego.

Lubelszczyzna. Profile lubelskie trudno jest bezpośrednio korelować z omówionymi sekwencjami z powodu niedostatecznych datowań konodontowych. Tym niemniej można, opierając się na ostatniej pracy H. Matyji i B. Żbikowskiej (1985), pokusić się o przynajmniej roboczą hipotezę korelacyjną. Można wstępnie przyjąć, że tożsame z omawianą transgresją było pogłębienie zbiornika odpowiedzialne za przejście perylitoralnych dolomitów jednostki A formacji modrzyńskiej (fm) w biostromy stromatoporoidowo-koralowe jednostki B tejże formacji (otwór Bystrzyca 2 – por. fig. 2, tab. 1). Z kolei, w otworze wiertniczym Minkowice 4a zdarzeniu temu odpowiadałoby przejście diachronicznej jednostki B w margliste, laminowane mikryty basenowe wydzielenia C. Różny wiek wapieni stromatoporoidowo-koralowych (op. cit., ryc. 2) może wiązać się z ich odmienną pozycją facjalną. W przypadku pierwszego otworu byłaby to frańska budowla organiczna rozwinięta na jakiejś paleoelewacji podłoża, a w przypadku drugiego – platforma środkowodewońska wcześniej pogrążona i przykryta frańskimi utworami basenu szelfowego.

PULS REGRESJI WE WCZESNEJ DOBIE *GIGAS*

Dębnik – Zawiercie. Raptowne spłylenie zostało zarejestrowane w postaci zespołu kalcyrudytów zarówno w bliskim sąsiedztwie przybrzeżnego kompleksu biostromalnego (Dębnik), jak i dalej od brzegu, w facjach basenu szelfowego (Klucze). W Dębniku spąg kalcyrudytów datowano na dolny – górny podpoziom *gigas*, natomiast koło Kluczy udało się sprecyzować jego wiek na dolny podpoziom *gigas*. Przejście litologiczne od marglistych utworów basenowych do grubolawicowych wapieni detrytycznych mieści się tam w obrębie pojedynczego podpoziomu, co świadczyłoby o szybkim, w kategoriach geologicznych, tempie obniżania się poziomu morza.

<

Fig. 2. Korelacja zdarzeniowa dewonu górnego południowej Polski. Profile rejonu Olkusza – Zawiercia i Dębnika mają charakter zbiorczy, a miąższościom tamtejszych wydzieleni przypisano wielkości minimalne na danym obszarze (zauważ duże zróżnicowanie skali pionowej). Poszczególne profile zestawiono na podstawie prac H. Matyji i B. Żbikowskiej (1985), M. Narkiewicza (1978), M. Narkiewicza i G. Rackiego (1987), M. Szulczewskiego (1971, 1978, 1981a, b, c)

Event correlation of the Upper Devonian in southern Poland. Columns representing the Olkusza – Zawiercie and Dębnik areas are compiled sections, and minimum values were ascribed to the thicknesses of the units shown. Notice different vertical scales. The sections were drawn according to the published descriptions by H. Matyja and B. Żbikowska (1985), M. Narkiewicz (1978), M. Narkiewicz and G. Racki (1987) and M. Szulczewski (1971, 1978, 1981a, b, c)

1 – stromatoporoidowo-koralowe utwory biostromalne; 2 – wapień gruzłowe; 3 – ciemne, cienkolawicowe mikryty margliste z wkładkami łupków; 4 – kalcyrudyty; 5 – kalkarenity; 6 – łupki ilasto-margliste; 7 – wapień kadzielniański; 8 – oolity; 9 – wapień głównogowe; 10 – margliste dolomity perylitoralne; 11 – utwory terygeniczne formacji hulczańskiej (fm); 12 – późna dolomityzacja; 13 – luka tektoniczna; 14 – powierzchnia niedepozycji; 15 – powierzchnia skrasowiała

1 – coral stromatoporoid biostromes; 2 – nodular limestones; 3 – dark, thin-bedded, marly micrites with shale intercalations; 4 – calcirudites; 5 – calcarenites; 6 – marly-clayey shales; 7 – Kadzielnia Limestone; 8 – oolites; 9 – cephalopod limestones; 10 – marly, peritidal dolostones; 11 – terrigenous deposits of the Huleze Formation; 12 – late dolomitization; 13 – tectonic gap; 14 – nondepositional surfaces, 15 – karsted surface

Tabela 1

Korelacja zdarzeziowa podziałów litostratygraficznych dewonu górnego południowej Polski (zestawiono na podstawie prac wymienionych w objaśnieniach do fig. 2)

PIĘTRA	KORELOWANE PROFILE	DĘBNIK - ZAWIERCIE		R E G I O N K I E L E C K I				LUBELSZCZYŻNA	
		OLKUSZ - ZAWIERCIE	DĘBNIK	OSTROWKA	WIETRZNA I	KADZIELNA	KOWALA	BYSTRZYCA 2 OPOLE LUB. 3G.1	MIŃKOWICE 4a
ZDARZENIA		część dystalna szelfu	część proksymal- na szelfu	centrum komplek- su rafalowego	skłon komplek- su rafalowego	franki kopiec- mularny	basen szelfowy	budowa organici- na we łzówce	podwł. basenowy łzowy
N	Puls regresji sz. cretacea	ZESPÓŁ CZARNYCH LURÓW I WAPIENI	WAPIENIE MIKRYTOWE I ZIARNISTE	UTWORY ŚRODFORMACYJNE I LUKI	?	COMPLEX WAPIENIO- LURÓWY	?	FORMACJA NULEZANSKA (Fm)	FORMACJA MIECZANSKA (Fm)
		ZESPÓŁ WAPIENI GRUŻLOWYCH - DETRYTYCZNYCH				WAPIENIE ONCHODERASOWE		FORMACJA FRIELESKA (Fm)	FORMACJA FRIELESKA (Fm)
A	Zdarzenie Fff sz. triangularis	LURÓ WASTE	WAPIENIE PEŁTOWE	UTWORY ŚRODFORMACYJNE I LUKI	?	WAPIENIE GRUŻLOWE	ZESPÓŁ H	FORMACJA BYCHANSKA	FORMACJA BYCHANSKA
	Zdarzenie transgresyjne dln. gigas	ODNOWO WAPIENI LUKOWYCH I KALCYULOFITÓW						WAPIENIE MANTOKERASOWE	UTWORY SACODERASOWE
R	Puls regresji dln. gigas	ZESPÓŁ WAPIENI I LURÓW STYLICULOFITNYCH	WAPIENIE ZIARNISTE	WARSTWY SITKONCZANSKIE (FRANKIÓW AMFIPOROMEI)	?	ZESPÓŁ D-E	ZESPÓŁ C	FORMACJA WODPODŁ. (Fm)	JEDNOSTKA B
	Podziałowe (trans- gresyjne) franka łolin. asymmetricus	ZESPÓŁ WAPIENI I LURÓW	WAPIENIE KALKARENTY			ZESPÓŁ C			
F	Podziałowe (trans- gresyjne) franka łolin. asymmetricus	ZESPÓŁ WAPIENI GRUŻLOWYCH	WAPIENIE GRUŻLOWE	WARSTWY SITKONCZANSKIE	?	ZESPÓŁ A+B	WARSTWY KADZIELANSKI	FORMACJA WODPODŁ. (Fm)	JEDNOSTKA A
		BIOMKRYTY I WAPIENIE KORALOWE	WAPIENIE GEBLICKIE			ZESPÓŁ A+B			

Region kielecki. W profilu Kowala omawianemu zdarzeniu może odpowiadać zespół G (M. Szulczewski, 1971) – gruboławicowe wapienie z wkładkami zlepieńców śródformacyjnych, sąsiadujące od dołu i od góry z cienkoławicowymi mikrytami marglistymi. J. Kaźmierczak i R. Goldring (1978) zinterpretowali odpowiedniki facjalne i wiekowe zespołu G (G. Racki, inf. ustna) jako tempestyty w środowisku perylitoralnym. W świetle tej interpretacji opisywana jednostka reprezentowałaby najpłytsze ogniwo frańskiej sekwencji w Kowali. Według M. Szulczewskiego (op. cit.) osady te są nie młodsze niż dolny podz poziom *gigas*.

Na Kadzielni oznaką regresji są wapienie ziarniste otulające martwą już budowlę organiczną i powstałe „z luźnego materiału zmywanego z jej stropu i zboczy, kiedy sięgnęła ona ponad podstawę falowania” (M. Szulczewski, 1981b). Szczególną oznaką płytkowodności sedymantacji są wystąpienia oolitów wskazujące na bezpośrednią bliskość strefy międzyplytowej. Według cytowanego wyżej autora, w przystropowej części wapieni ziarnistych występuje poziom *A. triangularis*, natomiast dolny podz poziom *gigas* stwierdzono dopiero w wyżej leżących i bardziej głębokowodnych wapieniach mantokerasowych (por. dalej). Rodzi to przypuszczenie, iż dyskutowany puls regresji może ukrywać się w krótkotrwałej, erozyjnej lub niedepozycyjnej łuce między obu wydzieleniami, powstałej w warunkach najpłytszego (subaeralnego?) środowiska.

W profilu Wietrzna I, wcześniej (jeszcze w poziomie *asymmetricus*) rozpoczęta faza regresyjna jest reprezentowana przez utwory biodetrytyczne, w niższej części zwarte (zespół D), a wyżej – z przeławieniami mikrytów marglistych, w tym gruzłowych (zespół E). Skład szkieletów organicznych jest tu podobny do

składników dolnego ogniwu detrytycznego (zespoły A+B), co wskazywałoby na kolejny etap progradacji talusu rafowego. Najwyższa część tych utworów została zaliczona do dolnego podpoziomu *gigas*, ale ich strop nie jest odsłonięty, zatem ewentualne zmiany w litologii towarzyszące pulsowi regresywnemu są niedostępne obserwacjom. Ślad tego zdarzenia może być natomiast obecny w bardziej dystalnym i przez to silniej skondensowanym profilu Wietrznia II. W obrębie dolnego podpoziomu *gigas* przebiega tu granica łupków marglistych i mikrytów z fauną pelagiczną (zespół E) z wyżej leżącymi, częściowo przekątnie laminowanymi kalkarenitami zespołu F.

W obrębie centralnej części rafy dymińskiej, w Gałęzicach, omawianemu pulsowi regresji mogą odpowiadać przejawy krasu powierzchniowego odkryte tam niedawno przez Z. Bełkę (inf. ustna). Rozwinięte są one w stropie wapieni biostromalnych o charakterze zaraflowym (wapienie amfiporowe – M. Szulczewski, 1978). Wiek tych wapieni jest niejasny, jednakże bezpośrednio nad podobnymi utworami w pobliskich Bolechowicach znaleziono faunę koralową poziomu *gigas* (T. Wrzosek, mat. niepublikowane).

Lubelszczyzna. Prace opublikowane nie dostarczają żadnych wskazań co do występowania tu pulsu regresywnego we wczesnej dobie *gigas*.

TRANSGRESJA WE WCZESNEJ DOBIE *GIGAS*

Dębniek – Zawiercie. Nagłe pogłębienie środowiska depozycji jest zapisane w postaci ostrego kontrastu litologicznego między utworami grubookruchowymi a wyżej leżącymi mikrytami marglistymi. Zdarzenie to wyznacza kres rozwoju płytkowodnych struktur biogenicznych. Przypisano je szerokiemu przedziałowi całego poziomu *gigas*, aczkolwiek w przypadku profilu Kluczy datowanie można z dużym prawdopodobieństwem uściślić do dolnego – górnego podpoziomu *gigas*.

Region kielecki. W profilu Kowali omawianemu zdarzeniu przypuszczalnie odpowiada raptowne przejście wapiennego zespołu G w monotonna sekwencję cienkoławicowych wapieni marglistych i łupków (zespół H – M. Szulczewski, 1971). Dolna część tej ostatniej jednostki – datowana na dolny podpoziom *gigas* – zawiera liczne, ale niksące ku górze wkładki turbidytów wapiennych.

Na Kadzielni pogrążaniu martwej od dawna budowli organicznej towarzyszyła sedymentacja wapieni mantikocerasowych – mikrytowych, lokalnie zbrekcjowanych i zawierających głównie faunę pelagiczną. Spąg tych utworów datowano na dolny podpoziom *gigas* (M. Szulczewski, 1971, 1981b).

W profilu Wietrznia II istnieje luka tektoniczna w stropie detrytycznego zespołu F. Wyżej leżące wapienie gruzłowe bez fauny (zespół G) sygnalizują pogłębienie środowiska sedymentacji, choć wiek tego zdarzenia trudny jest tu do sprecyzowania. Datowania M. Szulczewskiego (1971, tab. 7) są wprawdzie szerokie, ale nie wykluczają one możliwości, iż dyskutowana granica biegnie w obrębie dolnego podpoziomu *gigas*.

Unikalnie wykształcony fran został udokumentowany na Psich Górkach niedaleko Wietrzni. Niemal cały znany profil tego piętra jest rozwinięty w facjach detrytycznych. Pojedyncza wkładka mikrytowa, grubości 2,5 m, występuje według M. Szulczewskiego (1971) w górnym podpoziomie *gigas* i przypuszczalnie stanowi jedyny ślad pogłębienia zbiornika. Najwyższa część profilu jest wykształcona w postaci sparytowych kalkarenitów o dobrze obtoczonych i wysortowanych ziarnach, z podrzędną domieszką szkieletów – głównie ramienionogów i krynoidów.

Pozycja facjalna profilu Psich Górek nie jest jasna. Być może, odpowiada on jakiejś elewacji martwego kompleksu rafowego, która mimo pogłębienia zbiornika przetrwała w płytszej strefie sublitoralnej, dostarczając materiału bioklastycznego sąsiednim obszarom.

Na Ostrówce opisywanemu zdarzeniu odpowiada najprawdopodobniej luka sedymentacyjna.

Lubelszczyzna. W profilu Bystrzyca 2 sedymentacja biogeniczna jednostki B formacji modryńskiej (fm) trwa co najmniej do późnej doby *asymmetricus* lub doby *A. triangularis*. Brak jest przy tym (lub są silnie zredukowane) marglistych, basenowych jednostek C i D, a utwory stromatoporoidowo-koralowe są niemal bezpośrednio przykryte przez formację bychawską zaliczaną już do niższego famenu (H. Matyja, B. Żbikowska, 1985). Sekwencja wydaje się być zatem podobna do pobliskiego profilu Opole Lubelskie IG 1 (M. Szulczewski, 1972). Tutaj, datowanie stropu wapieni stromatoporoidowo-koralowych mieści się w przedziale od dolnego do górnego podpoziomu *gigas*. Wyżej leżą cienkie wapienie głownogowe, których dolna granica wyznacza przejście płytkowodnej sedymentacji organicznej w głębsze środowisko wyniesienia podmorskiego. Potwierdzałoby to ogólnie obecność omawianego pulsu transgresywnego. Brak jest natomiast świadectw analogicznego pogłębienia środowiska w przypadku profilu Minkowice 4a o basenowym wykształceniu całego franu.

ZDARZENIE NA GRANICY FRANU Z FAMENEM

Dębnik – Zawiercie. Brak jest, jak do tej pory, informacji o ewentualnej zmianie facji w pobliżu granicy fran/famen w profilu Dębnika. Natomiast w rejonie Kluczy, odleglejszym od brzegu zbiornika, w środkowym poziomie *triangularis* przebiega granica dobrze uławiconych wapieni marglistych z ciemnymi łupkami ilastymi, w których udział węgla wapnia jest bardzo ograniczony. Zmniejsza się również znacznie zróżnicowanie i frekwencja szczątków organicznych. Opisana zmiana facji dokonuje się w obrębie pojedynczego podpoziomu konodontowego.

Region kielecki. Granica pięter nie zaznacza się żadną oczywistą zmianą litologii w obrębie ilasto-mikrytowych facji basenowych, na przykład w Kowali (M. Szulczewski, 1971) lub w profilu Janczyce I (M. Narkiewicz, I. Olkiewicz-Paprocka, 1983).

Na Kadzielni i w rejonie Gałęzic, na pogranicze pięter przypada luka sedymentacyjna obejmująca w pierwszym przypadku podpoziomy – od najwyższego *gigas* po dolny *crepida* (M. Szulczewski, 1981b).

W rejonie Psich Górek sedymentacja wapienno-detrytyczna trwa według M. Szulczewskiego (1971) aż po niższy famen, by dopiero w poziomie *crepida* przejść w utwory margliste.

Ta unikalna obserwacja, ze względu na swoją wagę, wymaga dodatkowego potwierdzenia. Z pracy cytowanej (tab. 5, fig. 7) wynika bowiem, iż tylko jedna próbka (P. 12), pochodząca z najwyższej części wapieni, wskazała na poziom *crepida*. Cały ciężar datowania spoczywał przy tym na pojedynczym okazie *P. quadrantinosalobata*. Z innych oznaczeń cytowanego autora wynika, że graniczne podpoziomy *triangularis* (co najmniej dolny i środkowy) są w opisywanym profilu znacznie skondensowane, obejmując łącznie niecałe 5 metrów miąższości.

Lubelszczyzna. Nieliczne datowania konodontowe wskazywałyby, iż granica franu z famenem może przebiegać w rejonie Lublina (Minkowice 4a) w stropie jednostki D formacji modryńskiej (fm) – H. Matyja, B. Żbikowska (1985).

Granica ta odpowiada przejściu facjalnemu wapieni gruzłowych z fauną ramienio-nogów, liliowców i tentakulitoidów w dobrze uławiczone margle i wapienie margliste z ubogą fauną planktoniczną (formacja bychawska). Dodatkową przesłanką utożsamiania granicy pięter z opisanym przejściem facjalnym jest fakt występowania tentakulitoidów (wymierających z końcem franu) jedynie do stropu jednostki D (op. cit.).

W profilu Bystrzyca 2, gdzie fran wykształcony jest jako wapienie organogeniczne, na pograniczu franu z famenem wystąpiło przypuszczalnie zahamowanie sedymentacji i kondensacja stratygraficzna (op. cit.). W profilu Opole Lubelskie IG 1, o podobnej pozycji facjalnej, sekwencja skondensowana z wymieszaną fauną konodontową obejmuje podpoziomy od górnego *gigas* po górny *triangularis* (dolny *crepida* ?) – M. Szulczewski (1972).

PULS REGRESJI W ŚRODKOWEJ DOBIE *CREPIDA*

Dębnik – Zawiercie. W facjach basenowych przejście sedymentacji ilastej w silniej węglanową i detrytyczną zachodzi bardzo stopniowo w obrębie podpoziomów: środkowy *crepida* – górny *rhomboidea*, aczkolwiek pierwsze symptomy spłylenia (cienkie zlepionce śródformacyjne) występują już w najniższym z wymienionych podpoziomów (por. M. Narkiewicz, 1978, fig. 3, tab. 6). W bardziej proksymalnym profilu Dębnika przejście marglistych wapieni płytowych w wapienie mikrytowe i ziarniste można wyznaczyć z dokładnością do całego poziomu *crepida* (M. Narkiewicz, G. Racki, 1984). W obu natomiast rejonach bardzo wyraźna jest stopniowa tendencja regresywna w rozwoju facji aż po schyłek famenu.

Region kielecki. W facjach basenowych zdarzenie to wydaje się nie zaznaczać wyraźniejszą zmianą litologiczną. Natomiast na Kadzielni, dokładnie w środkowym podpoziomie *crepida*, nowy, fameński etap sedymentacji został zapoczątkowany osadzeniem się skondensowanych wapieni głowonogowych przechodzących ku górze w wapienno-łupkowe facje basenowe. W rejonie Psich Górek fameńskie utwory margliste pojawiają się w jednym z trzech podpoziomów *crepida* (w środkowym ?). Kompleks rafowy był w tym czasie objęty niedepozycją bądź sedymentacją bardzo powolną (M. Szulczewski, 1971, 1981a).

Lubelszczyzna. Opisowane zdarzenie można odczytać w rejonie Lublina w kontraście facjalnym między formacją bychawską (por. wyżej) a formacją firlejską (fm). Ta ostatnia złożona jest z wapieni gruzłowych, obfitujących w faunę i florę bentoniczną (w tym glony) oraz z wkładkami ziarnistymi spoczywającymi na powierzchniach erozji śródformacyjnej. Granica obu formacji została wyznaczona przez H. Matyję i B. Żbikowską (1985) w przedziale środkowy – górny podpoziom *crepida* (otwór Bystrzyca 2). Na Lubelszczyźnie tendencje regresywne u schyłku famenu są jeszcze wyraźniejsze niż w rejonie Dębnika – Zawiercia, a ich przejawem jest sedymentacja utworów terygenicznych formacji hulczańskiej (fm).

ZNACZENIE ZDARZEŃ DLA KORELACJI

W przeciwieństwie do biostratygrafii, korelującej wystąpienia przewodnich taksonów organicznych, i w przeciwieństwie do litostratygrafii, porównującej cechy fizyczne skał, stratygrafia zdarzeniowa (*event stratigraphy*) zajmuje się korelacją zmian facjalnych spowodowanych przez jakieś zdarzenia geologiczne (por. D.V. Ager, 1983). Można wskazać kilka następujących cech decydujących o kore-

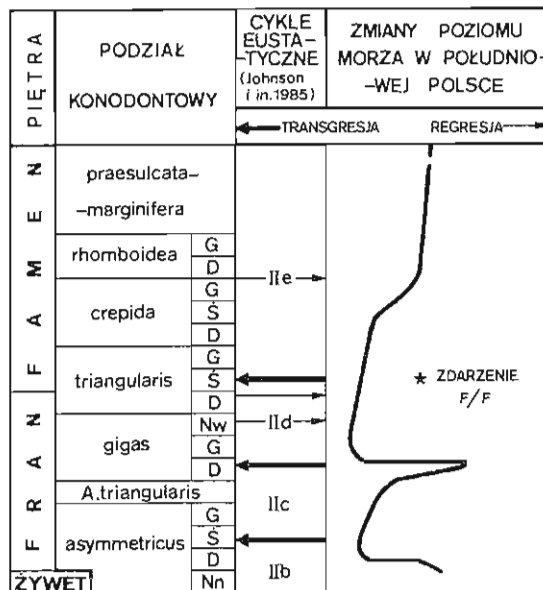


Fig. 3. Krzywa późnoweńskich zmian poziomu morza dla szelfu południowej Polski. Standardowy podział konodontowy górnego dewonu w wersji zmienionej przez W. Zieglera i C.A. Sandberga (1984) Sealevel curve for the Late Devonian shelf in southern Poland. Standard conodont division is given in its version revised by W. Ziegler and C.A. Sandberg (1984)

lacyjnej wartości takich zdarzeń: raptowność w geologicznej skali czasowej, powszechność na obszarze analizowanym, unikalność w badanym odcinku czasu geologicznego, widomy wpływ na sedymentację, tj. pozostawienie trwałego zapisu w profilach.

Kilku słów komentarza wymaga warunek pierwszy. Praktyczną miarą raptowności zdarzenia jest ostrość pionowych gradientów litologicznych oraz dane biostratygraficzne świadczące o krótkotrwałości procesu zmian. Tych dwóch kryteriów nie można od siebie oddzielić: bywają ostre granice litologiczne, którym odpowiadają długie przedziały czasu (np. powierzchnie niedepozycyjne lub erozyjne), a z drugiej strony – wąskie jednostki biostratygraficzne mogą być reprezentowane przez jednolite osady o dużych miąższościach. Biostratygrafia dostarcza ostatecznego testu równoczesności zdarzenia reprezentowanego przez zapis litologiczny. Ale istnieje tu zarazem sprzężenie zwrotne, gdyż biozonacja może być testowana i precyzowana za pośrednictwem zdarzeń, których korelacyjnej wartości dowiedziono.

Opisywane w tej pracy zdarzenia spełniają warunek unikalności: tam, gdzie je stwierdzono, wyraźnie odróżniają się w zapisie od reszty sekwencji (fig. 2). Ponadto, we wszystkich przypadkach, gdy można je było precyzyjnie datować, ich wiek (tzn. wiek ich sygnału litologicznego) mieścił się w obrębie pojedynczego podpoziomu konodontowego (fig. 3). Dyskusyjne są natomiast przyczyny braku w niektórych profilach czy nawet całych rejonach zapisu litologicznego związanego z pewnymi zdarzeniami. Zastanowienia wymaga też zróżnicowanie sedymentologicznego wyrazu poszczególnych epizodów w przypadkach, gdy zostawiły one ślad w litologii. Problemy te zostaną dalej pokrótce omówione w odniesieniu do kolejnych zdarzeń.

PODSTAWOWA TRANSGRESJA FRAŃSKA

Charakter utworów transgresywnych jest bezpośrednio zdeterminowany przez fakt występowania lub braku płytkowodnej sedymentacji biogenicznej we franie. Istnieje tu kilka możliwości: „natychmiastowe” utrwalenie się sedymentacji basenowej (Dębnik, Klucze ?, Minkowice 4a ?), krótkotrwały epizod rozwoju niewielkiej biohermy stromatoporowej (Kowala), dłużej zachodzący rozwój kopca mułowego (Kadzielnia), długotrwały wzrost kompleksu rafowego (Gałęzice, Wietrznia I, Bystrzyca 2, Opole Lubelskie IG 1). Wymienione możliwości reprezentują malejącą czytelność opisywanej transgresji w zapisie kopalnym. W skrajnym przypadku (Gałęzice) biostromalne utwory środkowodewońskie mogą bez wyraźnej zmiany w litologii przechodzić w grube, zarafowe facje górnego dewonu.

Problem korelacyjnej wartości omawianego zdarzenia dodatkowo komplikuje możliwość, iż platforma biostromalna lokalnie przez pewien czas nadążała ze wzrostem za podnoszącym się poziomem morza². Dostępne dane nie pozwalają na wykluczenie takiej ewentualności. Można jedynie sądzić, że najmniejsze prawdopodobieństwo wystąpienia takiego „przedłużonego” wzrostu istniało w nieco abiotycznych facjach typu wapieni dębnickich, a największe — w rejonach rozwoju dużych frańskich struktur rafowych. Te ostatnie były przypuszczalnie uwarunkowane paleotektonicznie (np. rozwój rafy dymińskiej na podłożu antykliny kaledońskiej).

PULS REGRESJI WE WCZESNEJ DOBIE *GIGAS*

Dane z Dębnika, Kadzielni i Wietrzni wskazują, że tendencje regresywne wystąpiły wkrótce po transgresji wczesnofrańskiej, przypuszczalnie już w środkowym — górnym podpoziomie *asymmetricus*. W związku z tym, dyskutowane zdarzenie może być trudno czytelne w profilach reprezentujących bezpośrednio poblizsze struktur organicznych, gdzie progradacja utworów detrytycznych rozpoczęła się już wcześniej. W takich sytuacjach może ono być manifestowane przez nagłe pojawienie się utworów o grubszym uziarnieniu (Dębnik), ale może też być ukryte w serii jednolicie gruboziarnistej (Kadzielnia ?).

W przypadku facji najpłytszych (Gałęzice, Kadzielnia) puls regresji mógł doprowadzić do emersji i rozwoju powierzchni erozyjnej, a nawet krasu powierzchniowego. W tego rodzaju sekwencjach, przy istnieniu luk w zapisie lub występowaniu utworów lądowych (caliche, osady rezydualne) fakt emersji może nie budzić wątpliwości, natomiast jej wiek będzie trudny do jednoznacznego ustalenia. Dopóki jednak nie udowodni się istnienia jakichś innych powodów wynurzenia (np. blokowej tektoniki synsedymentacyjnej), najprostszym wytłumaczeniem emersji będzie omawiany puls regresywny.

Spośród opisanych profili najbardziej oczywista identyfikacja dyskutowanego zdarzenia dotyczy rejonu Kluczy i Kowali, gdzie występują wkładki wapienno-okruchowe w obrębie marglistych utworów basenu szelfowego. Można przy tym oczekiwać, że w profilach basenu najgłębszego i/lub najbardziej oddalonego od budowli organicznych puls regresji zaznaczył się słabiej niż w wymienionych przykładach. Ewentualne wykrycie sedymentacyjnego zapisu omawianego zdarzenia

² Trzeba przy tym pamiętać o ogromnym potencjale wzrostu struktur organicznych (W. Schlager, 1981), który sprawia, że krótkim okresem mieszczącym się całkowicie w przedziale błędów korelacji konodontowej mogą odpowiadać wapienie o znacznej miąższości.

na Lubelszczyźnie będzie wymagać dokładniejszej analizy sedymentologicznej i biostratygraficznej tamtejszych profilów górnego dewonu.

TRANSGRESJA WE WCZESNEJ DOBIE *GIGAS*

Zdarzenie to jest czytelne we wszystkich profilach, w których występują starsze utwory regresywne w postaci wapieni detrytycznych (Dębnik—Zawiercie, Kowala, Kadzielnia). Wszędzie tam transgresji towarzyszy ostry kontakt litologiczny tych osadów z utworami głębszych facji. Podobnie jest, jak można sądzić, w przypadku zatopionych struktur organicznych w rejonie wierceń Bystrzyca 2 i Opole Lubelskie IG 1, gdzie utwory stromatoporoidowo-koralowe przykryte są wapieniami głowonogowymi. Opisywana transgresja nie zostawiła natomiast żadnego zapisu osadowego w profilu Ostrówki, w centralnej części kompleksu rafowego. Powodem mogła być przedłużająca się ekspozycja powierzchniowa po niedawnym pulsie regresji lub, co bardziej prawdopodobne, niedepozycja w warunkach podmorskich (por. M. Szulczewski, 1978).

Z kolei, przypadek Psich Górek wskazuje, że pewne fragmenty dawnego kompleksu rafowego mogły, mimo pulsu transgresywnego, dalej być źródłem osadów bioklastycznych, choć już nie o charakterze talusu rafowego, lecz detrytusu ramienionogowo-krynoidowego typu *reef cap*.

ZDARZENIE NA GRANICY FRANU Z FAMENEM

Przypada ono na okres silnej transgresji zapoczątkowanej w dobie *gigas*. W związku z tym, rozkład facji w badanym zbiorniku cechuje znaczne uproszczenie: w rozległym basenie szelfowym z sedymentacją marglistą obecne są jedynie izolowane strefy depozycji zwolnionej lub wręcz niedepozycji na pogrążonych budowach organicznych. W profilach basenowych omawiany epizod albo wyrażony jest silnym i raptownym w kategoriach podziału konodontowego (Klucze) spadkiem zawartości węglanów na korzyść substancji ilastej, albo też w ogóle nie zaznacza się w litofacji (region kielecki).

Podczas gdy koło Kluczy łupki ilaste zapoczątkowane opisywanym zdarzeniem wyróżniają się niewielkim tempem sedymentacji, na Lubelszczyźnie formacja bychawska reprezentuje maksymalny przyrost osadów w czasie. Różnica ta może wynikać z odmiennego usytuowania tektonicznego: na stabilnym podłożu w przypadku Kluczy, a w osi subsydencji rowu mazowiecko-lubelskiego (W. Pożaryski, 1986) w przypadku okolic Lublina.

Na pogrążonych budowach organicznych luka sedymentacyjna obejmuje wprawdzie zawsze co najmniej krytyczny interwał poziomu *triangularis*, ale może też ona rozciągać się na cały famen i znaczną część franu (M. Szulczewski, 1981a). Zmniejsza to korelacyjną wartość opisywanego zdarzenia w takich sytuacjach facjalnych.

Do tej pory przełom na granicy franu z famenem był analizowany głównie w kategoriach globalnego kryzysu świata organicznego (masowe wymieranie — por. D.J. McLaren, 1982). Opisane przykłady wskazują jednak, że zdarzenie to miało również poważne konsekwencje dla sedymentacji, aczkolwiek trudno tu, jak na razie, dostrzec prawidłowości prowadzące do logicznego wytłumaczenia jego przyczyn. Oczywiście, choć nie powszechny kryzys sedymentacji węglanowej mógł mieć podłoże zarówno organiczne (wylimitowanie taksonów osadotwórczych), jak i nieorganiczne (środowisko nie sprzyjające wytrącaniu węglanów).

PULS REGRESJI W ŚRODKOWEJ DOBIE *CREPIDA*

Tendencje regresywne w późnym famenie wyraźne są na obszarach położonych bliżej brzegów zbiornika (Dębnik – Zawiercie i Lubelszczyzna), natomiast nieznaczają się w sposób oczywisty w centralnej jego części (region kielecki). Zależność ta dotyczy również diskutowanego zdarzenia, które zapoczątkowało regresję późnofameńską (por. też M. Szulczewski, 1986). Obok bezpośrednich oznak bardziej płytkowodnego środowiska (erozja śródformacyjna), charakterystyczne dla nowego etapu sedymentacji jest znaczne zwiększenie udziału węglanów kosztem substancji ilastej.

W niektórych profilach (Kadzielnia) dokładnie z początkiem pulsu regresji kończy się okres niedepozycji podmorskiej. Wskazywałoby to, iż omawianemu zdarzeniu towarzyszył ponowny rozruch „fabryki węglanowej” po katastrofie z przełomu fran/famen. Wiek diskutowanego epizodu został wyznaczony głównie w oparciu o profil RR-34 koło Zawiercia. Pozostałe datowania (zwłaszcza Dębnik i Lubelszczyzna) są nieco mniej precyzyjne i trudno jest wykluczyć możliwość, że w innych profilach utwory regresywne są nieco przesunięte w czasie.

PODSUMOWANIE

Starano się wykazać, że diskutowane zdarzenia wyróżnia powszechność co najmniej na obszarze późnodewońskiego szelfu południowej Polski z jego zróżnicowaną budową podłoża i paleogeografią. Niektóre epizody (np. zdarzenie regresywne w dobie *gigas*) są słabo czytelne w pewnych rejonach (Lubelszczyzna), ale może to wynikać z niedostatków analizy facjalnej i biostratygrafii. Poza tym, fakt zapisania się zdarzenia w sekwencji litologicznej wydaje się zależeć od pozycji paleogeograficznej i facjalnej danego profilu. Niektóre ze zdarzeń (np. oba pulsy transgresji) objęły swym widowym wpływem większą liczbę różnych sytuacji facjalnych. Inne (np. zdarzenie F/F lub puls regresji we wczesnym famenie) zostały zarejestrowane bardzo selektywnie w różnych profilach. Wynikałoby stąd, że stwierdzenie jakiegoś zdarzenia w postaci zmiany litologicznej w profilu nie tylko dostarcza wartościowego horyzontu korelacyjnego, ale niesie informację sytuującą daną sekwencję w układzie paleogeograficznym i facjalnym.

Raptowność opisanych zdarzeń może być wykazana we wszystkich przypadkach, gdy dysponujemy precyzyjnymi datowaniami konodontowymi na tle dokładnych profili litologicznych. Dostępne dane sugerują izochroniczność tych epizodów w skali analizowanego fragmentu zbiornika. Nie wyklucza to możliwości, że pewne efekty sedymentacyjne danego zdarzenia mogą występować z opóźnieniem w profilu. Dotyczy to na przykład ostatecznego zatopienia platformy środkowodewońskiej na obszarach o najsłabszej subsydencji albo oznak spłylenia w famenie, w rejonach wyjątkowo głębokiego basenu szelfowego. Zarysowana możliwość (jeszcze nie wykazana na konkretnych przykładach) nie podważa ogólnej przydatności omówionych zdarzeń dla korelacji czasowej w wymiarze lokalnym i regionalnym, choć jednocześnie skłania do pewnej ostrożności w przyszłych badaniach.

GLOBALNE UWARUNKOWANIA ZDARZEŃ PÓŻNODEWOŃSKICH

Globalny zasięg miała niewątpliwie podstawowa transgresja frańska. Według M.R. House'a (1985) to „zdarzenie frańskie” (*Frasnes event*) wypadło „blisko początku dolnego podpoziomu *asymmetricus*” i można je rozpoznać w profilach

od Nowego Jorku przez Maroko do Europy. W Belgii puls transgresywny jest zaznaczony pojawieniem się łupków z początkiem fazy F2a (H.H. Tsien, 1971, 1974). W rejonie Akwizgranu odpowiada mu przypuszczalnie kompleks tzw. *Grenzschiefer* leżący między grubymi zespolami rafowymi (W. Kasig, H. Wilder, 1983). W swym zestawieniu wahań eustatycznych dla dewonu Europy i Ameryki Północnej J.G. Johnson i in. (1985) wyróżnili transgresywno-regresywny cykl I Ib zapoczątkowany w najniższym podpoziomie *asymmetricus* i I Ic zaczynający się od środkowego podpoziomu *asymmetricus* (fig. 3).

Brak jest jednoznacznych dowodów na eustatyczną przyczynę pulsu regresywnego w niższej części poziomu *gigas*. Świadczenia regresji są poza Polską nieliczne i na ogół słabo datowane. Można do nich zaliczyć regresję poprzedzającą facje *Pipe Creek* w Nowym Jorku (M.R. House, 1985, fig. 5a), kątową niezgodność w marokańskim profilu Erfoud (J. Wendt i in., 1984, por. też W. Buggisch, 1972, str. 16), granicę erozyjną w dolnym podpoziomie *gigas* profilu *Devils Gate Limestone* w Nowadzie (C.A. Sandberg, F.G. Poole, 1977, fig. 7, str. 155), czy wreszcie kras rozwinięty na wapieniach dolnego franu koło Visé w Belgii (E. Poty, 1980) oraz w południowej Anglii (M.J. Orchard, 1977).

Transgresja zapoczątkowana w dolnym podpoziomie *gigas* była, zdaniem J.G. Johnsona i in. (1985), największą z transgresji dewońskich. W Europie Zachodniej została ona odzwierciedlona w sedymentacji łupków z Matagne i ich odpowiedników (W. Buggisch, 1972; W. Krebs, 1979).

Globalny wymiar zdarzenia F/F został już krótko wspomniany. Można jedynie dodać, że opisane wyżej luki i kondensacje stratygraficzne są stwierdzane na całym świecie w analogicznych przedziałach biostratygraficznych i sytuacjach facjalnych (W. Buggisch, 1972; P.E. Playford i in., 1984; E. Mountjoy, 1980, fig. 6). Według J.G. Johnsona i in. (1985) w środkowym podpoziomie *triangularis* miała miejsce globalna transgresja o ograniczonym zasięgu, poprzedzona krótką fazą regresywną.

Ostatnie z analizowanych tu zdarzeń — wczesnofameński puls regresji — wypada na krzywej J.G. Johnsona i in. (1985) nie w obrębie środkowego podpoziomu *crepida*, a na granicy poziomów *crepida* i *rhomboidea*. Wyrażna faza regresywna została natomiast zapoczątkowana w obrębie poziomu *crepida* Nowego Jorku (M.R. House, 1985, fig. 2).

*

Podziękowania. Dziękuję dr Hannie Matyji, drowi Grzegorzowi Rackiemu i mgrowi Ireneuszowi Walaszczukowi za przeczytanie wcześniejszej wersji pracy i dyskusję. Dziękuję też drowi Zdzisławowi Bełce, drowi Grzegorzowi Rackiemu i drowi Tomaszowi Wrzołkowi za udostępnienie niepublikowanych wyników ich obserwacji.

Zakład Geologii Złóż Surowców Skalnych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 28 stycznia 1987 r.

PIŚMIENICTWO

- AGER D.V. (1983) – The nature of the stratigraphical record. Wyd. II. Macmillan Press. London.
- BIERNAT G., SZULCZEWSKI M. (1975) – The Devonian brachiopod *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer, 1866) from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 20, p. 199–221, nr 2.
- BOGACZ K. (1980) – Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50, p. 183–208, nr 2.
- BUGGIŚCH W. (1972) – Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). *Abh. Hess. L. – A. Bodenforsch.*, 62.
- BUKOWY S. (1971) – Budowa paleozoiku obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, 15, p. 701–703, nr 3.
- HOUSE M.R. (1985) – Correlation of mid-Paleozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313, p. 17–22.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A. (1985) – Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, p. 567–587.
- KASIG W., WILDER H. (1983) – The sedimentary development of the Western Rheinisches Schiefergebirge and the Ardennes (Germany/Belgium). In: *Intracontinental Fold Belts*, p. 185–209 Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg.
- KAŹMIERCZAK J. (1971) – Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. *Palaeont. Pol.*, 26.
- KAŹMIERCZAK J., GOLDRING R. (1978) – Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. *Geol. Mag.*, 115, p. 359–366, nr 5.
- KREBS W. (1979) – Devonian basinal facies. In: *The Devonian System, Spec. Pap. Palaeont.*, 23, p. 125–139.
- MATYJA H., ŻBIKOWSKA B. (1985) – Stratygrafia dewońskiej serii węglanowej z kilku wierceń w rejonie Lublina. *Prz. Geol.*, 33, p. 259–263, nr 5.
- McLAREN D.J. (1982) – Frasnian–Famennian extinctions. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 190, p. 477–484.
- MOUNTJOY E. (1980) – Some questions about the development of Upper Devonian carbonate buildups (reefs), western Canada. *Canad. Petrol. Geol. Bull.*, 28, p. 315–344, nr 3.
- NARKIEWICZ M. (1978) – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.*, 28, p. 415–470, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1985) – Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. *Prz. Geol.*, 33, p. 253–258, nr 5.
- NARKIEWICZ M., OLKOWICZ-PAPROCKA I. (1983) – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 27, p. 225–256, nr 2.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. (1984) – Stratygrafia dewonu antykliny Dębника. *Kwart. Geol.*, 28, p. 513–546, nr 3/4.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. (1987) – Korelacja i rozwój sedymentacji górnego dewonu między Dębnikiem a Zawierciem. *Kwart. Geol.*, 31, p. 341–356, nr 2/3.
- ORCHARD M. (1978) – The conodont biostratigraphy of the Devonian Plymouth Limestone, South Devon. *Palaeontology*, 21, p. 907–955, nr 4.
- PLAYFORD P.E., McLAREN D.J., ORTH C.J., GILMORE J.S., GOODFELLOW W.D. (1984) – Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia. *Science*, 226, p. 437–439.
- POTY E. (1980) – Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32, p. 53–55, nr 1.
- POŻARYSKI W. (1986) – Warwscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy środkowej. *Prz. Geol.*, 34, p. 117–127, nr 3.

- RACKI G. (1985) – Conodont biostratigraphy of the Givetian/Frasnian boundary beds at Kostomłoty in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 35, p. 265–275, nr 3–4.
- SANDBERG C.A., POOLE F.G. (1977) – Conodont biostratigraphy and depositional complexes of Upper Devonian cratonic-platform and continental-shelf rocks in the Western United States. In: *Western North America; Devonian*. California Univ. Riverside, Campus Mus. Contr., 4, p. 144–182.
- SCHLAGER W. (1981) – The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, p. 197–211, nr 1.
- SZULCZEWSKI M. (1971) – Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 21, p. 1–128, nr 1.
- SZULCZEWSKI M. (1972) – Konodonty górnodewońskie i ich znaczenie stratygraficzne. W: *Opole Lubelskie IG i. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, 3, p. 32–36.
- SZULCZEWSKI M. (1978) – The nature of unconformities in the Upper Devonian–Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 28, p. 283–298, nr 3.
- SZULCZEWSKI M. (1981a) – Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przewod. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 68–82.
- SZULCZEWSKI M. (1981b) – Kadzielnia (wycieczka). *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 110–115.
- SZULCZEWSKI M. (1981c) – Stratygrafia franu wapieni kostomłockich. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 222–225.
- SZULCZEWSKI M. (1986) – Late Devonian events in Poland. In: *Late Devonian events around the Old Red Continent*. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, p. 263–265, nr 1.
- TSIEN H.H. (1971) – The Middle and Upper Devonian reef-complexes of Belgium. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8, p. 119–173.
- TSIEN H.H. (1974) – Paleocology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium. *Intern. Symp. Belgian Micropaleont. Limits*, Publ., 12.
- WENDT J., AIGNER T., NEUGEBAUER J. (1984) – Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Tafilalt Platform (upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentology*, 31, p. 601–625, nr 5.
- ZIEGLER W. (1978) – Devonian. In: *Contributions to the geologic time scale*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, 6, p. 337–345.
- ZIEGLER W., SANDBERG C.A. (1984) – *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian zonation. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 196, p. 179–194.

Мареk НАРКЕВИЧ

СОБЫТИЯ НА ПОЗДНИЕДЕВОНСКОМ ШЕЛЬФЕ НА ЮГЕ ПОЛЬШИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ

Резюме

Темой предлагаемой статьи является сравнение фациальной очередности осадков в трех областях позднедевонского шельфа на юге Польши: в районе Дембник—Заверце около Кракова, в келецком районе Свентокшиских гор и на Люблинщине (фиг. 1). Эти области различны по структурному строению и палеогеографическому положению. Поэтому общие черты, присущие фациальной очередности осадков в этих областях можно отличить от локальной их специфики. Интерпретация очередности фаций, согласно стандартному делению по конодонтам, способствовала выявлению 5 важных геологических событий на этой территории.

1. Главная фрайская трансгрессия (вероятно нижний подгоризонт *asymmetricus*). Это явление обычно выражено в виде контакта темных мергелистых сублитеральных („бассейновых“) от-

пожений (анаэробных — дисаэробных) с нижепежащими строматоподово-кораловыми биостромным комплексом (Дембник, Ключе окопо Заверца, Минковице 4а — фиг. 2, таб. 1). Локально на биостромной платформе сформировались разные по величине самостоятельные органические постройки — начиная с мелких бногерн (Коваля) до крупных рифов (Острувка, Быстшица 2?).

2. Ритм регрессии (нижний подгоризонт *gigas*). Литологическое проявление такого процесса различно: начиная с крупнообломочных пропластков в микритово-глинистых толщах бассейновых осадков (Ключе, Коваля) и появляющихся более крупных фракций в обломочных отложениях (Дембник) вплоть до эрозионных поверхностей и даже ловерхностного карста (Острувка). Причиной того, что до сих пор такие породы в Люблинской области не были описаны, явилась, вероятно, не слишком глубокая изученность седиментологии и биостратиграфии девонских отложений.

3. Трансгрессия (нижний подгоризонт *gigas*). Типичным литологическим признаком является контакт обломочных пород, связанных с ранним ритмом регрессии, с вышележащими мергелисто-микритовыми породами, включающими фауну области открытого моря (пелагической) — Дембник, Заверце, Коваля, Кадзельня. На подводных рифовых комплексах продолжительное время осадки не накапливались (Острувка?), осаждались известняки с головоногими моллюсками (Люблинщина — быстшица 2) или органогенные остатки типа *reef cap* (Псе Гурки в Кельцах).

4. Геологические явления на логранице франа и фамена (средний подгоризонт *triangularis*). В разрезах, отражающих непрерывное осадконакопление начиная с франа, наблюдается либо непрерывное равномерное осаждение глинисто-известковых пород (келецкий район), либо резкое снижение в осадках карбонатов, и увеличение глинистости пород (Ключе). Над мертвыми органогенными постройками (Острувка, Кадзельня) осадки не накапливаются, что подтверждается седиментационными перерывами разной продолжительности (от двух подгоризонтов до больше яруса).

5. Ритм регрессии (средний подгоризонт *sepeida*). Этот процесс отражен в разрезах в виде появляющихся горизонтов внутриформационной эрозии, скелетов бентонных организмов и в общем увеличении содержания карбонатов. Явные признаки регрессии наблюдаются в лериферийных областях бассейна (Дембник — Заверце, Люблинщина), а в центре шельфа оно проявляется слабо (келецкий район).

Литологическую запись вышеперечисленных геологических явлений можно обнаружить в разрезах, отражающих различные палеогеографические и фациальные условия осадконакопления на этой территории (фиг. 1 и 2, таб. 1). Такая распространенность этих явлений может быть результатом общего для всего изучаемого шельфа процесса относительных колебаний уровня моря (фиг. 3). В сущности обе трансгрессии вероятнее всего носили эвстатический характер (ср. Д.Г. Джонсон и др., 1985), а возможно это касается и обоих ритмов регрессии. Геологические явления на границе франа и фамена также имели глобальное распространение (Д.Я. Мак Ларен, 1982).

В итоге можно отметить; что все перечисленные явления могут послужить для очень точных корреляций по времени. Применение описанной стратиграфической схемы в дальнейших исследованиях должно сочетаться с детальным изучением седиментологии фациального состава ключевых разрезов.

Marek NARKIEWICZ

EVENTS ON THE LATE DEVONIAN SHELF IN SOUTHERN POLAND AND THEIR STRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE

Summary

The present study is based on a comparison of facies sequences in the following three areas of the Late Devonian shelf in southern Poland: the Dębnik – Zawiercie area near Cracow, the Kielce region in the Holy Cross Mts., and the Lublin area (Fig 1). These areas represent different tectonic and paleogeographic settings. This made possible sorting out a common developmental pattern from some purely local effects. The interpretation of the facies superposition within a framework of the standard conodont zonation allows one to distinguish five important geological events which occurred over the whole investigated shelf portion.

1. The basal Frasnian transgression (probably Lower *asymmetricus* Zone). This event is generally expressed as the contact of dark, dis-to anaerobic marly subtidal deposits with the underlying stromatopora-coral biostromal complex (localities Dębnik, Klucze near Zawiercie and Minkowice 4a borehole; Fig. 2, Tab. 1). Locally, isolated organic buildups developed over biostromal platform; they range from small bioherms (Kowala) through kilometer-sized reefs (Dyminy Reef – locality Ostrówka, Bystrzyca 2 borehole ?).

2. The regressive pulse (Lower *gigas* Zone). The lithological evidence is variable: thick, coarse-grained intercalations within the basinal marly mudstones (Klucze, Kowala); rapid grain-size coarsening in the detrital units (Dębnik); and karsted surfaces (Ostrówka). The fact that similar phenomena have not been so far described from the Lublin area is probably due to insufficient sedimentological and biostratigraphical analyses.

3. The transgressive event (Lower *gigas* Zone). Typically, this episode is evidenced by the marly mudstones with a pelagic fauna overlying the detrital deposits of the earlier regressive pulse (Dębnik – Zawiercie, Kowala, Kadzielnia). Submerged reef-complexes were the sites of either nondeposition (Ostrówka ?) or condensed sedimentation of cephalopod limestones (Lublin area – Bystrzyca 2) and organo-detrital limestones of a reef-cap type (Psie Górki in Kielce).

4. The Frasnian/Famennian boundary event (Middle *triangularis* Zone). In the sections displaying continuous basinal development in late Frasnian to Famennian, the F/F boundary is either difficult to discern within a monotonous marly sequence (Kielce region) or it is marked by the abrupt decrease in carbonate to clay ratio (Zawiercie). The dead organic buildups display nondeposition (Ostrówka, Kadzielnia) which is reflected in stratigraphical gaps spanning an age interval ranging from two conodont subzones to more than a stage.

5. The regressive pulse (Middle *crepida* Zone). This event is marked by an appearance of intra-formational erosion levels along with henthic skeletons, and by an increase in a carbonate content. Those phenomena were observed in the marginal parts of the basin (Dębnik – Zawiercie, Lublin area) while they are hardly discernible in the Kielce region.

The lithological record associated with the above events may be clearly distinguished in sections representing contrasting paleogeographical and facies settings (Fig. 2, Tab. 1). This ubiquity seems to be controlled mostly by a pattern of sealevel changes which is common for at least the investigated shelf area (Fig. 3). In fact, both transgressive episodes most probably had a world-wide occurrence (J.G. Johnson et al., 1985); also the regressive pulses may have had an eustatic character. A global extent may be also attributed to the F/F event (D.J. Mc Laren, 1982). From the present analysis it is concluded that the major geological events may provide a useful basis for detailed chronostratigraphic correlations between various paleogeographic and facies areas of the Upper Devonian. The future application of the event-stratigraphic scheme should, however, involve refining of sedimentological and facies analysis of key sections.

Translated by Author