

ELEMENTY PALEO GEOGRAFII PÓŽNODEWOŃSKIEJ
W REJONIE PRZYBRZEŻNYM SZELFU POŁUDNIOWEJ POLSKI

UKD 551.834.4/5:551.351:552.143:552.54(438 – 13)

Badania stratygraficzne dewonu przeprowadzone przez autorów w rejonie Dębника (34*) umożliwiły dokonanie korelacji z wcześniej opracowanymi (32) profilami obszaru olkusko-zawierciańskiego (ryc. 1, 2). Korelacja ta stworzyła z kolei podstawę do szerszych interpretacji facjalnych i paleogeograficznych w strefie reprezentującej południowe zamknięcie szelfowego zbiornika dewońskiego w Polsce. Niniejszy artykuł poświęcony jest elementom paleogeografii późnego dewonu – ich diagnozie, szerszej charakterystyce oraz ewolucji w czasie i przestrzeni. Szczegóły korelacji litologicznej i konodontowej, a także interpretacja rozwoju facjalnego zostaną przedstawione w artykule przygotowywanym obecnie do druku.

W ogólnym zarysie, zmienność facjalną w późnym dewonie warunkowało spłylenie się zbiornika szelfowego ku południowi. Na ten ogólny plan paleogeograficzny nałożyły się dwa cykle sedymentacyjne, każdy zapoczątkowany silną i raptowną transgresją, a zakończony długim i stopniowym, choć okresowo przyspieszonym, rozwojem regresywnym. Ogólny schemat rozwoju sedymentacji przedstawia ryc. 3.

BASEN SZELFOWY

Termin ten odnosi się do części szelfu, gdzie przeważa sedymentacja pelagiczna *in situ*, połączona z dopływem materiału pochodzenia platformowego *via* tempestyty, prądy zawiesinowe, spływy grawitacyjne itd. (= muły peryplatformowe i utwory towarzyszące, wg 25). Jest to więc, z definicji, strefa szelfu położona głębiej niż platformy przybrzeżne lub inne płytkowodne budowle organiczne, przy czym bezwzględna jej głębokość może być jedynie przedmiotem spekulacji.

Na omawianym obszarze basen szelfowy był w późnym dewonie dominującym elementem paleogeograficznym. Jego powstanie wiązało się z zatopieniem z początkiem franu rozległej środkowodewońskiej platformy węglanowej, reprezentowanej przez wapień dębnickie i ich odpowiedniki. Transgresja, choć zapewne raptowna, nie miała jednak charakteru katastroficznego, co demonstruje stopniowe przejście litologiczne w spąg wapieni gruzłowych. Te ostatnie są ciemnymi mikrytami o niewielkim i malejącym ku północy udziale szczątków szkieletowych *in situ* (głównie ramienionogi) oraz w postaci wkładek biodetrytycznych (szkarłupnie, małżoraczki, kalcysfery). Stosując model Byersa (5) można umiejscowić profile Kluczy przeciętnie w dolnej części strefy dysaerobowej, natomiast Dębnik odpowiadałby przejściu od strefy dysaerobowej do aerobowej.

Począwszy od środkowej doby *asymmetricus* obserwuje się kurczenie się obszaru sedymentacji basenowej, wypieranej w rejonie Dębника przez progradującą platformę przybrzeżną (ryc. 3). Bardziej na północ (Klucze) utwory basenowe są reprezentowane przez rytmicznie warstwowane wapień i łupki styliolinowe. Są to osady strefy anaerobowej, pozbawione nawet śladów aktywności fauny bez-

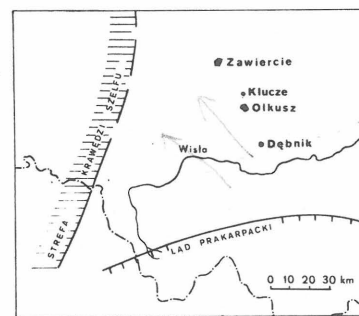
szkieletowej. Wczesna doba *gigas* obejmuje okres minimalnego zasięgu basenu szelfowego, co wiązało się z nagłym, krótkotrwałym pulsem regresji, zamykającym I cykl sedymentacji późnodewońskiej.

Etap transgresywny następnego cyklu rozpoczął się jeszcze w dobie *gigas*, przypuszczalnie we wcześniejszej jej części. Również tym razem transgresja była dość raptowna; wskazuje na to ostry kontakt litofacji reprezentujących pogranicze obu cykli. Na północy (Klucze) powraca bez większych zmian wcześniejszy typ sedymentacji, jednakże ze znacznie zmniejszonym udziałem tentakulitoidów oraz wkładkami tempestyty (podrzędnymi). Ku południowi pojawia się więcej szczątków fauny szkieletowej i bioturbacji (= pogranicze strefy dysaerobowej i aerobowej).

W rejonie Kluczy, w środkowej dobie *triangularis* nastąpiło stosunkowo nagle zwiększenie udziału substancji ilastej w osadach kosztem CaCO_3 , a także dalsze zubożenie zespołu fauny. Wiąże się z tym zjawisko względnej kondensacji stratygraficznej, obserwowanej w spągowych partiach zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych (poziomy *crepida-rhomboides*). Jest to zapewne odbicie zdarzenia globalnego, które ostatecznie doprowadziło do jednego z największych znanych wymierań masowych, na przełomie franu i famenu.

W dobie *crepida*, w związku z przyspieszonym tempem regresji, strefa sedymentacji basenowej wycofała się ku północy, poza rejon Dębника. W profilach między Olkuszem a Zawierciem w tym przedziale czasowym pojawiają się w obrębie mikrytów marglistych ze szkieletami pelagicznymi coraz liczniejsze interkalacje tempestytowe, zawierające redepionowane, płytkowodny zespół organiczny (32). Udział tych wkładek w utworach jednowiekowych maleje ku północy, a zatem ku centrum basenu. W całej sekwencji rośnie on natomiast ku górze, znamionując stopniowo nasilające się tendencje regresywne. Kulminację tych tendencji można odczytać w utworach najmłodszego famenu, z ich wzbogaceniem w kwarc terygeniczny i sieczkę roślinną, a także oznakami biofacji anaerobowej.

Na podstawie obecnych badań można wymienić następujące cechy charakterystyczne utworów basenu szelfowego,



Ryc. 1. Usytuowanie obszaru między Zawierciem a Dębnikiem na tle ogólnej paleogeografii SW części dewońskiego szelfu w Polsce (wg 32, fig. 6).

Fig. 1. Location of the Zawiercie – Dębnik area against the general paleogeography in the Devonian of south-western Poland.

* Literatura wspólna do wszystkich artykułów dewońskich na str. 257.

konstrastujące z bardziej płytkowodnymi elementami paleogeograficznymi: 1) względna jednolitość wykształcenia; niewielkie gradienty zmian obocznych związane głównie ze spływaniem się zbiornika ku południowi; 2) stosunkowo duży udział szkieletów pelagicznych, przy braku szczątków organizmów hermatypowych *in situ*; 3) znaczny udział frakcji ilastej; 4) oznaki środowiska beztlenowego, w tym ciemne barwy osadu i brak bioturbacji.

Oczywistym czynnikiem warunkującym taką sedymentację jest batymetria – pograżenie znacznych połaci szelfu poniżej głębokości optymalnej dla intensywnego, głównie organicznego wytworzenia CaCO_3 w „fabryce węglanowej”, tzn. poniżej 50–100 m (12, 49). Czynnikiem mniej oczywistym, ale również czytelnym w opisywanych utworach jest stratyfikacja wód szelfowych z utworzeniem się przydennych warstw ubogich w tlen (5). Rozkład ich pokrywa się na ogół z modelem Byersa, a więc środowiska silniej natlenione występują raczej w przybrzeżnych, płytszych partiach basenu (Dębnik). Typowe jest również nasilenie się tendencji do anoksyczności w schyłkowych częściach obu cykli. Można przyjąć, że ogólne spływanie zbiornika prowadziło do ograniczenia cyrkulacji w wyniku powstania skutecznych barier morfologicznych. Względny wzrost znaczenia substancji ilastej zdaje się wiązać ze spadkiem produktywności „fabryki węglanowej”, spowodowanym obydwoma wyżej wymienionymi czynnikami. W tym świetle, zwiększenie zawartości frakcji ilastej jest przybliżoną i relatywną miarą stopnia kondensacji stratygraficznej.

IZOLOWANE BUDOWLE ORGANICZNE

W opisywanej kategorii mieszczą się budowle organiczne w obrębie basenu szelfowego, izolowane od bezpośredniego wpływu lądowego (4, s. 108–110). Analizowane profile górnodewońskie dostarczają istotnych pośrednich dowodów na obecność takich struktur, jednakże do chwili odkrycia samych budowli organicznych, ich występowanie jest jedynie hipotetyczne.

Najważniejszą przesłanką wskazującą na istnienie izolowanych struktur organicznych są utwory grubookruchowe w poziomie *gigas* okolic Kluczy (32). Charakteryzują się one obocznymi zmianami miąższości (z 35 m na 60 m na odcinku 1 km) oraz bogatym, choć podrzędnym ilościowo zespołem redeponowanych szkieletów, w tym organizmów hermatypowych – masywnych i gałązkowych stromatoporoidów oraz masywnych Rugosa. Skład materiału okruchowego i świadectwa wczesnej cementacji przemawiają za erozją stromatoporoidowo-koralowych kopców mułowych. Struktury takie, znane z szelfowych utworów dewońskich Europy (4), mają charakter biohermalnych akumulacji organicznych w strefie niżepływowej, a zatem ławic (nie raf).

Można przyjąć, choć nie ma na to bezpośrednich dowodów, że izolowane kopce mułowe rozwijały się na elewacjach zatopionej platformy środkowodewońskiej, a więc równoległe z sedymentacją wapieni gruzłowych oraz wapieni i łupków styliolinowych. W warunkach niżepływowym nie dostarczały one znaczniejszych ilości materiału bioklastycznego przyległym partiom basenu. Dopiero puls regresji we wczesnej dobie *gigas* wprowadził struktury organiczne w zasięg strefy falowania i intensywnej erozji. Mogło wówczas nastąpić nawet częściowe wynurzenie tych struktur, na co wskazywałyby świadectwa sedymentologiczne przytoczone w pracy Narkiewicza (32, s. 449). Nie można też wykluczyć, że w warunkach silnej turbulencji następował okresowy rozwój organicznej konstrukcji rafowej. Należałoby w takim wypadku mówić o przejściu od

stadium kopca mułowego w fazę rafy wieżyczkowej (pinnacle reef).

Koniec rozwoju hipotetycznych budowli śródbasenowych przypada na kolejny etap szybkiej transgresji w dobie *gigas*. W basenowych utworach tego etapu nie stwierdzono szkieletów stromatoporoidów ani koralów, nawet we wkładkach tempestytych. Dowodziłoby to definitywnej śmierci opisywanych struktur organicznych przez zatopienie.

KOMPLEKSY PRZYBRZEŻNE

Pod pojęciem „kompleksy przybrzeżne” rozumiemy budowle organiczne i utwory asocjujące w zewnętrznych partiach zbiornika sedymentacyjnego, oparte na lądowym obrzeżu zbiornika i opadające ku basenowi szelfowemu (attached carbonate platforms – 18, Fig. 2; por. też 59 – facjalny pas 1B).

Kompleks biostromalny. Istnieją jedynie pośrednie dowody na rozwój platformy przybrzeżnej w rejonie na południe od Dębnika u schyłku I cyklu (doba *gigas*). Na kalkarenitach, świadczących o rozwoju tendencji regresywnych od środkowej doby *asymmetricus*, leżą tu utwory grubookruchowe ze znacznym udziałem szkieletów organicznych, w tym gałązkowych stromatoporoidów (*Stachyodes*) i tabulatów. Duży udział w profilu mają też zlepieńce śródformacyjne z intraklastami mikrytowymi oraz, rzadziej, kalkarenitowymi.

Ogólne wykształcenie tych utworów detrytycznych nie mieści się raczej w zakresie zmienności typowych facji przedrafowych (21). Ponadto, Tabulata gałązkowe (rodz. *Thamnopora*) są charakterystyczne bardziej dla utworów biostromalnych niż dla kompleksów rafowych (4). Mogłoby to łącznie wskazywać na istnienie we franie rejonu Dębnika kompleksu biostromalnego (*sensu* 4, s. 107) – szerokiej,

CHRONO-STRATYGR	DĘBNIK (M. Narkiewicz, G. Racki, 1984)		OLKUSZ-ZAWIERCIE (M. Narkiewicz, 1978)	
	KARBON		KARBON	
FAMEN	WAPIENIE MIKRYTO- WE I ZIARNISTE		ZESPÓŁ CZARNYCH ŁUPKÓW I WAPIENI	
	WAPIENIE		ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWO- DETRYTYCZNYCH	
	PŁYTKOWE		OGNIWO W-NI LAMINOWANYCH I KALCYRUDYTÓW	ZESPÓŁ WAPIENI DETRYTYCZNYCH
	WAPIENIE ZIARNISTE	KALCYRUDYTY KALKARENITY	OGNIWO KALCYRUDYTÓW	ZESPÓŁ WAPIENI I ŁUPKÓW STYLIOLINOWYCH
FRAN	WAPIENIE GRUZŁOWE		ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWYCH	
	WAPIENIE DĘBNICKIE		BIOMIKRYTY I WAPIENIE KORALOWE	
ZYWET	WAPIENIE DĘBNICKIE		BIOMIKRYTY I WAPIENIE KORALOWE	

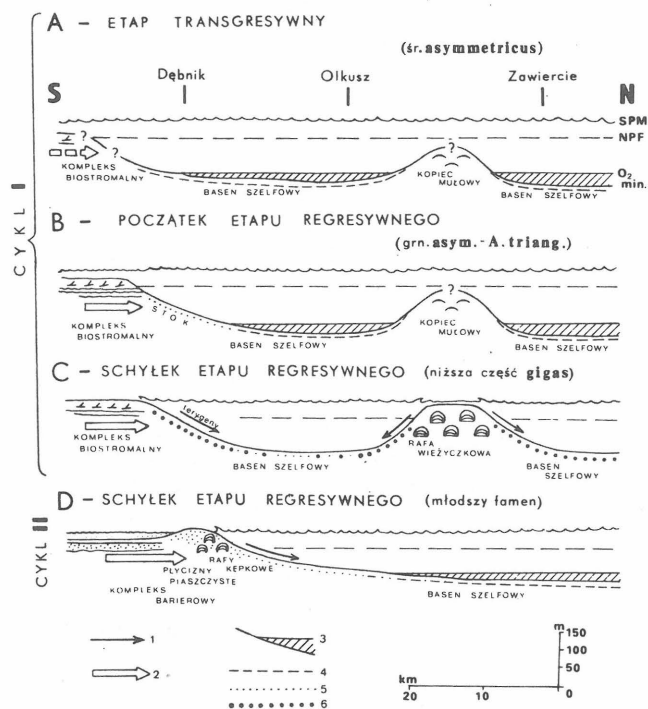
Ryc. 2. Korelacja podziałów litostratygraficznych górnego dewonu między Dębniem a Zawierciem.

Fig. 2. Correlation of the Upper Devonian lithostratigraphic subdivisions in Dębnik–Zawiercie area.

plytkowodnej strefy przybrzeżnej, ogólnie nachylonej ku basenowi, ale bez wyraźnego zróżnicowania na bariere rafową, facje talusowe i lagunowe. Opisywane utwory detrytyczne mogłyby reprezentować fację łagodnego skłonu, prawdopodobnie przechodzącą w stronę lądu w biostromalne akumulacje organiczne *in situ*. Nie można wykluczyć, że niedostępne badaniom, wyższe części ogniwa grubookruchowego rejestrują ewolucję hipotetycznego kompleksu biostromalnego ku przybrzeżnej platformie rafowej.

Na podstawie wrywkowych informacji biostratygraficznych można paralelizować utwory grubookruchowe Dębника z kalcyrudytami okolic Kluczy. Powstanie tych utworów prawdopodobnie wiąże się z tym samym wydarzeniem regresywnym we wczesnej dobie *gigas*. Oznaczałoby to, iż u schyłku pierwszego cyklu sedymentacyjnego następowała progradacja kompleksu przybrzeżnego ku północy, być może aż po rejon dzisiejszego Dębника. Można jedynie przypuszczać, z braku bezpośrednich obserwacji, że kres tej płytkowodnej sedymentacji nastąpił jednocześnie z zatopieniem izolowanych budowli organicznych rejonu Kluczy w dobie *gigas*.

Kompleks barierowy. Mikryty fenestralne asocjujące z kalkarenitami stromatoporoidowymi, a także laminity



Ryc. 3. Schemat rozwoju facjalnego w późnym dewonie między Dębnikiem a Zawierciem. Skala pionowa jest przybliżona i znacznie przewyższona.

1 – intensywna redepozycja materiału śródfornacyjnego, 2 – kierunki progradacji kompleksów przybrzeżnych, 3 – przydenna warstwa wód słabo natlenionych (= strefa dysaerobowa i anaerobowa wg 5), 4 – muły ilasto-wapienne, 5 – osady piaszczyste, 6 – osady grubookruchowe, SPM – średni poziom morza, NPF – normalna podstawa falowania.

Fig. 3. Schematic Late Devonian facies development between Dębnik and Zawiercie. Vertical scale is approximate and is greatly exaggerated.

1 – intense redeposition, 2 – progradation of nearshore carbonate platforms, 3 – oxygen-depleted layer (= dysaerobic and anaerobic zone, see 5), 4 – carbonate muds with terrigenous clay admixture, 5 – sand-size sediments, 6 – coarse-grained sediments, SPM – mean sea level, NPF – normal wave base.

kryptoalgowe z wcięciami erozyjnymi (34) wskazują na istnienie w rejonie Dębника fameńskich facji perylitoralnych. Utwory te odpowiadają młodszej części famenu, a więc regresywnemu etapowi II cyklu. Z wrywkowych obserwacji profilu rysuje się logiczne następstwo pionowe facji: od basenowych utworów marglistych pogranicza fran/famenu, poprzez płytkowodne, choć jeszcze niżejplywowe biomikryty z dużymi szkieletami *in situ* i onkolitami (poziomy *crepida-rhomboides*), aż po wspomniane utwory perylitoralne. Sekwencja ta rejestruje, jak się wydaje, proces stopniowej progradacji płytkowodnej platformy przybrzeżnej w warunkach zerowej lub niewielkiej subsydencji nie nadążającej za przyrostem osadów.

Otwarta pozostaje kwestia geometrii poszczególnych facji w obrębie płytkowodnej platformy. Na ryc. 3 przedstawiono jedną z możliwości, która zakłada barierowy charakter wapieni ziarnistych ze stromatoporoidami. Nic nie wskazuje bowiem na obecność w famenie Dębника raf stromatoporoidowych; co najwyżej mogły tam istnieć izolowane ławice kępkowe z dużym udziałem glonów. Z kolei jasne – o silnie zabradowanych składnikach – sparytowe i miejscami przekątnie warstwowane wapienie ziarniste zbliżają się swoją charakterystyką do dobrze znanych z literatury piasków płyczn barierowych.

Na istnienie barier, przypuszczalnie zgodnych z ówczesną linią brzegową tej części zbiornika (W–E), wskazują pośrednio również mikryty fenestralne i kryptoalgowe, reprezentujące niskoenergetyczne, chronione przed wpływem otwartego zbiornika, facje kompleksu pływowego. Ogólny model facjalny proponowany dla późnego famenu Dębника jest zgodny z koncepcją platformy obrzeżonej płycznami (shoal-rimmed platform) w przeciwstawieniu do obramowania rafowego (reef-rimmed platform – 12, fig. 13).

UWAGI KOŃCOWE

Opisane elementy paleogeograficzne składają się na obraz szelfu późnoweńskiego w okolicach dzisiejszego Krakowa. Było to tropikalne morze szelfowe o wyraźnie zróżnicowanej morfologii dna. Izolowane wyniesienia tworzyły we franie budowle organiczne, początkowo niżejplywowe, a w miarę postępu regresji sięgające strefy falowania. W etapach regresywnych, tzn. w przeważającej części późnego dewonu, rozwijały się przybrzeżne platformy węglanowe, oparte o ląd prakarpacki i progradujące ku północy. Dostarczały one węglanowego materiału detrytycznego przyległym partiom basenu szelfowego, w formie tempestrytów, a w mniejszym stopniu turbidytów wapiennych.

Fragmentaryczność obserwacji litologicznych i niedostatki korelacji sprawiają, iż przedstawiona interpretacja jest w pewnej mierze hipotetyczna, a zarazem uproszczona. Wielu kwestii nie można jeszcze obecnie rozstrzygnąć. Czy i gdzie występuje ciągłość litofacji basenowych? Czy istnieją frańskie śródbasenowe kompleksy rafowe? Jak są uwarunkowane izolowane budowle organiczne? Czy we franie rozwinął się kompleks rafy barierowej? Jaki charakter miały fameńskie struktury stromatoporoidowe? Czym zakończył się rozwój platformy fameńskiej? (emersją ?) Te i wiele innych pytań czeka jeszcze na odpowiedź. Ułatwią ją zapewne przyszłe badania górnego dewonu obszarów sąsiednich, które również, miejmy nadzieję, pozwolą na wykartowanie poszczególnych elementów paleogeograficznych. Szczególnie ważne będą tu obserwacje podłoża karpackiego, gdzie można spodziewać się znalezienia najpłytszych facji platform przybrzeżnych.

SUMMARY

The Devonian shallow extracratonic basin in southern Poland was bordered to the south by the pre-Carpathian land mass, and to the west it sloped into deep geosynclinal basin (Fig. 1). During the Late Devonian times this tropical shelf sea was characterized by clearly diversified bottom morphology. In the early Frasnian, isolated subtidal elevations were formed by organic buildups of coral-stromatoporoid mud-mound type. A short-lived regressive pulse (Lower *gigas* Zone) brought these structures to wave-agitated zone where they probably developed as true pinnacle reefs.

During most of the Late Devonian times the regressive conditions prevailed enabling near-shore platforms to develop and prograde basinwards to the north (Fig. 3). These attached carbonate platforms shed biodetrital and intraclastic material into the adjoining parts of the shelf basin via storm currents (tempestites) and, subordinately, turbidite currents. Depositional environment of the shelf basin was controlled mainly by bathymetry (below the optimum zone of biogenic CaCO_3 production, i.e. below 50–100 m), and changing degree of stagnation with concomitant fluctuations in oxygen regime (according to the model by W.C. Byers).

Translated by the Author

РЕЗЮМЕ

Девонский шельфовый бассейн в южной Польше с юга граничит с пракарпатским континентом, а с запада — с более глубоким геосинклинальным бассейном (рис. 1). В позднем девоне это тропическое шельфовое море характеризовалось неоднородной морфологией дна (рис. 3). В раннем фране обособленные возвышенности имели характер органических кораллово-строматопороидовых илистых холмов. Кратковременная регрессия в ранней эпохе гигас перенесла эти структуры в зону волнения, так что они вероятно достигли стадию башенкового рифа.

В регрессивных этапах, охватывающих большую часть позднего девона развивались прибрежные карбонатные платформы, опирающиеся на пракарпатском континенте и развивающиеся к северу (рис. 3). Они доставляли карбонатный детритный материал в прилегающие части шельфового бассейна при посредстве штормов и/или дрейфовых морских течений. Характер седиментации в пределах шельфового бассейна — преобладающего палеогеографического элемента — был обусловлен батиметрией (ниже зоны оптимальной для образования биогенного CaCO_3) и стратификацией вод согласно модели В.Ц. Байерса для шельфовых бассейнов содержащих мало кислорода.