

Romana ZAJĄC

Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego

Odpowiedź

WSTĘP

Skróty myślowe spowodowane rozmiarami mojej pracy (R. Zając, 1984) mogły spowodować, że niektóre fragmenty artykułu są niejasne i źle rozumiane dla czytelnika. Odpowiadając na uwagi W. Moryca (1987), pozostawię na koniec dwie sprawy ogólne (wiek old redu i ciągłość sedymentacji na granicy dewon-karbon) a zacznę od problemów szczegółowych, zachowując kolejność uwag dyskutanta.

1. W otworze wiertniczym Niwki 3 profil dewonu rozpoczyna się klastycznymi utworami typu old redu, których miąższość wynosi około 50,0 m. Powyżej utworów old redu występuje jednorodny kompleks litologiczny, na co wskazują wykresy geofizyki wiertniczej (R. Zając, 1984 – fig. 2), około 40,0 m miąższości. Na podstawie badań mikroskopowych stropowej części tego kompleksu stwierdzono, że są to wapienie styliolinowe. Serie styliolinowe występują powszechnie w utworach franu. W rejonie Olkusza–Zawiercia (M. Narkiewicz, 1978) wapienie i łupki styliolinowe stanowią górną część utworów dolnofrańskich. Miąższość serii styliolinowej wynosi tam około 50,0 m, niżej występują jeszcze wapienie gruzłowe o podobnej miąższości, należące do najniższego franu. Wydaje się zatem prawdopodobne, że wapienie styliolinowe w otworze Niwki 3 mogą także reprezentować niższy fran, a występujące niżej utwory old redu na zasadzie następstwa stratygraficznego należeć do najniższych ogniw dewonu – środkowego i dolnego. Szersze omówienie bardzo prawdopodobnego diachronizmu facji old redowej na badanym obszarze zostanie przedstawione w dalszej części artykułu.

Famen dolny w otworze Niwki 3 reprezentują wapienie gruzłowe, w przyspągowej części udokumentowane konodontami (fig. 1). Nad wapieniami gruzłowymi leży kompleks (280,0 m miąższości) wapieni krynoidowych. W górnej części tych wapieni (2242,8–2258,8 m) znaleziono konodonty charakterystyczne dla turneju środkowego, ale obejmujące swym zasięgiem wiekowym zony konodontowe od

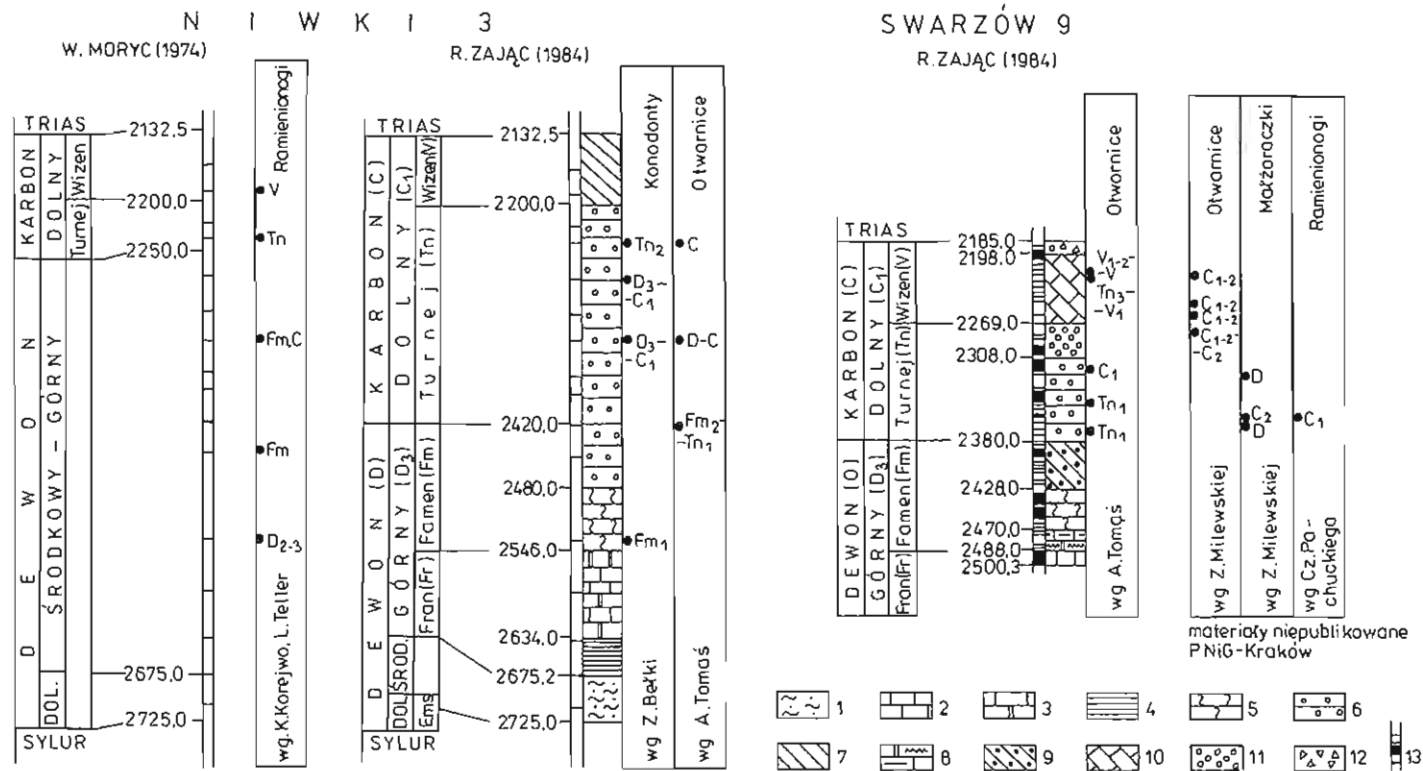


Fig. 1. Zestawienie danych stratygraficznych na tle profili litologicznych z otworów Niwki 3 i Swarzędów 9

1 - mulowce i piaskowce; 2 - wapienie; 3 - wapienie dolomityczne i dolomity; 4 - wapienie styliolowe; 5 - wapienie gruzlowe; 6 - wapienie krynowidowe; 7 - wapienie mikrytowe; 8 - mulowce i margle dolomityczne; 9 - dolomity mikrytowe detrytyczne; 10 - wapienie organodetrytyczne; 11 - terygeniczny kompleks pstry; 12 - brekcja wapienno-marglista; 13 - rdzeniowane odcinki profilu

Siphonodella triangulus inaequalis do *S. crenulata*. Pozycja wapieni krynoidowych w profilu utworów dewońsko-karbońskich i występowanie w nich turnejskich konodontów wskazuje, że mogą one reprezentować famen górny i turnej. Obecność famenu w dolnej części wapieni krynoidowych potwierdza występujący na głębokości 2449,1–2455,4 m zespół ramienionogów (W. Moryc, 1974). Granica między dewonem i karbonem jest trudna do ustalenia na podstawie fauny, ponieważ między stanowiskiem ramienionogów (2449,1–2455,6 m) wskazujących na famen a stanowiskiem konodontów świadczących o turneju (2242,8–2245,4 m) mamy kompleks – około 200,0 m miąższości – wapieni krynoidowych z konodontami, otwornicami i ramienionogami nie dającymi podstaw do jednoznacznego ustalenia tej granicy. Na głębokościach 2276,6–2279,5 m i 2343,0–2348,7 m występują konodonty o szerokim zasięgu wiekowym: dewon górny – karbon dolny. Podobny zasięg wiekowy mają otwornice z głębokości 2343,0–2348,0 m i 2422,6–2429,1 m. Ramienionogi, na podstawie których W. Moryc (1974) przyjmuje dewoński wiek warstw (2343,0–2348,7 m), reprezentują faunę mieszaną, charakterystyczną dla famenu (*Productella* cf. *herminae* Frech) i dla karbonu (*Chonetipustula* sp.), dlatego, zdaniem autorki, nie mogą stanowić podstawy do jednoznacznego określenia fameńskiego wieku warstw. Kryteria litologiczne i mikrofacjalne, analiza występującej w wapieniach krynoidowych fauny oraz korelacja litostratygraficzna z utworami najniższego karbonu udokumentowanymi w otworze Swarzów 9 (fig. 1) spowodowały, że wapienie krynoidowe występujące w otworze Niwki 3 na głęb. 2200,0–2420,0 m zaliczono do karbonu, niższą zaś część tych wapieni (2420,0–2480,0 m) – do famenu górnego. Nie ma podstaw do przyjmowania luki erozyjnej na granicy dewon – karbon. Występujące na wykresach geofizyki wiertniczej niewielkie anomalie (W. Moryc, 1974 – fig. 5; R. Zając, 1984 – fig. 2), na głębokości około 2250,0 m, gdzie W. Moryc stawia erozyjną granicę dewon – karbon, są wynikiem obecności materiału ilasto-mułowcowego w wapieniach krynoidowych. Ten fakt należy wiązać z nasiloną erozją na wynurzonej części obszaru i wpływem do zbiornika sedimentacyjnego zwiększonej ilości materiału terygenicznego. Analiza litostratygraficzna utworów turneju w otworze wiertniczym Swarzów 9 (R. Zając, 1984 – fig. 2) wskazuje, że największe nasilenie erozji mogło mieć miejsce w turneju środkowym. Takiej pozycji stratygraficznej odpowiada obniżenie wartości na krzywych PO i PNG (2250,0 m) w otworze Niwki 3, co potwierdzają konodonty występujące na głębokości 2242,8–2245,8 m. Dlatego też głębokość 2250,0 m w otworze Niwki 3 nie może być przyjęta jako granica dewon – karbon.

2. Obserwacje rdzeni i analiza wykresów geofizyki wiertniczej (fig. 2) w otworze Zalesie 1 wskazują na ciągle przejście utworów facji old red (1734,0–1832,0 m) do wyżej leżących dolomitów mikrytowych (1675,0–1734,0 m), które stanowią dość jednorodną serię litologiczną. Na głębokości 1675,0 m w profilowaniu karotazowym zaznacza się kilkumetrowa strefa charakterystyczna dla osadów o przewadze mułowców. Od tej głębokości autorka przyjmuje dolną granicę litologiczną „serii mułowcowo-węglanowej”. Jej górna granica wyznaczona została na podstawie wykresów PG i PNG na głębokości około 1578,0 m. Cechy litologiczne i mikrofacjalne skał „dolomitów mikrytowych” i skał węglanowych z „serii mułowcowo-węglanowej” są odmienne i nie mogą stanowić jednego kompleksu litologicznego, jak uważają S. Kwiatkowski i in. (1966) włączając do dolomitów mikrytowych zdolomityzowane wapienie (przystropowa część kompleksu „F”). W różnym stopniu zdolomityzowane wapienie i dolomity krystaliczne stanowią przewarstwienia serii „mułowcowo-węglanowej”. Ramienionogi znalezione w wapieniach dolomitycznych (1672,0 m), oznaczone w przybliżeniu jako *Chonetes zelteri* Paeck. (S. Kwiatkowski i in., 1966), mogą być wskaźnikiem wiekowym dla serii „mułow-

ZALESIE 1

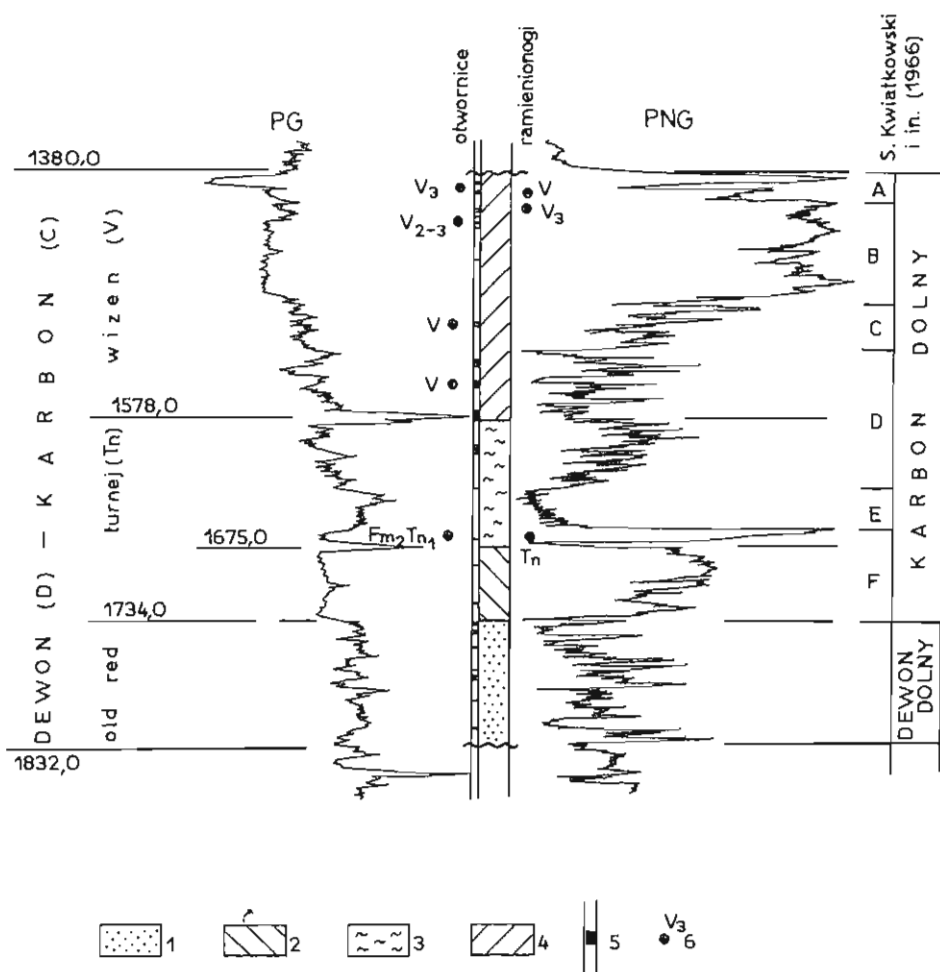


Fig. 2. Uproszczony profil litologiczny utworów dewonu i dolnego karbonu w otworze Zalesie 1 na tle krzywych geofizyki wiertniczej (PG i PNG)

1 – utwory old redu; 2 – dolomity mikrytowe; 3 – seria mułowcowo-węglanowa; 4 – utwory węglanowe wizen; 5 – rdzeniowane odcinki profilu; 6 – stanowiska z fauną o znaczeniu stratygraficznym (otwornice oznaczone przez A. Tomáš, ramienionogi cytowane przez S. Kwiatkowskiego i in., 1966)

cowo-węglanowej” ale nie dla „dolomitów mikrytowych”. Zaznaczyć należy, że w tym samym rdzeniu stwierdzono nieliczne otwornice; *Tournayella* (*Eotournayella*) aff. *bella* Malakhova, ? *Tournayella* sp., ? *Septatournayella* sp., *Quasiendothyra* sp., *Q. communis* (Raus-Cern.), które według A. Tomáš (1981) wskazują na faunę górny-turnej dolny. Powyżej serii mułowcowo-węglanowej występują utwory w przewodzie węglanowe (wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity z cienkimi wkładkami mułowców i ilowców). Zmienność litologiczna zaznacza się szczególnie wyraźnie na krzywej PNG, która od głębokości 1578,0 m wwyż rejestruje wzrost

ilościowy skał węglanowych i dokumentuje odrębny cykl sedymentacyjny (fig. 2). Dodatkowe badania mikrofaunistyczne wykonane przez A. Tomasz wykazały, że na głębokości 1550,0 m występuje bogaty zespół otwornic zawierający: m.in. *Endothyra bradyi* (Mikh.), *Globoendothyra* sp., *G. baileyi* (Hall), *G. tomiliensis* (Gr. et Leb.), który dokumentuje wizeński wiek warstw.

3. Utwory wizenu na badanym obszarze cechuje bardzo podobne wykształcenie litologiczne (wapienie beżowe). Podobieństwo litologiczne daje również zbliżone obrazy wykresów geofizyki wiertniczej. Wapienie z innych otworów zawierają charakterystyczne dla wizenu otwornice, jednakże często dolna część tych wapieni jest uboga w mikrofaunę lub nie zawiera jej w ogóle. Taki przypadek mamy m.in. w otworze Niwiska 3, gdzie wyższa część wapieni wizenu została zerodowana, a w niższej brak mikrofauny. Podobieństwo litologiczne i krzywe karotażowe utworów z głębokości 1058,5–1150,0 m w otworze Niwiska 3 z udokumentowanymi utworami wizenu w wierceniach Zalesie 1, Niwiska 7, Bratkowice 1 jest tak duże, że wykresy geofizyki wiertniczej są prawie identyczne. Granicę turnej – wizen autorka przyjmuje, uwzględniając wykresy PG i PNG a zwłaszcza krzywą PNG, w miejscu, od którego zaznacza się na niej zdecydowany wzrost wartości. Podobny tok rozumowania przedstawiono w odniesieniu do otworu Zalesie 1. W ten sposób granicę turnej – wizen w profilu Niwiska 3 ustalono na głębokości około 1150,0 m a nie jak pomyłkowo napisano 1158,0 m i skorelowano utwory wizenu z utworami tego wieku napotkane w otworach: Niwiska 7, Bratkowice 1, Zalesie 1 (R. Zając, 1984 – fig. 4).

4. Kontrowersyjna seria „wapieni krynoidowych” w otworze Swarzędz 9 wydzielona została przez autorkę na głębokości 2308,0–2380,0 m na podstawie badań makroskopowych i obserwacji płytek cienkich. Seria ta zbudowana jest głównie z wapieni krynoidowych piaszczystych, miejscami, głównie w części górnej serii, przechodzących w piaskowce wapieniste. Szczególnie duże zapiaszczenie (piaskowce wapieniste z krynoidami) obserwuje się na głębokościach: 2341,8–2348,3 m i 2312,5–2314,5 m. Opisy makroskopowe utworów w głębokości 2308,0–2354,0 m, wykonane przez geologów wymienionych przez W. Moryca, kwalifikują te utwory w przewadze jako piaskowce. Sądzę, że rozbieżności w klasyfikacji litologicznej tej spornej serii wynikają prawdopodobnie z faktu, iż opisy makroskopowe wykonane przez tych autorów nie były korygowane badaniami mikroskopowymi. Wiek „wapieni krynoidowych” ustalono na podstawie zespołu otwornic występujących w dolnej części wapieni krynoidowych i wskazujących na niższy turnej (R. Zając, 1984). Oprócz turnejskich otwornic w serii wapieni krynoidowych stwierdzono (C. Pachucki – mat. arch. ZPNiG, Kraków) ramienionogi charakterystyczne dla karbonu dolnego – *Spiriferina* cf. *peracuta* i *Spirifer striatus* Mart. (2358,1–2359,2 m). Te dwie grupy szczątków organicznych (otwornice i ramienionogi) potwierdzają karboński wiek wapieni krynoidowych. Poglądy autorów wymienionych przez W. Moryca o dewońskim wieku osadów z głębokości poniżej 2308,0 m oparte są zapewne na małżoraczkach, które według oznaczeń Z. Milewskiej (mat. arch. ZPNiG, Kraków) wskazują na dewon, z wyjątkiem jednego stanowiska, w którym występują małżoraczki charakterystyczne dla karbonu górnego (fig. 1). Może właśnie ta grupa szczątków organicznych wymaga rewizji, tym bardziej, że rodzaj *Knoxia* według badaczy radzieckich należy do fauny przechodzącej z dewonu do karbonu a maksymalny rozwój tego rodzaju przypada na najwyższy famen i dolny turnej.

5. Badania litologiczne i mikrofacjalne rdzeni z otworu Swarzędz 9 upoważniły autorkę do wydzielenia (na głębokości 2185,0–2198,0 m) brekcji wapienno-marglistej. Jednostka ta jest kontynuacją sedymentacyjną niżej leżących wapieni lamino-

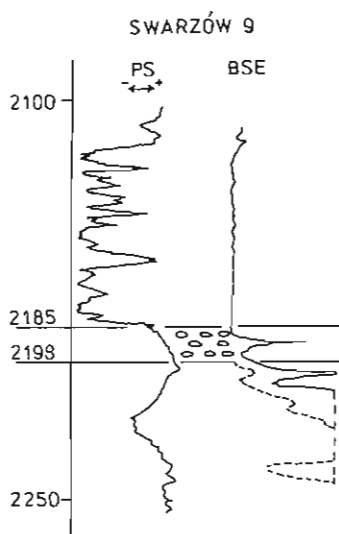


Fig. 3. Pozycja brekcji w profilu wiercenia Swarżów 9 na tle krzywych geofizyki wiertniczej (PS, BSE)

wanych faliście, przechodzących w wapienie o strukturze gruzłowej, które w sposób ciągły stają się brekcją wapienno-marglistą. Dodatkowe piętno na obecny charakter litologiczny tej brekcji wywarły procesy wietrzenia w okresie luki sedymentacyjnej obejmującej karbon górny i perm. Zapewne więc część utworów brekcji wapienno-marglistej reprezentuje utwory zwietrzelinowe. Jednak seria ta jest genetycznie związana z utworami karbonu dolnego. Na takie rozumowanie, oprócz obserwacji litologicznych i mikrofacjalnych, wskazują także badania geofizyki wiertniczej (fig. 3). Z. Milewska i W. Moryc (1981) na głębokości 2155,0–2195,0 m wydzielają problematyczne utwory permu. Z wykresów geofizyki wiertniczej wynika, że do młodszego cyklu sedymentacyjnego (permsko-triasowego) mogą być zaliczone utwory dopiero od głębokości 2185,0 m wzwyż (fig. 3).

PROBLEM WIEKU KLASTYCZNYCH UTWORÓW DEWONU FACJI OLD REDU

Rozwój litologiczny utworów dewońsko-karbońskich między Tarnowem i Rzeszowem jest odmienny niż na pozostałym obszarze zapadliska przedkarpackiego. W środkowej strefie badanego obszaru brak utworów dewonu i turneju a utwory wizenu leżą bezpośrednio na osadach wczesnego paleozoiku lub prekambriu. Brak utworów dewonu i turneju wyznacza wyniesiony przedwizeński element w formie półwyspu w kierunku NW–SE (R. Zajac, 1984 – fig. 1). Centralnym punktem elementu jest miejscowość Dębica, od której można umownie nazywać ten obszar półwyspem Dębicy. W najbliższym sąsiedztwie półwyspu Dębicy, w otworach: Bratkowice 1, Niwiska 7, Niwiska 3, Zalesie 1 i Swarżów 9 nawiercono utwory dewonu i dolnego karbonu o odmiennym wykształceniu litologicznym i małych miąższościach w porównaniu z analogicznymi osadami występującymi w zachodnich rejonach zapadliska przedkarpackiego.

Profil dewonu w wymienionych wyżej wierceniach rozpoczynają utwory old redu od 98,0 do 124,0 m miąższości. Wyżej w ciągłości sedymentacyjnej występują

dolomity mikrytowe o miąższości od 60,0 do 139,0 m. Nad dolomitami mikrytowymi leżą utwory terygeniczne pstre lub ich odpowiedniki facjalne, należące do turneju. Łączna miąższość utworów dewonu i turneju waha się od 156,0 do 339,0 m. Z dużym uproszczeniem można powiedzieć, że utwory old redu stanowią prawie połowę profilu utworów dewońsko-turnejskich (R. Zajac, 1984 – fig. 4), w odróżnieniu od pozostałej części zapadliska przedkarpackiego, gdzie miąższość old redu w stosunku do miąższości węglanowych utworów dewonu i turneju (1000 m) jest bardzo mała (średnio około 20,0 m). Tam autorka przyjmuje dolnodewoński wiek utworów old redu, ponieważ nie tylko one, ale i wyższe ogniwa dewonu są porównywalne z profilami, w których badania mikroflorystyczne wskazują na dolnodewoński (górnym ems) wiek old redu.

Różnice w rozwoju litologicznym utworów dewonu badanego obszaru muszą być zatem spowodowane odmiennymi warunkami sedymentacji. Sądzę, że taki profil utworów dewonu mógł powstać w warunkach lądowo-lagunowych brzegowej strefy zbiornika sedymentacyjnego i trwał znacznie dłużej niż na pozostałym obszarze zapadliska przedkarpackiego, sięgając, być może, nawet do dewonu górnego. Ze względu na brak fauny wskaźnikowej w utworach old redu przyjmuję umownie, że facja ta w rejonie półwyspu Dębicy obejmuje okres od górnego emsu do środkowego dewonu włącznie (fig. 4). Pośrednie dowody na potwierdzenie tej hipotezy uzyskano w profilu Niwki 3, gdzie utwory prawdopodobnego franu leżą na utworach old redu. Przykłady udokumentowanych faunistycznie środkowodewońskich utworów klastycznych mamy w tym samym basenie sedymentacyjnym na terenie Czechosłowacji (V. Zukałová, 1976). Również w Górach Świętokrzyskich, do których odnieszono dolnodewoński wiek utworów old redu z obszaru zapadliska przedkarpackiego, nowsze badania stratygraficzne wykazują, że utwory old redu obejmują także ogniwa środkowodewońskie (J. Malec, 1984). Zaznaczyć należy, że nie wszyscy badacze zawsze przypisywali wyłącznie dolnodewoński wiek utworom old redu. J. Kicuła i H. Żakowa (1972) opracowujący bardziej północne części zapadliska przedkarpackiego sugerowali wiek górnoemsko-eifelski dla utworów old redu w niektórych profilach wierceń północno-zachodniego przedłużenia półwyspu Dębicy.

Wszystkie przytoczone wyżej argumenty powodują, że mimo braku dowodów faunistycznych autorka podtrzymuje tezę, że utwory old redu w rejonie półwyspu Dębicy mogą reprezentować przedział wiekowy od górnego emsu do dewonu środkowego włącznie.

PROBLEM PRZERWY LUB CIĄGŁOŚCI SEDYMENTACYJNEJ MIĘDZY DEWONEM A KARBONEM

W całym obszarze podłoża zapadliska przedkarpackiego, podobnie jak w badanym jego wycinku, istnieje nierozwiązany problem granicy dewon – karbon i ciągle dyskutowanej przerwy lub ciągłości sedymentacyjnej między tymi okresami. Możliwość odtworzenia procesów geologicznych, które uwarunkowały dzisiejszy obraz geologiczny badanego obszaru, daje analiza litologiczna profili wierceń usytuowanych w najbliższym sąsiedztwie półwyspu Dębicy. Jak wykazano w pracy autorki z 1984 r. i w niniejszym opracowaniu, w profilach wierceń Niwki 3 i Swarzów 9 nie ma podstaw do przyjmowania luki erozyjnej na granicy dewonu i karbonu. Ciągłość sedymentacji, poczynszy od utworów old redu do wizenu widoczna jest także w profilu Niwiska 3. Również w profilach otworów: Zalesie 1, Niwiska 7 i Bartkowie 1 nie ma podstaw do przyjmowania luki erozyjnej między dewonem i karbo-

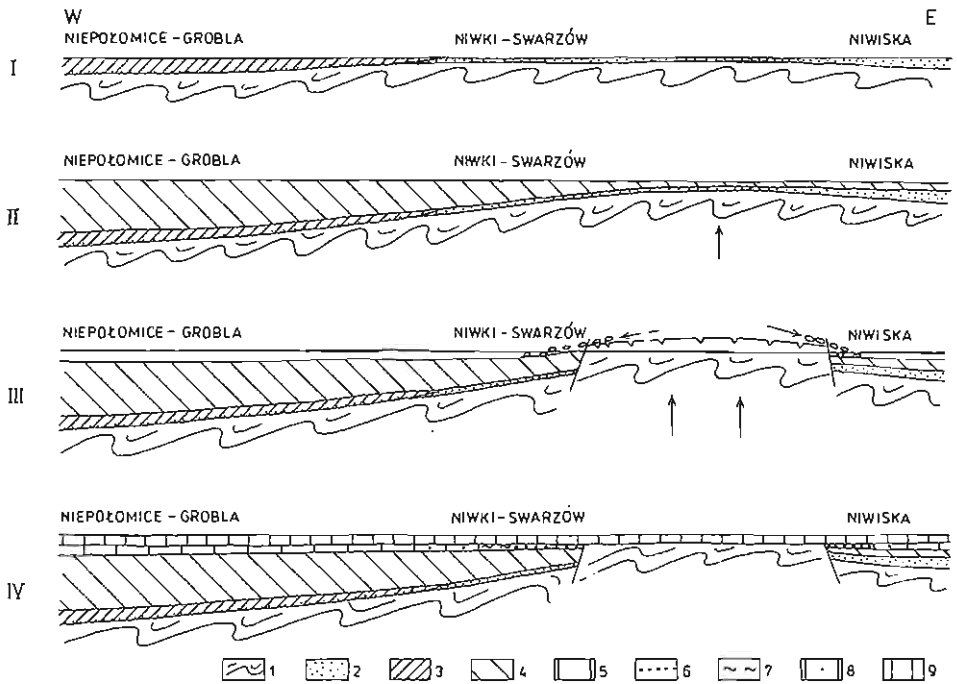


Fig. 4. Etapy rozwoju basenu sedymentacyjnego w okresie dewonu i dolnego karbonu w rejonie półwyspu Dębicy

Etap I – dewon dolny (górny ems) – dewon środkowy: 1 – utwory prekambriu i wczesnego paleozoiku, 2 – utwory facji old redu, 3 – utwory węglanowe w przewodzie dolomity z cienkimi utworami old redu w spągu; etap II – dewon górny – turnej niższy: 4 – utwory węglanowe (wapienie i dolomity) z wtrąceniami i przewarstwieniami materiału terygenicznego; etap III – turnej wyższy: 5 – wapienie, 6 – utwory terygeniczne pstre, 7 – utwory mułowcowo-węglanowe, 8 – utwory węglanowe lokalnie piaszczyste; etap IV – wizen (dolny – najniższy górny): 9 – wapienie

nem. Profile te mimo zróżnicowania litologicznego utworów turneju można łatwo z sobą porównać. Na utworach old redu występują dolomity w przewodzie mikrytowe. Z obserwacji makro- i mikroskopowych jest to niewątpliwie ta sama seria (R. Zając, 1984 – fig. 4). Dolomity mikrytowe są w stropie detrytyczne, zawierają litoklasty wapieni, ziarna kwarcu i w sposób ciągły poprzez wtrącenia mułowców, zapiaszczenie wapieni i dolomitów, przewarstwienia mułowców i piaszczystych przechodzą w terygeniczny kompleks pstre (Niwiska 7, Bratkowice 1) lub w kompleks mułowcowo-węglanowy (Zalesie 1). Złepieńce w profilu Bratkowice 1 występują w środkowej części pstrego kompleksu na głębokości około 2712,0 m (E. Głowacki i in., 1958). Po analizie wykształcenia litologicznego utworów turneju w otworze Swarzędz 9 i kompleksów litologicznych występujących na dolomitach mikrytowych w otworach: Niwiska 7, Bratkowice 1 i Zalesie 1 nasuwa się wniosek, że utwory te powstały w fazie regresji zbiornika sedymentacyjnego. Oznaki spłykania morza obserwowane są w profilach Niwki 3 i Swarzędz 9 w fałdnie górnym. Również dolomity mikrytowe w otworach Zalesie 1, Bratkowice 1 i Niwiska 7 zawierają w przystropowej części materiał detrytyczny.

Miażdżość dewonu łącznie z turnejem w najbliższym sąsiedztwie półwyspu Dębicy wynosi: 339,0 m w otworze Niwiska 3, 304,0 m w otworze Bratkowice 1, 297,0 m w otworze Niwiska 7 i 254,0 m w otworze Zalesie 1. W najdalej usytuowanym

od półwyspu Dębicy otworze Niwki 3 wartość ta jest najwyższa i wynosi 525,0 m. Ze względu na większą odległość od źródła materiału terygenicznego w utworach turneju tego otworu nie występuje terygeniczny kompleks pstry, zaznacza się tylko znaczne zapiaszczenie wapieni. Te miąższości dewonu i turneju w najbliższym sąsiedztwie półwyspu Dębicy pozwalają sądzić, że w jego centralnej części, gdzie nie zachowały się te utwory, ich miąższość była zapewne znacznie mniejsza.

Wszystkie analizowane wyżej argumenty pozwalają odtworzyć historię rozwoju geologicznego badanego obszaru w okresie dewonu i dolnego karbonu. Przed-dewońskie wyniesienie morfologiczne o kierunku NW—SE zostało włączone do szelfowego basenu dewońskiego jako strefa przybrzeżno-brzegowa w okresie górnego emsu i dewonu środkowego.

Podczas dewonu górnego (fran, famen dolny) nadal stabilna struktura morfologiczna mogła być objęta bardzo płytkim zalewem morskim. W famenie górnym nastąpiło spłylenie zbiornika sedymentacyjnego kontynuowane w turneju niższym a następnie nasilenie regresji w turneju wyższym. Z wyniesionej części centralnej obszaru produkty erozji były znoszone do płytkiego przybrzeżnego zbiornika. W czasie wizenu półwysep Dębicy został objęty zalewem morskim, którego osady wyrównały wcześniejsze nierówności morfologiczne. Etapy rozwoju badanego obszaru przedstawiono schematycznie na fig. 4.

Bardzo słuszną tezę co do granicy dewon—karbon postawili J. Kicuła i H. Żakowa (1972), opracowujący profile utworów dewonu i dolnego karbonu z wierceń zapadliska przedkarpackiego i niecki miechowskiej. Nie widzą oni generalnej luki erozyjnej między dewonem i dolnym karbonem, lecz wydzielają obszary, gdzie między tymi okresami istniała ciągłość sedymentacji. Potwierdzeniem tego poglądu są wnioski autorki dotyczące badanego obszaru. W centralnej jego części występuje luka erozyjna spowodowana wyniesieniem, głównie podczas turneju, w wyniku czego utwory wizenu leżą niezgodnie bezpośrednio na utworach prekambryjsko-wczesnopaleozoicznych. Ciągłość sedymentacji utworów dewonu i dolnego karbonu istniała natomiast po stronie zachodniej i wschodniej półwyspu Dębicy.

Oddział Karpacki
Instytutu Geologicznego
Kraków, ul. Skrzatów 1

Nadesłano dnia 18 kwietnia 1987 r.

PIŚMIENICTWO

- GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H., KARNKOWSKI P. (1958) — Występowanie karbonu w otworze Bratkowice. *Prz. Geol.*, 6, p. 437—442, nr 10.
- KICUŁA J., ŻAKOWA H. (1972) — Dewon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42, p. 165—228, z. 2—3.
- KWIATKOWSKI S., MORYC W., TOMCZYK O. (1966) — Osady paleozoiczne wiercenia Zalesie 1 koło Szczucina. *Kwart. Geol.*, 10, p. 283—295, nr 2.
- MALEC J. (1984) — *Webbinelloidea similis* Stewart et Lampe (*Foraminiferida*) z eiflu synkliny łagowskiej (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. Geol.*, 28, p. 555—568, nr 3/4.
- MILEWSKA Z., MORYC W. (1981) — Mikrofauna z osadów triasu Przedgórze Karpat. *Mat. V Kraj. Konf. Paleont.*, Kielce—Sosnowiec, p. 15—24.

- MORYC W. (1974) – Stratygrafia warstw w głębokim otworze Niwki 3 koło Dąbrowy Tarnowskiej. Zesz. Nauk. AGH, nr 412, Geol., z. 19, p. 87–106.
- MORYC W. (1987) – Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego (Dyskusja). Kwart. Geol., 31, p. 357–364, nr 2/3.
- NARKIEWICZ M. (1978) – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. Acta Geol., Pol., 28, p. 415–470, nr 4.
- TOMAŚ A. (1981) – Otwornice i mikrofacje węglanowych utworów dewonu górnego i karbonu dolnego w zapadlisku przedkarpackim (praca doktorska) Arch. AGH. Kraków.
- ZAJĄC R. (1984) – Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. Kwart. Geol., 28, p. 291–304, nr 2.
- ZUKALOVÁ V. (1976) – Biostratigrafie paleozoika v podkladu a predpoli Karpat vychodne od Brna. Časopis. Mineral. Geol., 24, p. 369–385, č. 4.