

Marek NARKIEWICZ¹, Katarzyna NARKIEWICZ¹, Elżbieta TURNAU²

ROZWÓJ SEDYMENTACJI DEWOŃSKIEJ W BASENIE ŁYSOGÓRSKO-RADOMSKIM I LUBELSKIM

Abstrakt. Basen łysogórsko-radomski (BLR) ograniczony był od południa synsedymantacyjnym uskokiem świętokrzyskim o głębokich założeniach skorupowych. Od NE graniczył z basenem lubelskim (BL) wzdłuż wąskiej strefy czytelnej w środkowodewońskim rozkładzie sedymentacji. Jej głębsze założenia stanowił prawdopodobnie uskoki podłoża w osiowej części elewacji radomsko-kraśnickiej, wpływający na sedymentację przynajmniej od emsu późnego. BL łączył się od SE z basenem lwowskim, który od wschodu był ograniczony przez lądowy masyw w rejonie tarczy ukraińskiej. Wczesnodewoński etap rozwoju basenów (lochkow–środkowy ems) został zapoczątkowany w sylurze późnym osadami otwartego szelfu, które w lochkowie środkowym i późnym przeszły w osady perylitoralne, przykryte (częściowo niezgodnie ?) grubą serią aluwialną. W etapie środkowodewońskim (późny ems-wczesny fran) szybkie tempo sedy-

mentacji facji węglanowo-terygenicznym otwartego zbiornika BLR było uwarunkowane przez pograżanie się bloków podłoża. Natomiast w warunkach stabilnego podłoża BL niewielką przestrzeń akomodacji dla osadów płytkiego szelfu i platformy węglanowej kształtowały głównie transgresje eustatyczne. W etapie środkowo-późnofrańskim, na tę ostatnią tendencję nałożył się puls subsydencji związany z początkiem ryftowania w rowie Prypeci. Etap fameński zaznaczył się powstaniem depocentrum w centralnym segmencie BL i akumulacją niemal 2 km węglanowo-ilastych osadów głębokiego basenu szelfowego i otwartego szelfu, przechodzących ku górze w progradujące ku SW systemy przybrzeżnomorskie i lądowe. Depocentrum utworzyło się w układzie pull-apart między strefą Kocka a uskokiem Ursynowa–Kazimierza, równocześnie z główną fazą ryftowania basenu Prypeci.

Słowa kluczowe: architektura depozycyjna, tektonika synsedymantacyjna, subsydencja, eustatyka, dewon, południowo-wschodnia Polska.

WSTĘP

Południowo-wschodnia Polska była w dewonie częścią obszaru szelfu zewnętrznego ciągnącego się wzdłuż południowego obrzeżenia kontynentu Old Redu (Laurosji) (Belka, M. Narkiewicz, 2008). Mimo ogólnej ciągłości paleogeograficznej, sedymentacja charakteryzowała się znacznymi obocznymi zmianami i skomplikowanym rozkładem depocentrow, odzwierciedlającym zróżnicowaną budowę i subsydencję bloków skorupowych (M. Narkiewicz, 2007). Na podłożu kratonicznej skorupy platformy wschodnioeuropejskiej i jej pokrywy neoproterozoiczno-wczesnopaleozoicznej rozwinął się basen lubelski (fig. 1A). Sąsiadujący z nim od SW basen łysogórsko-radomski ma w podłożu głównie proksymalny terran bloku łysogórskiego przyłączonego do kratonu nie później niż w najwcześniej-

szym dewonie (M. Narkiewicz i in., 2011). Południowa granica tego bloku pokrywa się ze strefą uskoku świętokrzyskiego, za którą rozciągał się kolejny obszar sedymentacji dewońskiej, związany z blokiem małopolskim. Blisko granicy obu analizowanych tu basenów biegnie w kierunku NW–SE wyraźna nieciągłość litosfery związana z krawędzią platformy prekambryjskiej, znana od dawna jako strefa TTZ. Istnienie tej ważnej strefy tektonicznej miało niewątpliwie wpływ na rozwój basenów dewońskich (Dadlez, 1987; M. Narkiewicz, 2007), aczkolwiek szczegółowe zależności nie są jeszcze ustalone.

Porównanie rozwoju obu analizowanych basenów jest utrudnione przez niepełny zapis osadowy dewonu łysogórsko-radomskiego. Na prawie całym obszarze tego basenu,

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: marek.narkiewicz@pgi.gov.pl; katarzyna.narkiewicz@pgi.gov.pl

² Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; e-mail: ndturnau@cyf-kr.edu.pl

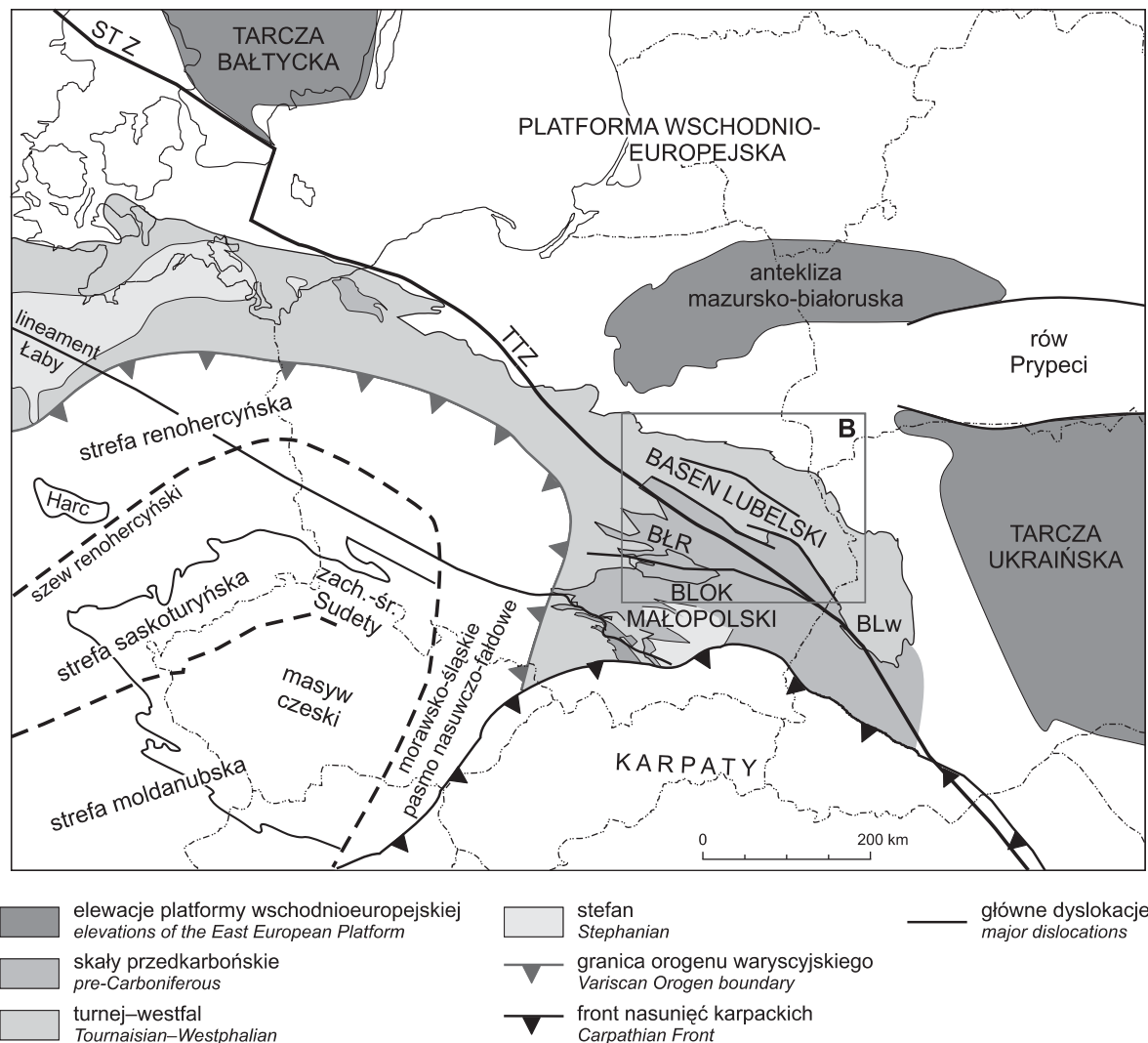


Fig. 1A. Położenie obszaru badań (prostokąt – powiększony na fig. 1B) na tle środkowoeuropejskiego fragmentu przedpola waryscydów (wg M. Narkiewicz i in., 2007)

BLW – basen lwowski; BŁR – basen łysogórsko-radomski; STZ – strefa Sorgenfrei’a-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista

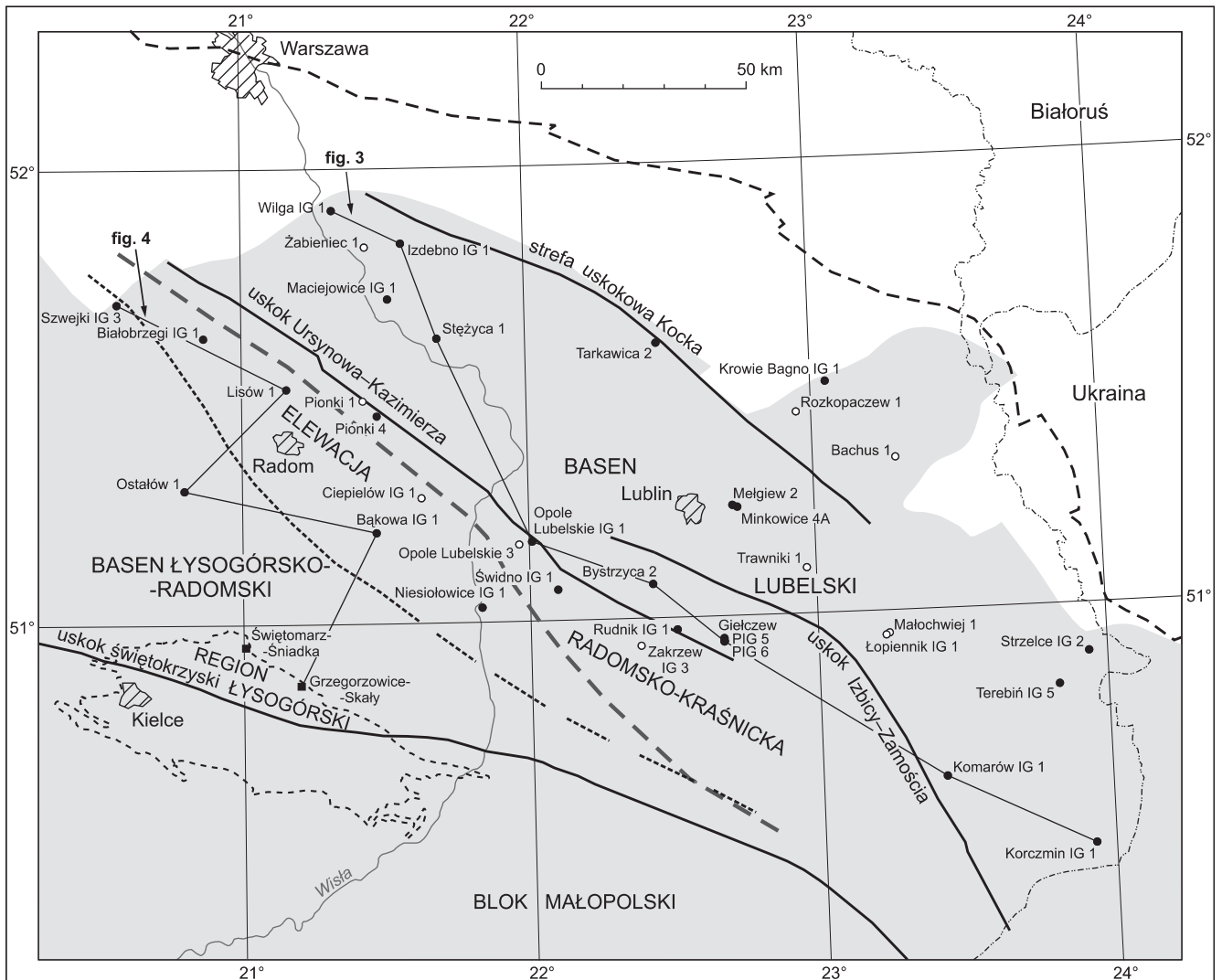
Location of the study area (rectangle expanded on Fig. 1B) against the geology of the Central European Variscan Foreland (after M. Narkiewicz *et al.*, 2007)

BLW – Lviv Basin; BŁR – Łysogóry-Radom Basin; STZ – Sorgenfrei-Tornquist Zone; TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone

z wyjątkiem niewielkiego regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, dewon górny został niemal całkowicie usunięty przez powaryscyjską erozję, a dewon dolny znany jest z pojedynczych, niepełnych profili wiertniczych. W związku z tym, porównywać możemy głównie środkowodewońską, w mniejszym stopniu dolnodewońską część sukcesji obu basenów i na tej tylko podstawie wyciągać wnioski o ich odrębności geodynamicznej. W tej sytuacji szczególnego znaczenia nabierają obserwacje dotyczące pogranicza basenów, odpowiadającego mniej więcej elewacji radomsko-kraśnickiej (Żelichowski, 1972;

M. Narkiewicz, Dadlez, 2008). Dla tego obszaru przeanalizowano kilka kluczowych profili wiertniczych, w celu przeprowadzenia korelacji oraz dokładniejszego wytyczenia granicy między basenami (fig. 1B).

Wstępną interpretację uwarunkowań sedimentacji na obszarze radomsko-lubelskim przedstawiono we wcześniejszej pracy, opartej na ograniczonym materiale analitycznym (M. Narkiewicz i in., 1998b). Punktem wyjścia do obecnego opracowania jest szkielet architektury depozycyjnej obu analizowanych basenów omówionej w dwóch artykułach w ni-



- | | | |
|---|---|---|
| obecny zasięg dewonu
<i>present extent of the Devonian</i> | główne dyslokacje
<i>major dislocations</i> | badane otwory wiertnicze
<i>investigated boreholes</i> |
| obecny zasięg karbonu
<i>present extent of the Carboniferous</i> | granica między basenem lubelskim a łysogórsko-radomskim
<i>boundary between the Lublin and Łysogóra-Radom basins</i> | inne otwory wiertnicze
<i>other boreholes</i> |
| trzon paleozoiczny G. Świętokrzyskich
<i>Paleozoic core of the Holy Cross Mts.</i> | uskok Iłży–Zawichostu
<i>Zawichost–Iłża Fault</i> | odsłonięcia
<i>exposures</i> |

Fig. 1B. Lokalizacja badanych i omawianych w tekście profili otworów wiertniczych i odsłoneń na tle wybranych elementów budowy geologicznej w rejonie dewońskiego basenu łysogórsko-radomskiego i lubelskiego

Przebieg uskoku Iłży–Zawichostu – na podstawie Mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in., 2000) oraz interpretacji geofizycznej (M. Narkiewicz i in., 2011)

Location of the investigated and discussed borehole and surface sections against selected elements of a geological structure in the Łysogóra-Radom and Lublin basins area

Iłża–Zawichost Fault – after Geological map of Poland without Cenozoic deposits (Dadlez *et al.*, 2000) and geophysical interpretation (M. Narkiewicz *et al.*, 2011)

niejszym tomie (M. Narkiewicz, 2011a, b). Poszczególne elementy architektury, w tym zwłaszcza zdarzenia i cykle transgresywno-regresywne (T-R), datowano za pomocą danych biostratygraficznych, głównie konodontowych i miosporowych, przedstawionych w tym tomie przez K. Narkiewicz

(2011), K. Narkiewicz i Bultyncka (2011) oraz Turnau (2011). Dane te umożliwiły korelację sukcesji osadowych obu obszarów, a także pozwoliły na przeanalizowanie związków z globalnymi zdarzeniami i eustatycznymi cyklami dewońskimi (fig. 2). Te ostatnie przyjęto za Johnsonem i in. (1985; por. też

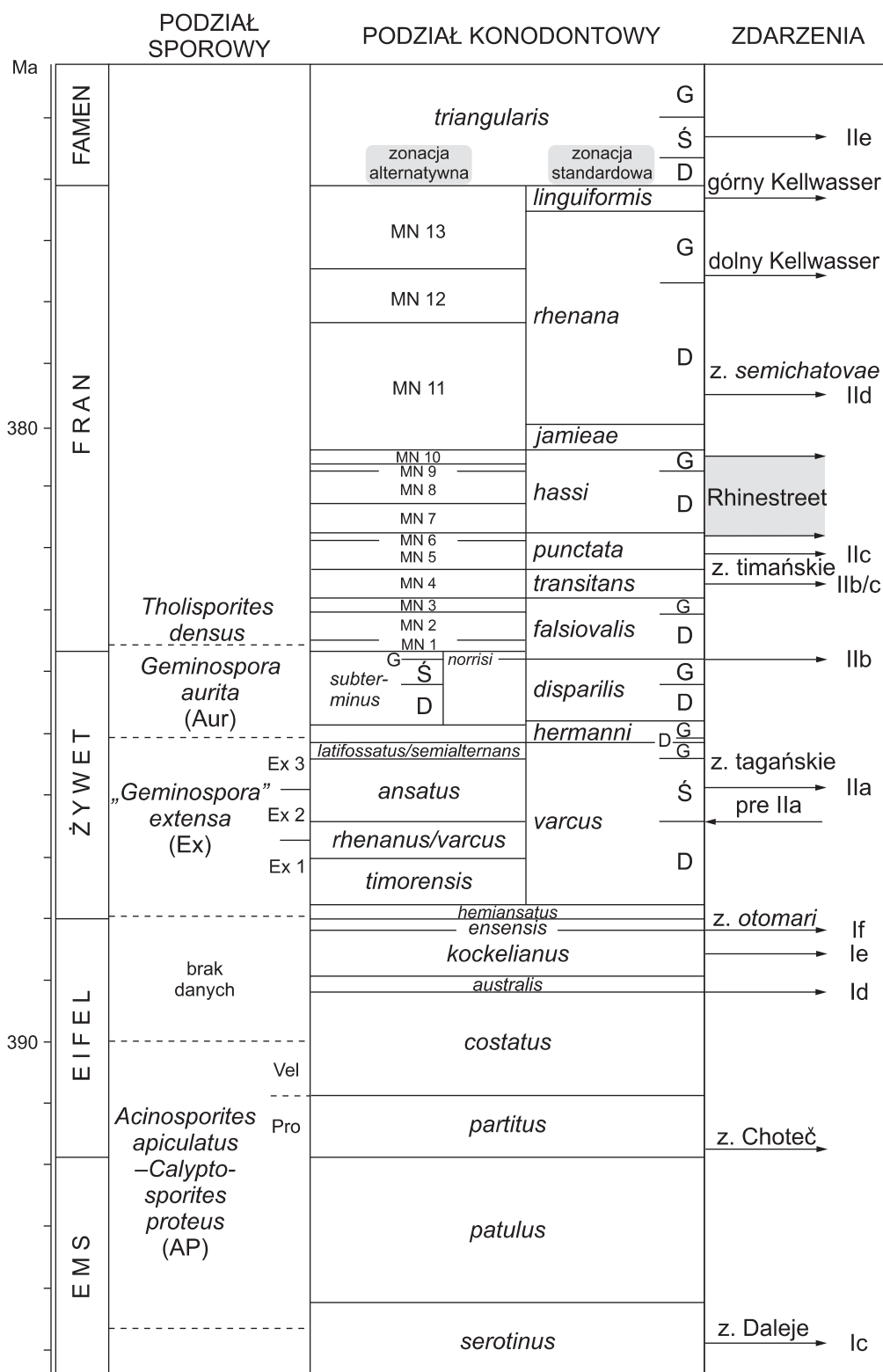


Fig. 2. Podziały biostratigraficzne dewonu środkowego i franu a pozycja stratigraficzna najważniejszych zdarzeń globalnych

Podziały konodontowe głównie według Klappera (1988), Clausena i in. (1993) oraz K. Narkiewicz i Bultyncka (2010); podział sporowy emsu i eiflu według Streela i in. (1987), a żywetu i franu według Turnau (2007); eustatyczne zdarzenia transgresywne Ic do Iie według Johnsona i in. (1985), Johnsona i Sandberga (1988) oraz Morrow i Sandberga (2008), inne zdarzenia – por. tekst; skala wiekowa (w mln lat) – Kaufmann (2006)

Biostratigraphic zonations of the Middle Devonian to Frasnian, with a stratigraphic position of most important global events

Conodont zonations mainly after Klapper (1988), Clausen *et al.* (1993), and K. Narkiewicz and Bultynck (2010); spore zonation of the Emsian-Eifelian after Streel *et al.* (1987), and Givetian-Frasnian after Turnau (2007); eustatic transgressive events Ic to Iie after Johnson *et al.* (1985), Johnson and Sandberg (1988) and Morrow and Sandberg (2008), other events – compare the text; age (in Ma) – Kaufmann (2006)

Johnson, Sandberg, 1988; Morrow, Sandberg, 2008) z dalej omówionymi uzupełnieniami i modyfikacjami. Problem odróżnienia eustatycznych i tektonicznych uwarunkowań sedymentacji jest jednym z głównych zagadnień analizowanych

w tej pracy. Jej celem ostatecznym jest przedstawienie możliwie spójnego, syntetycznego obrazu sedymentacji dewonu na tle jej regionalnych ram tektonicznych i zdarzeń/procesów ponadregionalnych.

MATERIAŁY

Badane materiały i ich szczegółowa lokalizacja zostały omówione w zamieszczonych w niniejszym tomie pracach M. Narkiewicza (2011a, b), K. Narkiewicz (2011), K. Narkiewicz i Bultyncka (2011) oraz Turnau (2011). Na figurze 1B przedstawiono lokalizację wszystkich badanych profili basenu łysogórsko-radomskiego i wybranych profili basenu lubelskiego. Dla celów niniejszego artykułu opracowano dodatkowo stratyografię czterech kluczowych profili elewacji radomsko-kraśnickiej (fig. 1B). W przypadku otworów Świdno IG 1 i Białobrzegi IG 1 opisano rdzenie i zestawiono profile graficzne w skali 1:20. Wykorzystano też ograniczoną liczbę szlifów i naszlifów. W przypadku otworów Lisów 1 i Pionki 4 dostępne były jedynie opisy rdzeni w dokumentacjach otworowych, bowiem same rdzenie zostały zlikwidowane. Dla otworu Świdno IG 1 dysponowano zcyfrowanymi karotażami

PG i PNG przygotowanymi przez Leszka Skowrońskiego (PIG-PIB Warszawa). Dla pozostałych trzech wierceń zcyfrowano krzywe PG i PNG dostępne w wersji papierowej w opracowaniach niepublikowanych Miłaczewskiego (1968), Krassowskiej (red., 1970) oraz Garbacik i Kruczek (1973).

Badaniami litostratygraficznymi i sedymentologicznymi objęto głównie profile dewonu środkowego i górnego. W przypadku dewonu dolnego korzystano z wyników prac wcześniejszych, cytowanych w stosownych miejscach artykułu. Do analizy miąższości formacji dolnodewońskich wykorzystano dane otworowe zebrane przy udziale L. Miłaczewskiego w trakcie realizacji tematu „Budowa geologiczna i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiawcze” (M. Narkiewicz, red., 2005).

SEDYMENTACJA CYKLICZNA W DEWONIE ŚRODKOWYM I FRANIE W BASENIE LUBELSKIM

Następstwo cykli transgresywno-regresywnych T-1 do T-5 (formacja telatyńska) i M-1 do M-5 (formacja modryńska) prześledzono w różnych segmentach i strefach sedymentacji (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom, fig. 22, 23). Wstępne wyniki korelacji cykli z wybranymi zdarzeniami eustatycznymi i tektonicznymi podano w pracach K. Narkiewicz i M. Narkiewicza (1998, 2008). Tutaj zostały one uzupełnione dla całej badanej sukcesji oraz zweryfikowane na podstawie nowych danych biostratygraficznych (K. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011; Turnau, 2011 – ten tom). Ustalenie wieku cykli opiera się w większości przypadków na porównaniu datowań z różnych profili, przy założeniu izochroniczności granic. Taka procedura jest uzasadniona czytelną korelacją granic i wyrównanymi miąższościami cykli przy niewielkich obocznych gradientach facyjnych.

CYKLE T-1 DO T-5

Początek cyklu T-1 odpowiada według Turnau i in. (2005) prawdopodobnie transgresji eustatycznej Ic, odnoszonej do konodontowego poziomu *serotinus* wyższego emsu. Świadczyć ma o tym obecność w spągowej części ogniwa przewodowskiego spor z górnej części poziomu FD należącej do środkowego lub wyższego, ale nie najwyższego emsu. Granica T-1/T-2 biegnie w obrębie sporowego poziomu AP, który odpowiada najwyższemu emsowi i dolnemu eiflowi (fig. 2). Zgodne z tymi datowaniami są wyniki badań konodontowych wskazujące na obecność osadów nie starszych od poziomu *serotinus* w dolnej części cyklu T-2 w Świdnie IG 1 (próbka

z głęb. 1602,9 m), a nie młodszych niż najniższy poziom eifelski *partitus* w środkowej części cyklu (1579,0 m) (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Przytoczone dane biostratygraficzne przemawiają za korelacją transgresji T-2 ze zdarzeniem Choteć w pobliżu granicy ems/eifel. Zdarzenie to, wymieniane przez House'a (1985) i określane też jako Basal Choteć Event lub *jugleri* Event, nie zostało uwzględnione w schemacie Johnsona i in. (1985). Według Wallisera (1996; por. też House, 2002) zaznacza się ono jako zapis warunków niskotlenowych (ciemne wapienie lub łupki) skorelowany z transgresją notowaną nad spągami poziomu *partitus*, a więc tuż ponad dolną granicą eiflu. Anoksyczny lub dysoksyczny charakter zdarzenia koresponduje z zapisem sedymentologicznym niższych partii cyklu T-2 (por. M. Narkiewicz, 2011b, ten tom).

Najmniej danych biostratygraficznych dotyczy transgresji cyklu T-3; nie wiemy nawet, czy odpowiada ona eiflowi czy niższemu żywetowi. Zakładając, że reprezentuje zapis jednego z cykli eustatycznych poniżej IIa, a powyżej zdarzenia Choteć, możemy sugerować korelację z transgresją Id, Ie lub If (fig. 2). W takim przypadku, przyjmując stałe tempo sedymentacji i skalę wiekową Kaufmanna (2006; por. fig. 2), najbardziej prawdopodobna, choć oczywiście mocno hipotetyczna, jest interpretacja początku T-3 jako transgresji Id na granicy poziomów *costatus* i *australis*. Według Johnsona i in. (1996) w Newadzie początek cyklu Id wypada wcześniej, w obrębie poziomu *costatus*.

Najdokładniejsze, a zarazem najlepiej udokumentowane jest datowanie początku cyklu T-4 na środkowożywecki poziom *ansatus* (fig. 2, 3). Takiego wieku jest ogniwo transgresywne cyklu w profilach Giełczew PIG 5, Korczmin IG 1

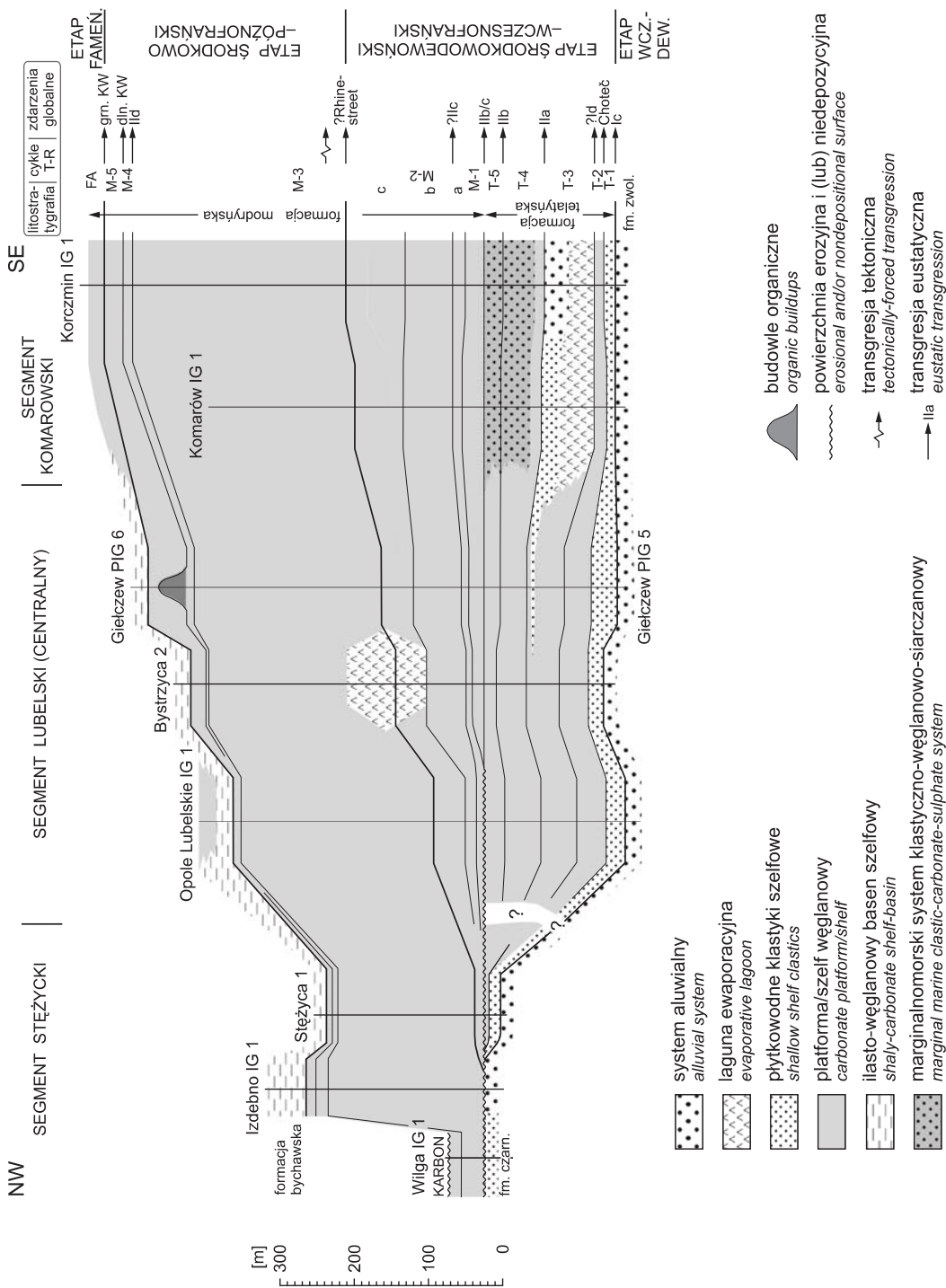


Fig. 3. Architektura depozycyjna dewonu środkowego i franu basenu lubelskiego w przekroju podłużnym (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom) wraz z interpretacją transgresywnych zdarzeń eustatycznych i tektonicznych

fm. czarn. – formacja czarna; fm. zwol. – formacja zwolenńska; KW – poziomy Kellwasser

Depositional architecture of the Middle Devonian to Frasnian strata in a longitudinal cross-section (M. Narkiewicz, 2011b, this volume) showing interpretation of transgressive eustatic and tectonic events

fm. czarn. – Czarnolas Formation; fm. zwol. – Zwoleń Formation; KW – Kellwasser event levels

i Terebiń IG 5 (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Cytowane dane potwierdzają zatem wcześniejsze wyniki badań przedstawione w pracy K. Narkiewicz i M. Narkiewicza (1998), gdzie ponadto wykazano eustatyczny charakter cyklu, odnosząc go do globalnego zdarzenia tagańskiego (transgresja cyklu IIa, Johnson i in., 1985).

Ustalenie wieku cyklu T-5 jest możliwe dzięki porównaniu wyników badań konodontowych Giełczwi PIG 5 i Krowiego Bagna IG 1. W tym pierwszym profilu środkowe partie cyklu są datowane przez K. Narkiewicz (2011, ten tom) na przedział od wyższej części górnego poziomu *hermanni* do środkowego poziomu *disparilis* (konodony z głęb. 1970,2 m) i na poziom *norrissi* najwyższego żywetu (50 cm wyżej). Z porównania tych datowań wynika, że najbardziej prawdopodobny wiek niższego zespołu konodontowego i, przez ekstrapolację, również niższej części cyklu T-5 to górny poziom *disparilis*. Tymczasem w skondensowanym stratygraficznie profilu w Krowim Bagnie IG 1, 40 cm poniżej spągu T-5, stwierdzono górny poziom *disparilis*, a na granicy T-4/T-5 znaleziono konodony poziomu *norrissi* (op. cit.). Łącznie dane te wskazują, że transgresja T-5 odpowiada górnemu poziomowi *disparilis* blisko granicy z *norrissi*. Mamy tu więc prawdopodobnie do czynienia z odpowiednikiem transgresji eustatycznej IIb (por. fig. 2, 3).

Przytoczone datowania i interpretacje wskazują na zróżnicowaną dokładność korelacji cykli T-1 do T-5 ze zdarzeniami eustatycznymi. Tym niemniej, takich związków można dopatrywać się z mniejszym lub większym prawdopodobieństwem w przypadku większości cykli. Ich przypuszczalnie eustatyczne uwarunkowania dobrze korespondują z architekturą depozycyjną, charakteryzującą się rozległymi płaskimi ciałami osadowymi o nieznacznych gradientach facjalnych i miąższościowych. Akumulacja osadów następowała na ogół w wyniku agradacji po kolejnych pulsach transgresyjnych. Nie obserwuje się przejawów tektoniki synsedymentacyjnej, takich jak raptowne oboczne zmiany miąższości lub charakteru sedymentacji.

M. Narkiewicz i in. (1998a) przeprowadzili modelowanie subsydencji dewońskiej i karbońskiej profilu Giełczew PIG 5 z uwzględnieniem interpretowanej batymetrii i eustatyki. Wyniki wskazują, że w dewonie środkowym przestrzeń akomodacji dla niegrubych osadów formacji telatyńskiej powstała wyłącznie dzięki eustatycznemu wzrostowi poziomu morza, o około 150 m, przy nieznacznie ujemnej subsydencji tektonicznej. Oznacza to niewielkie regionalne wypiętrzenie ogólnie stabilnego podłoża kratonicznego.

CYKLE M-1 I M-2

Transgresja M-1 wyraźnie zaznacza się w zapisie osadowym rozwojem platformy węglanowej ze znacznie zredukowaną domieszką terygeniczną. Z drugiej jednak strony, cykl M-1 ma w basenie zasięg porównywalny lub nawet nieco mniejszy niż wcześniejsze cykle T-1 do T-5 (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). W Giełczwi PIG 5 poniżej dolnej granicy cyklu M-1 stwierdzono konodony poziomu MN 1 (= dolny poziom *falsiovalis* w części odpowiadającej najniższemu franowi – por. fig. 2). W Mełgwi 2 około 17 m poniżej granicy wystę-

pują konodony reprezentujące przedział poziomów od *transitans* do dolnego *hassi*. Z kolei w Korczminie IG 1 cykl M-1 jest nie młodszy od poziomu *transitans*, bowiem tego wieku są konodony znalezione w wyższym cyklu M-2. Wszystkie te dane pozwalają na zawężenie wieku transgresji M-1 do poziomu *transitans* wczesnego franu. Tego samego wieku jest też dolna granica cyklu M-2. Wynika to z porównania wieku spagowych warstw cyklu w Giełczwi PIG 5 (*transitans-jamieae*) ze wspomnianymi danymi z Korczmina IG 1.

W poziomie *transitans* występuje zdarzenie transgresywne IIb/c (fig. 2), którego eustatyczną rangę potwierdza korelacja z szeregiem profili na całym świecie (M. Narkiewicz, 1988; Racki, 1993, 1997). W świetle danych biostratygraficznych zdarzeniu temu może odpowiadać zarówno transgresja cyklu M-1, jak i M-2. Bardziej prawdopodobnym jego ekwiwalentem jest jednak początek M-1, który wydaje się mieć większe konsekwencje dla sedymentacji, a więc i przypuszczalnie większe rozmiary. Z kolei, początek cyklu M-2 raczej nie odpowiada eustatycznemu cyklowi IIc Johnsona i in. (1985), zapoczątkowanego w niższej części poziomu *punctata*. Wynika to z datowania na górną część poziomu *transitans* próbek 2375,3–2374,3 m z cyklu M-2a w otworze Korczmin IG 1 (K. Narkiewicz, Buldynck, 2011, ten tom). W tym samym profilu próbka z głębokości 2367,8 m, a więc około 4 m nad spągiem cyklu M-2b, jest datowana na poziomy *punctata*–dolny *hassi*. Cykl M-2b charakteryzuje się wyrazistym zapisem sedymentologicznym części transgresywnej (por. M. Narkiewicz, 2011b, ten tom), która zatem może reprezentować transgresję IIc.

CYKL M-3

Cykl M-3 odpowiada cyklowi VIa wcześniej szczegółowo opisanemu w pracy K. Narkiewicz i M. Narkiewicza (2008), którzy przypisali jego genezę czynnikom tektonicznym. W cytowanej pracy datowano początek cyklu na przedział poziomów od górnej części górnego *hassi* do *jamieae* na podstawie analizy konodontów z profili Korczmin IG 1, Stężycy 1, Tarkawicy 2 i Giełczew PIG 5. W wyniku korekty zasięgu stratygraficznego części taksonów konodontowych (K. Narkiewicz, 2011, ten tom) zmianie uległo datowanie niektórych kluczowych próbek w wymienionych otworach. W Korczminie IG 1 wiek zespołu konodontowego z próbki z głębokości 2367,8 m (cykl M-2b) ustalono na poziomy *punctata*–dolny *hassi*, podczas gdy w próbkach z dolnej części cyklu M-3 (głęb. 2161,7 i 2162,0 m) stwierdzono ostatecznie górną część dolnego poziomu *hassi*. W Stężycy 1 obniżona została do głębokości 3228,0 m dolna granica omawianego cyklu, a datowania konodontowe wskazują na jego szeroki wiek w zakresie poziomów *transitans-jamieae* (dolna część) i *transitans*–górną *rhenana* (środek). W Tarkawicy 2 wiek próbki z dolnej części cyklu (1483,6 m) ustalono po weryfikacji na zakres od dolnego *hassi* do dolnego *rhenana*. W Giełczwi PIG 5 datowania dla interwału obejmującego analizowany spąg cyklu M-3 nie uległy zmianie (dolny *hassi-jamieae*).

W świetle zweryfikowanych danych biostratygraficznych wiek górnej granicy cyklu M-3 nie zmienił się i obejmuje poziomy dolny–górną *rhenana*, natomiast dolna granica biegnie teraz w dolnym poziomie *hassi*. Żaden z cykli eustatycznych

Johnsona i in. (1985) nie rozpoczyna się w tym poziomie biostratygraficznym (por. fig. 2). Nowsze dane sugerują jednak, że początek zdarzeń transgresywnych Rhinestreet, pierwotnie wyróżnianych w stanie Nowy Jork (House, 1985) może odpowiadać pograniczu poziomów MN 6 i 7, a sama transgresja ma przypuszczalnie zasięg globalny (fig. 2; Pisarzowska i in., 2006; por. dyskusja w: K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008).

Obniżenie wieku transgresji cyklu M-3 osłabia więc argumentację o braku związku między eustatyką a początkiem cyklu. Przesłanki, które w dalszym ciągu przemawiają za rolą czynników tektonicznych, dotyczą architektury depozycyjnej franu. W szczególności istotna jest największa w porównaniu z innymi frańskimi cyklami T-R miąższość M-3, sięgająca maksymalnie 300 m. Szacowane tempo depozycji tych utworów, oparte na skali wiekowej Kaufmanna (2006; por. fig. 2) osiąga 120 m/Ma, podczas gdy tempo sedymentacji cykli T-1 do M-2 – do 30 m/Ma, a M-4 do M-5 nie więcej niż 20 m/Ma.

Cykl M-3 ma największy zasięg w basenie, przekraczający ku NW osady wcześniejszego cyklu M-2. W tej części basenu występują też raptowne zmiany miąższości cyklu. Kolejną przesłanką jest nietypowa na tle innych cykli, quasi-symetryczna sukcesja M-3: od facji bardziej płytkowodnych i/lub odciętych od otwartego zbiornika, przez głębsze, otwartomorskie do ponownie płytszych w stropie. Znamienne jest też występowanie osadów o przypuszczalnej genezie sejsmicznej (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Oboczna zmienność facjalna wskazuje przy tym na wykształcenie się lokalnego depocentrum w segmencie lubelskim, gdzie deponowane były osady ewaporatowe ogniwa ciecierzyskiego.

CYKLE M-4 I M-5

Wiek cyklu M-4 mieści się w przedziale od dolnego do górnego poziomu *rhenana*, co wynika z datowań konodontowych w Gielczwi PIG 5 (próbki z głęb. 1506,4 do 1687,2 m; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom). Również dane z Rudnika IG 1 i Minkowic 4A wskazują, że transgresja M-4 nie jest starsza niż dolny poziom *rhenana*. Dane te sugerują, że budowle organiczne ogniwa melgiewskiego odpowiadają ostatniej fazie rozwoju raf frańskich w klasycznych profilach belgijskich – kopcom mułowym ogniwa Petit-Mont (formacja Neuville, F2j). Wiek spągu tych utworów odnosi Bultynck i Dejonghe (2001) do dolnego poziomu *rhenana* i tego też wieku jest początek eustatycznego pulsu IId, który prawdopodobnie był odpowiedzialny za transgresję M-4. Rozmiary całkowitego wzrostu poziomu morza można szacować na podstawie miąższości budowli melgiewskich na 40–50 m. Rozwój budowli zakończył się krótkotrwałą emersją i rozwojem krasu w czasie regresji wymuszonej.

W profilu Rudnik IG 1 konodonta górnego poziomu *rhenana* stwierdzono tuż nad spągiem cyklu M-5, na głębokości 2843,4 i 2844,0 m (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom). Taki też wiek można przypisać transgresji M-5, która wobec tego odpowiada zapewne wcześniejszemu zdarzeniu Kellwasser (dolny KWK – por. fig. 2; Ziegler, Sandberg, 1990; Schindler, 1993). W Gielczwi PIG 5 ten sam poziom konodontowy znaleziono nieco ponad metr poniżej stropu cyklu M-5 (1502,1–1502,3 m), natomiast ok. 4 m powyżej, a więc już w obrębie cyklu FA, stwierdzono poziom *linguiformis* (K. Narkiewicz, Bultynck, *op. cit.*). Pozwala to na korelację początku cyklu FA z górnym poziomem KWK znanym z poziomu *linguiformis* najwyższego franu (Hallam, Wignall, 1999; Sandberg i in., 2002).

UWARUNKOWANIA SEDYMENTACJI W BASENIE ŁYSOGÓRSKO-RADOMSKIM

W porównaniu z basenem lubelskim zbiornik łysogórsko-radomski charakteryzuje się mniejszymi rozmiarami i większą miąższością osadów dewonu środkowego. Poza północną częścią Gór Świętokrzyskich zostały one stwierdzone jedynie w kilku odległych od siebie wierceniach zlokalizowanych głównie na obszarze radomskim, w pobliżu NE granicy basenu (fig. 1). Nasylenie tych profili danymi biostratygraficznymi jest miejscami niezadowalające (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011, ten tom), przez co trudniej jest dokładniej skorelować epizody i zdarzenia depozycyjne, a rekonstrukcja architektury depozycyjnej ma charakter w dużej mierze hipotetyczny (M. Narkiewicz, 2011a, ten tom). Południowa granica basenu odpowiada uskokowi świętokrzyskiemu, reprezentującemu wielokrotnie odnawianą strefę tektoniczną o skorupowych założeniach (M. Narkiewicz i in., 2011). Od dawna była ona interpretowana jako granica dwóch odmiennych regionów paleotektonicznych w Górach Świętokrzyskich (Czarnocki, 1950). Od północnego wschodu omawiany basen graniczy z basenem lubelskim wzdłuż wąskiej strefy, prawdopodobnie również o założeniach tektonicznych, której przebieg ustalono w niniejszej pracy wzdłuż elewacji radomsko-kraśnickiej (fig. 1; patrz dalej).

Architektura dolnej części dewonu środkowego i prawdopodobnych wyższych partii dolnego dewonu została zrekonstruowana na podstawie korelacji profilu Ostałów 1 i dolnej części Szwejków IG 3 (fig. 4; M. Narkiewicz, 2011a, ten tom). Najniższa część sukcesji, stwierdzona w Ostałowie 1, została zaliczona do systemu odciętego szelfu ilasto-węglanowego. Jest ona prawdopodobnie odpowiednikiem facjalnym formacji wojciechowickiej regionu łysogórskiego (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010). Sedymentacja skrajnie płytkomorska zakończyła się wkroczeniem osadów węglanowych ze stromatoporoidami i koralami, o malejącej domieszce terygenicznej, reprezentujących facje zbiornika bardziej otwartomorskiego. W regionie łysogórskim zdarzenie to jest hipotetycznie odnoszone do transgresji eustatycznej Id w eiflu środkowym, na granicy poziomów konodontowych *costatus* i *australis*. Przyjęcie za Malcem (2001, inf. ustna, 2002), że granica emsu z eiflem biegnie w Ostałowie 1 w wyższej części serii marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami, prowadzi do wniosku o znacznym diachronizmie opisywanej zmiany facjalnej. Bardziej otwartomorskie i margliste odpowiedniki formacji z Kowali pojawiałyby się więc w środkowej części basenu nie później niż w późnym emsie, podczas

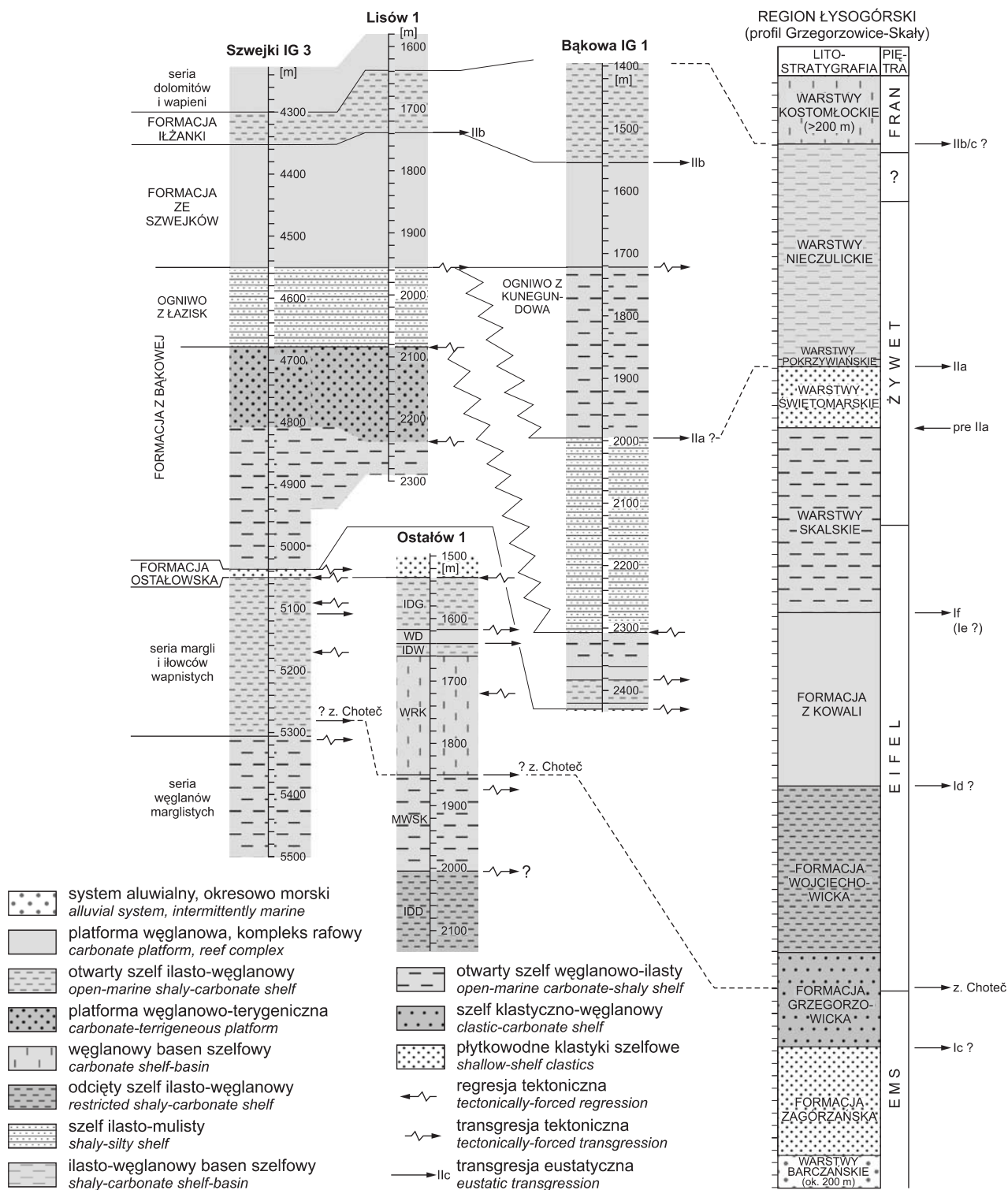


Fig. 4. Systemy i zdarzenia depozycyjne wyższego emsu i środkowego dewonu basenu łysogórsko-radomskiego na tle korelacji kluczowych profili wiertniczych i profilu Grzegorzowice-Skały regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich

Profil świętokrzyski zestawiono na podstawie różnych źródeł wymienionych w tekście. IDD – seria iłowców dolomitycznych dolnych, IDG – seria iłowców dolomitycznych górnych, IDW – seria iłowców dolomitycznych i wapieni, MWSK – seria marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami, WD – seria wapieni dolomitycznych, WRK – seria wapieni z ramienionogami i krynidami; z. Choteć – zdarzenie Choteć

Depositional systems and events of the upper Emsian and Middle Devonian of the Łysogóry-Radom Basin against the correlation of the key borehole sections and Grzegorzowice-Skały surface section in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mts

The latter section is compiled after various authors cited in the text. IDD – Lower Dolomitic Shales, IDG – Upper Dolomitic Shales, IDW – Dolomitic Shales and Limestones, MWSK – Marly Carbonates with Stromatoporoids and Corals, WD – Dolomitic Limestones, WRK – Limestones with Brachiopods and Crinoids; z. Choteć – Choteć Event

gdym w regionie łysogórskim w środkowym eiflu, a w regionie kieleckim w pobliżu granicy eiflu z żywetem (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010).

Kolejna wyraźna zmiana w sukcesji osadowej – przejście osadów otwartego szelfu węglanowo-ilastego w węglanowy basen szelfowy (Ostałów 1) i otwarty szelf ilasto-węglanowy (Szwejk IG 3) wiąże się z dwoma wyraźnymi pulsami transgresywnymi (fig. 4). Późniejszy z nich zaznacza się szczególnie wyraźną redukcją udziału terygenów. W profilu Ostałowa 1 ma ona charakter trwały, natomiast w położonym bliżej brzegu basenu profilu Szwejk IG 3 jedynie przejściowy, przed nawrotem sedymentacji silnie ilastej. W profilu tym w osadach transgresywnych znaleziono na głębokości 5279,1 m konodonty poziomów *serotinus* do *partitus* górnego emsu–najniższego eiflu (por. K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Z kolei w Ostałowie 1 Malec (inf. ustna, 2001, 2002) prowadził granicę ems/eifel około 80 m poniżej tego horyzontu. Dane te sugerują łącznie, że puls transgresywny można wstępnie wiązać ze zdarzeniem Choteč w niższej części poziomu *partitus* najniższego eiflu (fig. 2, 4).

Opisany puls transgresywny zapoczątkowuje liczący około 200 m grubości cykl T-R, w którego wyższej części nasilają się tendencje regresywne, zapisane we wzroście zawartości terygenów. Charakterystyczny poziom karotażowy, od którego pojawia się ta tendencja, można skorelować w obu profilach (por. fig. 4); w Szwejkach IG 3 1,5 m powyżej niego datowano niższą część eifelskiego poziomu *costatus*. Wyżej zaznacza się puls transgresywny, wyraźniejszy w Ostałowie 1, gdzie doprowadził do krótkotrwałego rozwoju platformy węglanowej, a słabiej wyrażony w Szwejkach IG 3, gdzie następuje przejściowa redukcja domieszki ilastej. Biorąc pod uwagę dane konodontowe, możemy założyć, że transgresja nastąpiła nie wcześniej niż w eifelskim poziomie *costatus*, a nie później niż w żyweckim poziomie *rhenanus/varcus* (por. dalej; K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Być może mamy tu do czynienia z którymś ze środkowo–późnoeifelskich eustatycznych pulsów transgresywnych Id, Ie lub If (fig. 2). W regionie łysogórskim przejście od facji platformy węglanowej formacji z Kowali do osadów otwartego szelfu węglanowo-ilastego warstw skalskich nastąpiło na skutek transgresji eustatycznej Ie (Malec, Turnau, 1997) lub If (Racki, 1997), aczkolwiek dane biostratygraficzne nie są jednoznaczne.

Etap regresywny kolejnego cyklu T-R reprezentują klastyki formacji ostałowskiej, które są nie młodsze niż poziom *rhenanus/varcus* stwierdzony nieco powyżej w profilach Bąkowa IG 1 i Niesiołowice IG 1 (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Formacja ostałowska, aczkolwiek pod względem ogólnego charakteru sedymentacji wydaje się odpowiadać warstwowi świętomarskim, nie jest jednak ich dokładnym ekwiwalentem wiekowym. Zreinterpretowane datowania Malca i Turnau (1997) ze stropu warstw skalskich, tuż poniżej klastyków świętomarskich, wskazują na przedział poziomów *rhenanus/varcus*–*ansatus*. Zdaniem Turnau i Rackiego (1999), zweryfikowane dane głowonogowe Sobolewa (1909) pozwalają na sprecyzowanie wieku całego kompleksu klastycznego na środkowy poziom *varcus* (= *ansatus*, por. fig. 2). Ten poziom reprezentują też według Woroncovej-Marcinowskiej (2005) wyżej leżące dolne warstwy nieczulickie. Przytoczone datowania świadczą o diachronizmie facji siliko-

klastycznej, która wzdłuż południowej części basenu (region łysogórski) pojawia się nieco później niż w części północnej.

Dane konodontowe z profili Niesiołowice IG 1 i Bąkowa IG 1 wykluczają paralelizowanie spągu formacji bąkowskiej ze zdarzeniem tagańskim (= transgresja Ila Johnsona i in., 1985). Zdarzenie to, interpretowane dla regionu łysogórskiego w stropie warstw świętomarskich przez Malca i Turnau (1997) oraz przez Turnau i Rackiego (1999), jest trudne do wskazania w środkowodekańskiej sukcesji regionu radomskiego. Dane biostratygraficzne (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007) nie wykluczają, że w Bąkowej IG 1 jest ono reprezentowane przez spąg węglanowych osadów ogniwa z Kunegundowa, leżących na terygenicznym facjach ogniwa łaziskiego. Te ostatnie facje wykazują jednak znaczny diachronizm, pojawiając się nie później niż w poziomie *ansatus* w Niesiołowicach IG 1, a prawdopodobnie dopiero w późnym żywecie w Szwejkach IG 3.

Eustatyczne zdarzenie transgresywnie nie jest też prawdopodobnie odpowiedzialne za regionalny rozwój platformy węglanowej formacji ze Szwejków. Dane konodontowe z Niesiołowic IG 1 pozwalają na datowanie spągu formacji, korelowanego z początkiem cyklu T-5 (patrz dalej), na przedział od górnego poziomu *disparilis* do *norrisi* (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011, ten tom). W przedziale tym występuje zdarzenie transgresywnie cyklu IIb Johnsona i in. (1985). Tymczasem jednak w Szwejkach IG 3 spągowe, transgresywnie partie formacji szwejkowskiej są nie młodsze od poziomu *hermanni* (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Dane konodontowe wskazują więc, że rozwój platformy węglanowej nastąpił najwcześniej w rejonie Szwejków i prawdopodobnie Bąkowej (nie później niż w poziomie *hermanni*), a nieco później w Niesiołowicach IG 1 (pogranicze *disparilis/norrisi*).

Najpóźniejszym regionalnym zdarzeniem depozycyjnym zapisanym w profilach obszaru radomskiego jest transgresywny spąg formacji Iżanki, datowany w Szwejkach IG 3 na przedział poziomów *hermanni*–*norrisi* (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Z kolei w Bąkowej IG 1 w nieco wyższej części formacji znaleziono konodonty poziomu *norrisi* (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007). Dane te sugerują związek transgresji z początkiem eustatycznego cyklu IIb, a więc tego samego, który mógł zapoczątkować rozwój platformy węglanowej w Niesiołowicach IG 1.

Zasadnicze różnice między basenem łysogórsko-radomskim a lubelskim, widoczne w charakterze facji i tempie depozycji znajdują dodatkowe wsparcie i uzasadnienie w przedstawionej w tym rozdziale analizie cykli i zdarzeń depozycyjnych. Uderzający jest brak uporządkowania większości zapisu osadowego w czytelne, korelowalne cykle depozycyjne, typowe dla basenu lubelskiego. Częściowo wynika to zapewne ze słabszego nasycenia danymi stratygraficznymi. Jednakże, nawet dostępne, ograniczone dane świadczą o braku regularności występowania charakterystycznych facji w czasie i przestrzeni. Diachronizm w skali basenu wykazują trzy charakterystyczne systemy depozycyjne: morskie klastyki formacji ostałowskiej/warstw świętomarskich, facje szelfu ilasto-mulistego ogniwa z Łazisk i platforma węglanowa formacji szwejkowskiej. Diachronizm zaznacza się najsilniej w przypadku terygenicznym osadów ogniwa z Łazisk, które występuje w sposób wyjątkowo nieregularny. W przypadku

późnożyweckiej platformy węglanowej jest on spójny z transgresywnym rozwojem ku bardziej stabilnym strefom na pograniczu z basenem lubelskim (Niesiołowice IG 1). Ogólnie, w profilach obszaru radomskiego mniej czytelny jest związek zdarzeń i cykli T-R z eustatyką. Zdarzenia depozycyjne, które można przypisać cyklom eustatycznym w regionie łysogórskim i/lub w basenie lubelskim (zdarzenie tagańskie, transgresja IIb/c) w profilach regionu radomskiego nie dają się zinterpretować w tych kategoriach.

Diachronizm poszczególnych systemów depozycyjnych w skali basenu, silne zróżnicowanie ich miąższości oraz obserwowany brak wiekowej korelacji zdarzeń depozycyjnych ze zdarzeniami globalnymi przemawiają za lokalnymi i/lub regionalnymi uwarunkowaniami rozwoju basenu, w tym zwłaszcza za czynnikami tektonicznymi. Koresponduje to z istnieniem wspomnianych wyżej tektonicznych ram basenu – uskoku świętokrzyskiego i granicy z basenem lubelskim. Charakterystyczna dla basenu łysogórsko-radomskiego jest przy tym obecność czy-

telnego zapisu zdarzeń regresywnych, bez wyraźnego związku z cyklicznością depozycji (taką jak w basenie lubelskim). Prawdopodobnym wytłumaczeniem jest wpływ pionowych ruchów blokowych, które prowadziły do spływania się zbiornika.

Na dominującą rolę subsydencji tektonicznej w tworzeniu przestrzeni akomodacji dla osadów, nałożyły się prawdopodobnie znacznie mniej czytelne, choć w niektórych przypadkach prawdopodobne zdarzenia eustatyczne. Dotyczy to w szczególności dolnej części badanej sukcesji, gdzie można dopatrywać się wpływu transgresji towarzyszącej zdarzeniu Choteć w profilach Szwejki IG 3 i Ostałów 1. Również część górna, na pograniczu żywetu z franem mogła być częściowo kształtowana przez transgresywne zdarzenie eustatyczne IIb, aczkolwiek zapis osadowy tej transgresji był prawdopodobnie regionalnie zróżnicowany. Wydaje się więc, że najbardziej aktywna tektonika synsedymentacyjna – względne ruchy bloków podłoża – towarzyszyła sedymentacji osadów środkowo- i górnokambrycznej formacji bąkowskiej.

POGRANICZE BASENU LUBELSKIEGO I ŁYSOGÓRSKO-RADOMSKIEGO

DEWON ŚRODKOWY I GÓRNY ELEWACJI RADOMSKO-KRAŚNICKIEJ

Spośród nielicznych wierceń położonych blisko granicy między basenem łysogórsko-radomskim a lubelskim najlepszą dokumentację rdzeniową i geofizyczną ma otwór Świdno IG 1 zlokalizowany około 20 km na E od Niesiołowic IG 1 (fig. 1B). Otwór ten przewiercił strefę tektoniczną powtarzającą górną część formacji telatyńskiej i dolną – modryńskiej (fig. 5). Strefa uskoku odwróconego lub nasunięcia jest widoczna w interwale rdzeniowym, gdzie na głębokości 1301,2–1310,5 m występują silnie zmięte i wyprasowane szare łupki marglisto-dolomityczne. Upady poniżej tej strefy wynoszą około 45°, podczas gdy nad nią zmniejszają się do 10–15°. Sukcesja dolnego skrzydła obejmuje klastyki ogniwa przewodowskiego i całość ogniwa gielczewskiego, reprezentowanego w nielicznych rdzeniach przez mniej lub bardziej margliste dolomikryty. Najniższa część ogniwa jest datowana na wyższy ems – najniższy eifel, natomiast zredukowana od dołu tektonicznie, powtórzona część formacji telatyńskiej została zaliczona do żywetu środkowego i górnego (K. Narkiewicz, 2011, ten tom).

W celu przeanalizowania przejścia sedymentacyjnego między basenem łysogórsko-radomskim a basenem lubelskim skorelowano opisywany profil z sukcesją dewońską Niesiołowic IG 1 i Opolu Lubelskiego IG 1 (fig. 6). Znaczne podobieństwo zapisu geofizycznego formacji telatyńskiej i dolnej części modryńskiej w Świdnie IG 1 i Opolu Lubelskim IG 1 umożliwia korelację cykli T-1 do T-5 wyróżnionych przez M. Narkiewicza (2011b, ten tom). Główna różnica polega na blisko dwukrotnie zwiększonej miąższości dolnej części ogniwa gielczewskiego w Świdnie IG 1.

Przy korelacji profilu Niesiołowic IG 1 najprostsze byłoby przyjęcie izochroniczności wyraźnej granicy litofacjalnej, jaką jest strop osadów terygeniczo-węglanowych ogniwa z Łazisk i ogniwa gielczewskiego, a zarazem spąg czysto węglanowej formacji szwejkowskiej i modryńskiej. Jednakże datowania konodontowe (K. Narkiewicz, 2011; K. Narkie-

wicz, Bultynck, 2011, ten tom) wskazują na diachronizm facji platformowych, które w profilach basenu lubelskiego zaczynają się we franie wczesnym, podczas gdy w Niesiołowicach IG 1 – w późnym żywecie. Przyjmując izochroniczność dobrze skorelowanych cykli T-1 do T-5, założono, że zarówno w profilu Opole Lubelskie IG 1, jak i Świdno IG 1 granica żywetu z franem biegnie w obrębie cyklu T-5. W konsekwencji, przyjęto, że spągowa część formacji szwejkowskiej w Niesiołowicach IG 1 odpowiada cyklowi T-5 (fig. 6). Przedstawiona korelacja implikuje, że węglanowe facje górnej, choć nienajwyższej części ogniwa gielczewskiego mają odpowiednik w terygenicznym osadach ogniwa z Łazisk o kilkakrotnie większej miąższości.

Powtórzona tektonicznie, górna część profilu Świdno IG 1 znacznie różni się litologicznie od części dolnej, co częściowo może wynikać z różnego zaawansowania procesów późnej dolomityzacji i/lub rekrystalizacji dolomikrytów (fig. 5). Jednakże odmiennosc wzoru pionowej zmienności krzywej PG sugeruje istnienie pierwotnych różnic litofacjalnych, w szczególności większą domieszkę terygeniczną w węglanach formacji modryńskiej profilu górnego. Porównywalny charakter krzywych karotażowych stwierdza się w profilach tej formacji z rejonu pobliskiej części basenu lubelskiego (Bystrzyca 2, Gielczew PIG 5 i 6 – M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Dolny odpowiednik tych utworów charakteryzuje się znacznie mniejszą domieszką terygeniczną, co zbliża go do profili formacji szwejkowskiej. Te obserwacje implikują istnienie znacznego transportu tektonicznego wzdłuż strefy uskoku interpretowanej w Świdnie IG 1.

Na figurze 6 przedstawiono również korelację z profilem Pionki 4, opartą częściowo na pracach Miłaczewskiego (1968) i Miłaczewskiego i in. (1983), a głównie na analizie krzywych geofizycznych. W Pionkach 4 wyróżniono formację telatyńską z silnie zredukowanym, hipotetycznie wydzielonym ogniwnem przewodowskim oraz z ogniwnem gielczewskim, o miąższości niemal identycznej jak w Opolu Lubelskim IG 1. Można było też pokusić się o skorelowanie cykli T-R (od T-2 do T-5),

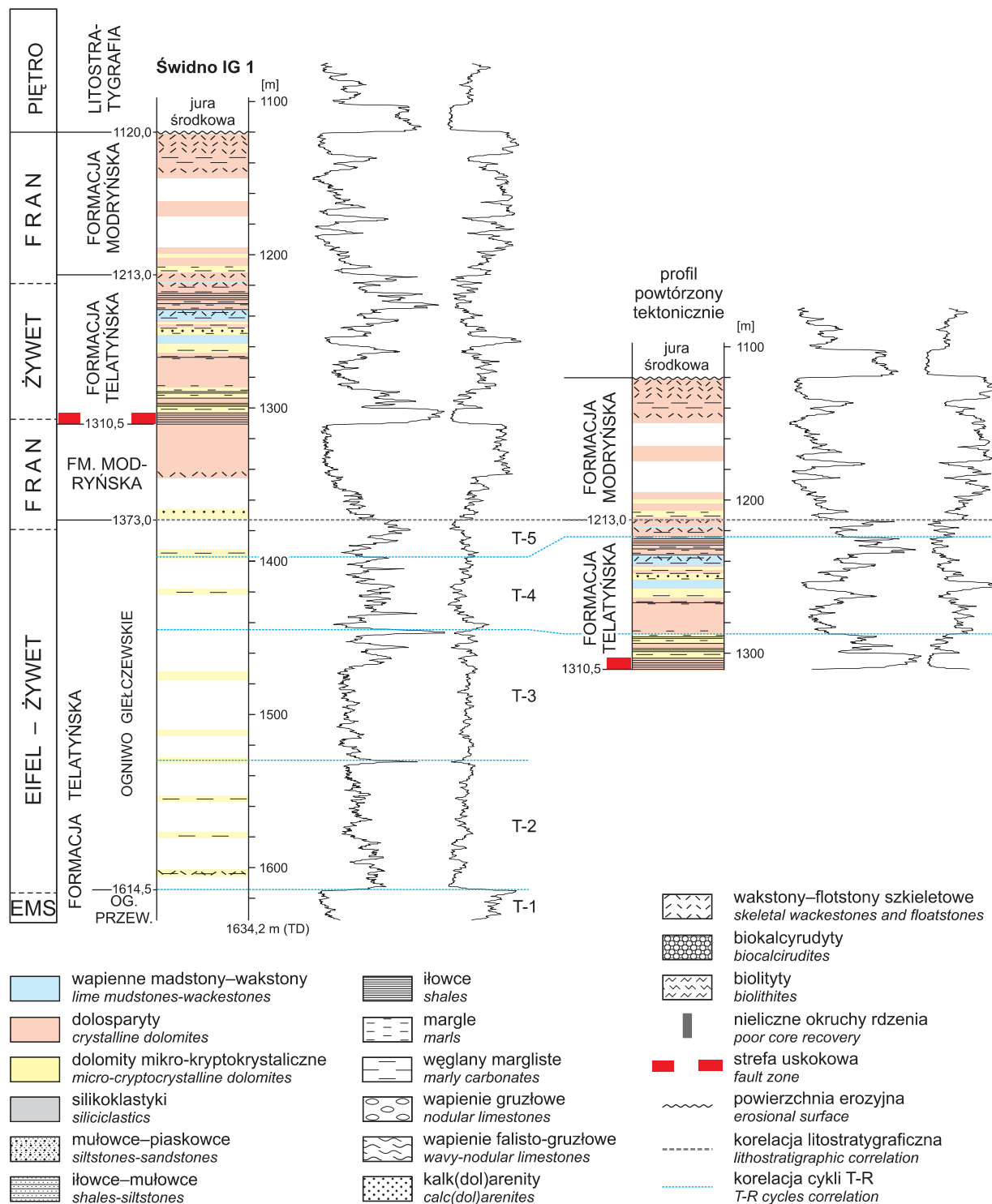


Fig. 5. Stratygrafia i interpretacja tektoniczna profilu dewonu w otworze Świdno IG 1. Przedstawiono korelację między dolną a górną, powtórzoną tektonicznie częścią profilu. Krzywe karotażowe PG i PNG, odpowiednio z lewej i prawej strony OG. PRZEW. – ogniwo przewodowskie; TD – głębokość końcowa otworu; T-1 do T-5 – cykle transgresywno-regresywne (zob. tekst)

Stratigraphy and tectonic interpretation of the Devonian section in the Świdno IG 1 borehole showing correlation between the lower and tectonically repeated, upper part. Gamma ray and neutron-gamma logs to the left and right, respectively

OG. PRZEW. – Przewodów Member; TD – total borehole-depth; T-1 to T-5 – transgressive-regressive cycles (see the text)

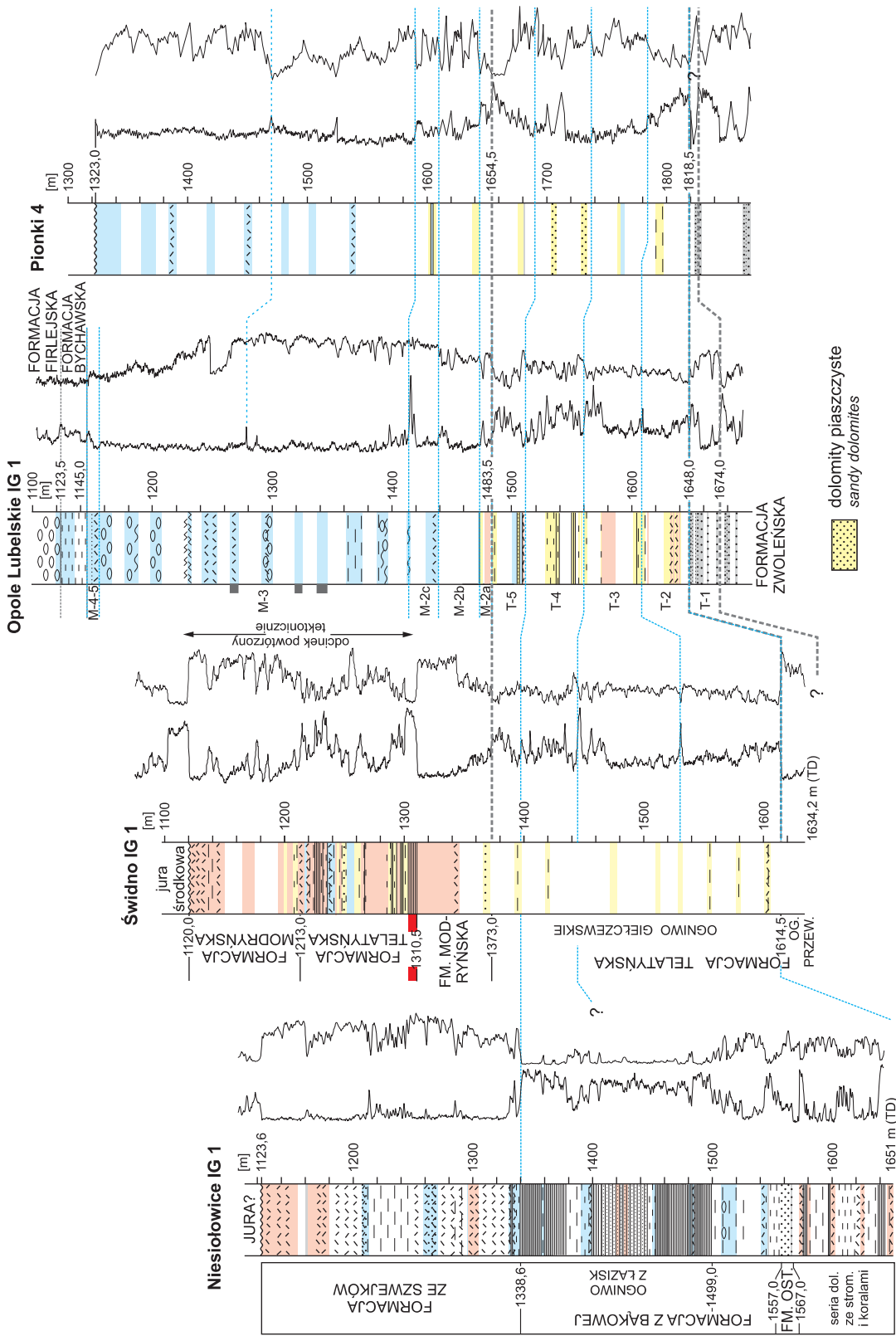


Fig. 6. Korelacja profili dewonu środkowego i górnego basenu łysogórsko-radomskiego (Niesiołowice IG 1) i lubelskiego (pozostałe profile) w rejonie granicy między basenami (por. lokalizacja na fig. 1B)

M-2-M-5 – cykle transgresywno-regresywne (zob. tekst). Inne objaśnienia – fig. 5

Correlation of the Middle-Upper Devonian sections of the Łysogóry-Radom Basin (Niesiołowice IG 1) and Lublin Basin (remaining sections) in the boundary zone between the basins (see the location in Fig. 1B)

M-2-M-5 – transgressive-regressive cycles (see the text). Other explanations – Fig. 5

aczkolwiek wzór krzywych geofizycznych wskazuje na pewne różnice litofacjalne. W szczególności, charakterystyczne jest występowanie znacznej domieszki piaszczystej w osadach cyklu T-4. Korelację potwierdzają dane palinostratygraficzne uzyskane przez Turnau (1985, 2011, ten tom; Turnau i in., 2005) z formacji telatyńskiej profilu Pionki 4.

Pionki 4 są najdalej ku NW wysuniętym profilem formacji telatyńskiej o miąższości i litofacjach typowych dla basenu lubelskiego. W profilu Stężyca 1 położonym ok. 25 km na NE formacja jest reprezentowana przez osady terygeniczne i płytkowodne węglany o miąższości zredukowanej do około 20 m (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Na NW od tego profilu obserwuje się całkowite wyklinowanie formacji (Izdebno IG 1, Żabieniec 1). Obserwacje te wskazują na kontynuację rozwoju dewonu środkowego wzdłuż jego południowo-zachodniej granicy zasięgu (tj. wzdłuż elewacji radomsko-kraśnickiej) w wykształceniu typowym dla formacji telatyńskiej basenu lubelskiego. Korelacja przedstawiona na [figurze 6](#) dokumentuje ponadto znacznie silniejsze gradienty miąższościowe i facjalne w dewonie środkowym w kierunku poprzecznym do osi basenów (linia Niesiołowice–Świdno) niż w kierunku podłużnym (Świdno–Opole Lubelskie–Pionki). Sugeruje to istnienie krawędzi paleotektonicznej między basenem łysogórsko-radomskim a lubelskim.

W NW części analizowanej strefy przejściowej między obu basenami ([fig. 1](#)) usytuowane są dwa reperowe profile dewonu – Lisów 1 (Garbacik, Kruczek, 1973) i Białobrzegi IG 1 (Miłaczewski w: Krassowska, red., 1977). Tylko dla drugiego otworu dysponowano, bardzo zresztą skąpym, materiałem rdzeniowym, a w obu przypadkach dane publikowane i archiwalne ograniczają się do ogólnych opisów litologii (zob. też. Miłaczewski i in., 1983). Dlatego, główną podstawą wydzielenia stratygraficznych były korelacje karotażowe z porównywalnymi profilami Szwejk IG 3 i Bąkowa IG 1, o dobrze opracowanej stratygrafii ([fig. 7](#)).

Charakterystyczny wzór krzywych PG i PNG pozwala na wydzielenie w profilu Lisów 1 (przedział głęb. 1580–2280 m) następstwa jednostek podobnego jak w oddalonych o niecałe 50 km ku NW Szwejkach IG 3. Od dołu są to: formacja z Bąkowej, ze stropowym ogniwiem z Łazisk wyróżniającym się jednolicie niskimi wartościami PNG przy wysokich PG, czysto węglanowa formacja szwejkowska i ilasto-marglista formacja Iłzanki, o charakterystycznym przebiegu krzywej PG. Ogniwo z Łazisk i formacja szwejkowska mają miąższość podobną jak w profilu Szwejk IG 3, natomiast formacja Iłzanki wykazuje miąższość pośrednią między tym profilem a Bąkową IG 1. W obrębie formacji szwejkowskiej i formacji Iłzanki można prześledzić w Lisowie 1 charakterystyczne horyzonty korelacyjne wyróżniane w porównywanych profilach ([fig. 7](#)).

Miłaczewski i in. (1983) wydzielali w najniższej części analizowanego odcinka profilu Lisów 1 formację czarnoleską, ale zarówno charakterystyka karotażowa, jak i opisy szczątkowych rdzeni sugerują większe podobieństwo do formacji z Bąkowej (por. [fig. 7](#)). Odcinek profilu formacji poniżej ogniwa łaziskiego, w Szwejkach IG 3 interpretowany jako facje systemu platformy węglanowo-terygeniczej, w Lisowie 1 charakteryzuje się, sądząc na podstawie opisów nielicznych rdzeni, większym udziałem terygenów. Jest to zgodne z położeniem profilu bliżej granicy z basenem lubelskim. Najniż-

szą część profilu Lisowa 1, poniżej głębokości 2280 m, reprezentowana głównie przez iłowce i mułowce (Garbacik, Kruczek, 1973), zaliczana była przez Miłaczewskiego i in. (1983) do formacji sycyńskiej z przejściem ku dołowi w osady najwyższego syluru. Relacja tego kompleksu do wyżej leżącej formacji bąkowskiej jest niejasna, nie można wykluczyć istnienia kontaktu tektonicznego wzdłuż uskoku odwróconego.

Profil dewonu w otworze Białobrzegi IG 1 w części powyżej formacji zwoleńskiej ma miąższość zredukowaną do około 120 m, po części z powodu ścięcia erozyjnego. Miłaczewski (w: Krassowska, red. 1977; Miłaczewski i in., 1983) zaliczył te utwory do serii węglanowo-terygeniczej, dzieląc ją na trzy nieformalne ogniwa: dolomitowe, ilaste i wapienne. Według tego autora redukcja miąższości, pomijając erozję przedtriasową, ma charakter sedimentacyjny. W niniejszej pracy skorelowano na podstawie krzywych geofizycznych górną część profilu z pograniczem formacji bąkowskiej i szwejkowskiej ([fig. 7](#)). Ogniwo ilaste wyróżnione przez Miłaczewskiego (w: Krassowska, red., 1977) wydaje się odpowiadać ogniwu z Łazisk pod względem litologii i charakterystyki geofizycznej. Dolna granica ogniwa, podobnie jak granica między formacją bąkowską a zwoleńską, są tu interpretowane jako granice tektoniczne, wzdłuż których nastąpiła silna redukcja miąższości osadów dewonu środkowego. Oprócz korelacji z otworem Szwejk IG 3 odległym o około 20 km, przemawiają za tym dane o rdzeniach. Na odcinku 2530–2665 m obserwuje się kilkakrotne zmiany upadów w granicach od 0 do 45°. W rdzeniach stwierdzono silne zbrekcjonowanie, m. in. w interwałach 2421,0–2424,1, 2545,9–2548,9 m i niżej, a także „ślizgi” (wypasowania ?) w iłowcach na głębokości 2468,1–2472,8 m (Miłaczewski, *op. cit.*). Jeśli powyższa interpretacja stratygrafii w profilu Białobrzegi IG 1 jest prawidłowa, reprezentuje on, mimo redukcji miąższości, wykształcenie dewonu środkowego charakterystyczne dla basenu łysogórsko-radomskiego.

INTERPRETACJA PALEOTEKTONICZNA POGRANICZA BASENÓW

Specyficzną cechą basenu łysogórsko-radomskiego jest charakterystyczna sukcesja środkowodewońska, o ogólnie znacznie większym udziale składników terygeniczych i o kilkakrotnie większej miąższości niż w basenie lubelskim. W świetle opisanych profili strefy przejściowej, granica między obszarami sedimentacji typowej dla obu basenów biegnie wzdłuż osi elewacji radomsko-kraśnickiej ([fig. 1](#)). W części NW przebiega ona nieco na NE od linii otworów Szwejk IG 3, Białobrzegi IG 1 i Lisów 1, dalej ku SE na południe od Pionek 4, a na wysokości centralnego segmentu basenu lubelskiego między otworami Niesiołowice IG 1 i Świdno IG 1. Rozkład miąższości formacji telatyńskiej i jej odpowiedników ([fig. 8](#)) nie potwierdza istnienia w środkowym dewonie wału Zwolenia – wąskiej paleoelewacji o przebiegu Białobrzegi–Lisów–Opole Lubelskie (Kotański, Miłaczewski, 1977). Przedstawiony przez cytowanych autorów obraz miąższości dewonu środkowego uległ tu znacznym zmianom po uwzględnieniu nowszych materiałów wiertniczych, a głównie w wyniku reinterpretacji stratygrafii w kluczowych profilach (por. [fig. 8](#) z pracy Kotańskiego i Miłaczewskiego, 1977, z [fig. 8](#) w tym artykule).

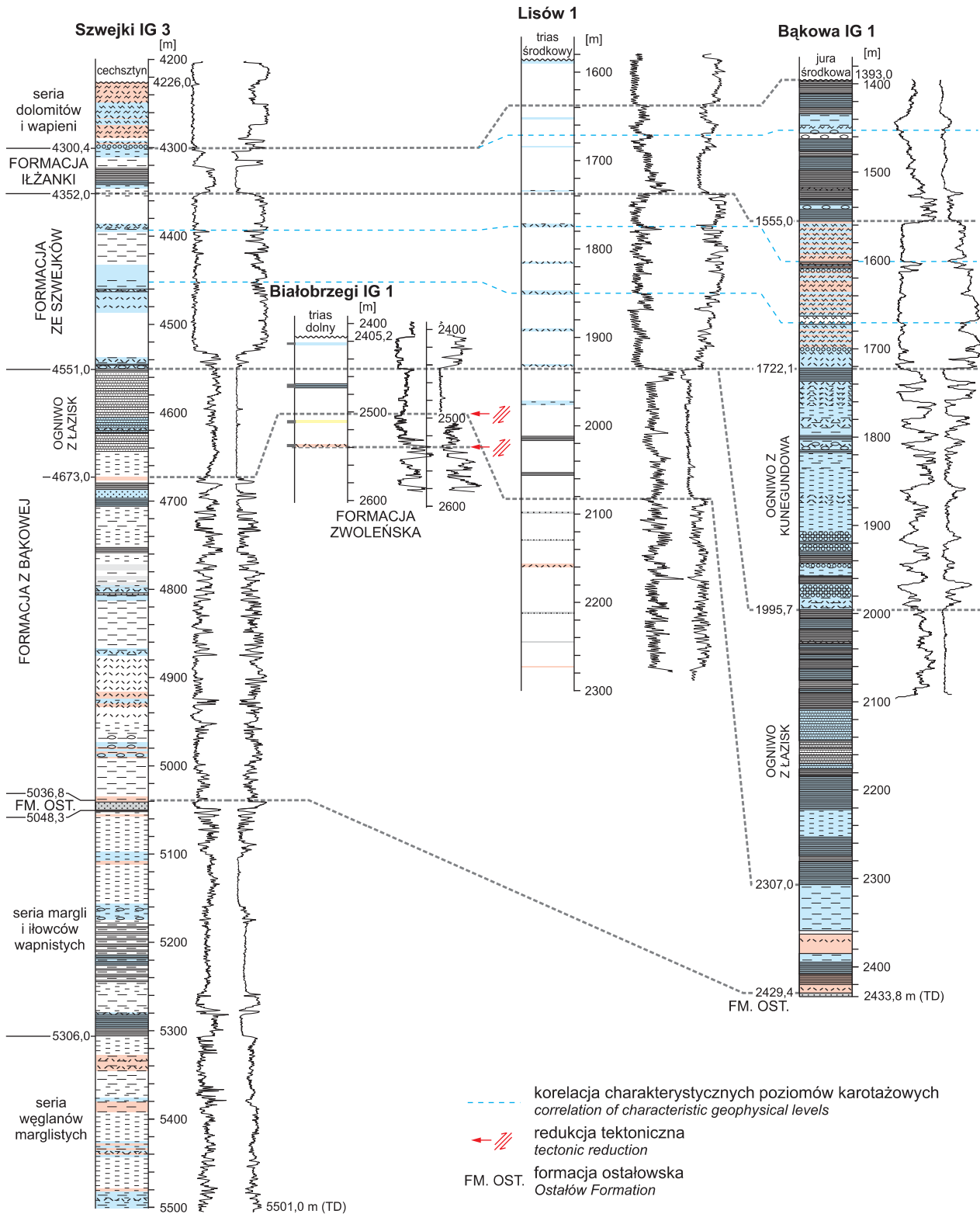


Fig. 7. Korelacja dewońskich profili otworów Białobrzegi IG 1 i Lisów 1 położonych w pobliżu NE granicy basenu łysogórsko-radomskiego (por. fig. 1B) z reperowymi profilami Szwejki IG 3 i Bąkowa IG 1 (częściowo według M. Narkiewicza, 2011a, ten tom)

Inne objaśnienia – fig. 5

Correlation of the Devonian borehole-sections Białobrzegi IG 1 and Lisów 1 located close to the NE boundary of the Łysogóry-Radom Basin (cf. Fig. 1B), with the key Szwejki IG 3 i Bąkowa IG 1 sections (partly after M. Narkiewicz, 2011a, this volume)

Other explanations – Fig. 5

Porównanie profili Niesiołowice IG 1 i Świdno IG 1 (fig. 6) pozwala na prześledzenie charakteru zmian sedymentacji towarzyszących granicy basenów. Możliwość korelacji ogranicza brak pełnej sukcesji środkowego dewonu, zwłaszcza w profilu Niesiołowice IG 1, a także zdecydowana odmienność następstwa litofacji odzwierciedlona w danych karotazowych. Korelacja przedstawiona na figurze 6, choć hipotetyczna, jest jednak potwierdzona przez dane biostratygraficzne i następstwo cykli transgresywno-regresywnych. Korelacja sugeruje znaczny wzrost tempa sedymentacji i subsydencji ku SW na odcinku około 20 km. Można tu zauważyć, że już profil Świdno IG 1 w swej niższej części wykazuje około

dwukrotny wzrost miąższości osadów w porównaniu z typowo „lubelskim” profilem Opole Lubelskie IG 1 (fig. 6). Zarazem jednak gradienty facjalne między obu tymi profilami są znikome w zestawieniu z kontrastem dzielącym Świdno IG 1 i Niesiołowice IG 1. Różnica przejawia się zwłaszcza w występowaniu w wyższej części dewonu środkowego osadów terygenicznych formacji ostałowskiej i ogniwa łaziskiego typowych dla NE części basenu łysogórsko-radomskiego. Osady te, a także silnie margliste facje węglanowe otwartego zbiornika, dominują w grubszej o blisko rząd wielkości sukcesji w depocentrum tego basenu (M. Narkiewicz, 2011a, ten tom).

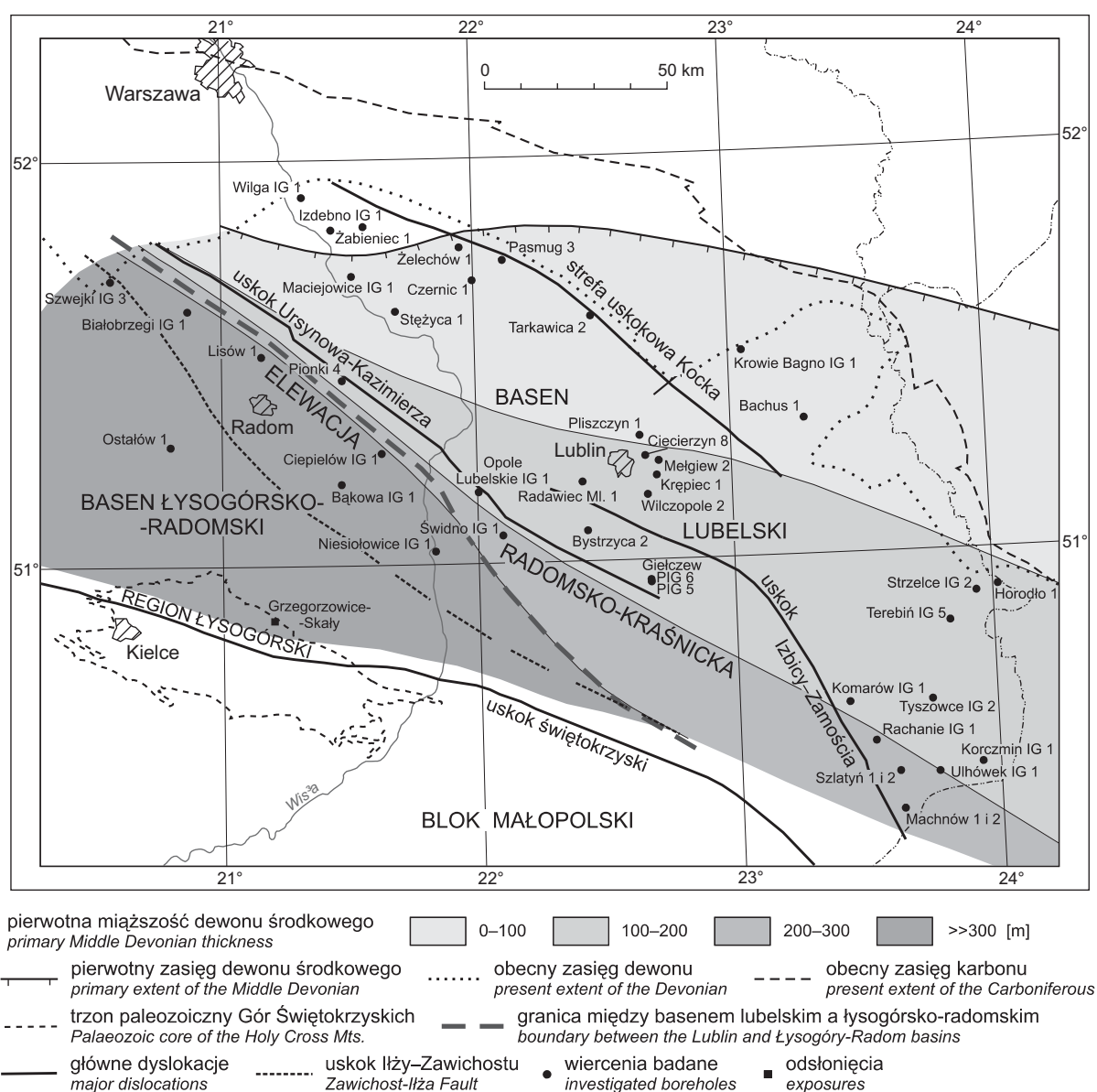


Fig. 8. Rozkład pierwotnej miąższości formacji telatynskiej, reprezentującej w przybliżeniu dewon środkowy w basenie lubelskim, i jej wiekowych odpowiedników w basenie łysogórsko-radomskim na tle wybranych regionalnych elementów tektonicznych (przebieg uskoku Iłża-Zawichostu – por. fig. 1B)

Primary thickness pattern of the Telatyn Formation, approximate equivalent of the Middle Devonian in the Lublin Basin and its correlatives in the Łysogóry-Radom Basin against selected regional tectonic elements (the Iłża-Zawichost Fault – see the Fig. 1B)

Powtórzenie tektoniczne w profilu Świdno IG 1 dokumentuje istnienie w strefie elewacji radomsko-kraśnickiej uskoku odwróconych lub nasunięć, o odległości transportu tektonicznego wystarczająco dużej, by zaznaczała się odmienna charakterystyka depozycyjna powtórzonej sekwencji. Biorąc pod uwagę gradienty litofacjalne w basenie lubelskim, można oceniać, że dla wytlumaczenia takich różnic należy brać pod uwagę przesunięcia tektoniczne rzędu kilkunastu do maksymalnie kilkudziesięciu (raczej niskie dziesiątki) kilometrów. Krzywiec (2007, 2009) interpretował w strefie elewacji radomsko-kraśnickiej podłużne uskoki przesuwczyste układające się w pozytywne struktury kwiatowe, które wskazują na istnienie regionalnej strefy transpresyjnej. Według M. Narkiewicza (2007) oraz M. Narkiewicza i in. (2007) strefa ta stanowiła część sieci dewońskich i karbońskich uskoku synsedymen-tacyjnych reaktywowanych w reżimie transpresyjnym u schyłku karbonu w trakcie końcowych deformacji waryscyjskich.

Dane Krzywca (2007, 2009) sugerują więc, że obecny obraz rozkładu facji dewońskich może być nieco zmodyfikowany przez post-sedymentacyjną przesuwczystość wzdłuż wcześniej aktywnej strefy uskoku dzielącej obszary o kontrastowo odmiennych subsydencji i sedymentacji. Ta reaktywowana

strefa uskoku nie pokrywa się z żadnym ze znanych uskoku waryscyjskich, aczkolwiek w zachodniej części opisywanej strefy biegnie równolegle do uskoku Ursynowa–Kazimierza, kilkanaście kilometrów na SW od niego. Również rozkład subsydencji środkowodewońskiej odzwierciedlony w przebiegu izopachyt na figurze 8 nie odwzorowuje położenia głównych uskoku waryscyjskich. Ponadto, brak jest zgodności między granicą basenów a interpretowanym przebiegiem strefy krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, reprezentowanej w pokrywie permsko-mezozoicznej przez strefę uskoku Iłży–Zawichostu (M. Narkiewicz i in., 2011; por. fig. 8). Ewentualna zbieżność obu linii tektonicznych rysuje się w SE części badanego obszaru, na wysokości segmentu komarowskiego basenu lubelskiego. Basen łysogórsko-radomski położony jest więc częściowo na bloku łysogórskim, a jego obszar NE – na brzeżnej części kratonu. Przytoczone obserwacje wydają się przemawiać za istnieniem w osiowej części elewacji radomsko-kraśnickiej dużej strefy uskoku czynnej w trakcie dewonu środkowego, a następnie prawdopodobnie aktywnej również w ramach strefy transpresyjnej, jaką była elewacja w późnym westfalu (Krzywiec, 2007, 2009; M. Narkiewicz, 2007).

ROZWÓJ BASENÓW

ETAP WCZESNODEWOŃSKI (LOCHKOW–ŚRODKOWY EMS)

Podobieństwo dolnodewońskiej sukcesji osadowej na obszarze między północnym regionem Gór Świętokrzyskich a tarczą ukraińską (por. fig. 1A) sugeruje istnienie rozległego, ciągłego basenu sedymentacyjnego w dewonie wczesnym (Głazek i in., 1981; Miłaczewski, 1981). Sedymentacja zaczęła się na całym tym obszarze w najpóźniejszym sylurze i wczesnym lochkowie osadami głębszego szelfu, a zakończona została depozycją grubych klastyków aluwialnych. Wewnętrzna architektura tych osadów jest jednak jeszcze słabo rozpoznana, głównie z powodu trudności korelacji grubych sukcesji osadowych, przy skąpych danych otworowych centralnej i północno-wschodniej części basenu łysogórsko-radomskiego.

Rozwój facjalno-paleogeograficzny

Na całym analizowanym obszarze istnieje ciągłość sedymentacji na granicy syluru z dewonem, a dolna granica spagowej dewońskiej formacji sycyńskiej ma charakter umowny (Miłaczewski, 1981; por. opis formacji w pracy M. Narkiewicza, 2011b, ten tom). Maksymalne miąższości morskich osadów ilasto-mułowcowych wczesnego lochkowu obserwujemy na obszarze radomskim (Ciepielów IG 1 – miąższość formacji sycyńskiej 510 m) i w rejonie rowu lubelskiego (Maciejowice IG 1 – ok. 610 m, Łopiennik IG 1 – ok. 720 m). Odpowiednikiem stratygraficznym tych osadów w regionie łysogórskim jest najwyższa część łupków ilastych z fauną otwartego szelfu, zaliczanych do formacji z Rudek oraz prawdopodobnie niższa część formacji bostowskiej z przewagą osadów drobnoklastycznych z bogatą fauną płytkomorską (Kozłowski, 2008). Osady te osiągają łączną miąższość około 200 m, reprezentując

(zwłaszcza w części „bostowskiej”) bardziej proksymalne facje obrzeża basenu, którego lądowe zaplecze rozciągało się na południe od obecnego uskoku świętokrzyskiego. W rejonie elewacji hrubieszowskiej miąższości formacji sycyńskiej maleją do wartości między 200 a 400 m w pasie między Tarkawicą 2 (na NW) i Terebinem IG 5 (SE), a jeszcze dalej ku NE wynoszą poniżej 200 m (Krowie Bagno IG 1, rejon Strzelc IG 2). Na zachodniej Ukrainie odpowiednikiem stratygraficznym i facjalnym formacji sycyńskiej jest seria tywerska, o miąższości 530 m. Ku wschodowi przechodzi ona w cieńsze osady silniej węglanowe i z bogatszą fauną płytkowodną, a w pobliżu zachodniego skłonu tarczy ukraińskiej pojawiają się czerwone osady terygeniczne serii ikwiańskiej, o miąższości około 360 m (Drygant, 2003).

Kolejne stadium rozwoju basenu wiąże się z ogólnym spłyceciem w lochkowie środkowym (Turnau i in., 2005) i sedymentacją klastyków płytkomorskich i marginalnomorskich, zaliczanych na obszarze radomskim i lubelskim do formacji czarnoleskiej (Miłaczewski, 1981; por. opis – M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Strefa maksymalnych miąższości, między 140 a 190 m, ciągnie się na obszarze Polski pasem o kierunku NW–SE między NW zamknięciem rowu lubelskiego (Maciejowice IG 1 – 148 m) a jego częścią SE (Łopiennik IG 1 – 188 m; Terebiń IG 5 – 171 m). SW granica tej strefy nie pokrywa się jednak z granicą rowu, o czym świadczy występowanie znacznych miąższości w Pionkach 4 (171 m), Ciepielowie IG 1 (149 m) i Opolu Lubelskim 3 (190 m). Na NE miąższości maleją poniżej 100 m (np. 76 m w Krowim Bagnie IG 1; około 40 m w rejonie otworu Strzelce IG 2). W regionie łysogórskim odpowiednikiem formacji czarnoleskiej jest prawdopodobnie wyższa część formacji bostowskiej rozwinięta w facjach bardziej piaszczystych, skrajnie płytkomorskich (Kozłowski, 2008). Z kolei, w ukraińskiej części base-

nu, na Podolu, ekwiwalentem facjalnym klastyków czarnolekich jest podobnie wykształcone pogranicze serii tywerskiej i dniestrzańskiej (Uchman i in., 2004).

W regionie łysogórskim, na formacji bostowskiej leżą z luką stratygraficzną, odpowiadającą całemu pragowi, warstwy barczańskie o miąższości około 200 m (Kozłowski, 2008; fig. 9). Są one wykształcone w facjach aluwialnych z wpływami morskimi (m.in. Szulczewski, 1995) i prawdopodobnie reprezentują już nowy etap tektono-sedymentacyjny, po ruchach tektonicznych późnokaledońskich (Dadlez i in., 1994). Region kielecki został w dużym stopniu objęty od pragu sedymentacją aluwialną, przy ograniczonym obszarze stref erodowanych (Tarnowska, 1976, 1983; Głazek i in., 1981; Turnau, Tarnowska, 1997).

Ciepielów IG 1 jest jedynym profilem, gdzie bardziej szczegółowo zbadano sukcesję dewonu dolnego w pozaświętokrzyskiej części basenu łysogórsko-radomskiego. W otworze tym, około 600 m ponad spągami aluwii formacji zwoleńskiej stwierdzono występowanie najwyższego lochkowu i ?najniższego pragu, natomiast w stropie jednostki udokumentowano środkową część emsu (Turnau, Jakubowska, 1989; Turnau i in., 2005). Wyniki te sugerują, że na obszarze radomskim sedymentacja aluwialna zaczęła się już w lochkowie, a więc prawdopodobnie wcześniej niż w regionie łysogórskim. Dolna granica aluwii zwoleńskiej jest w cytowanych pracach zaznaczana jako powierzchnia zgodnego zalegania (por. też Głazek i in., 1981). Jednakże, przy braku dokładniejszej analizy krytycznego interwału profilu Ciepielów IG 1, charakter tej granicy pozostaje niejasny. W świetle ostatniej interpretacji

tektonicznej w pracy M. Narkiewicza i in. (2011), należałoby oczekiwać istnienia tu niezgodności kątowej na całym obszarze basenu łysogórsko-radomskiego.

Utwory aluwialne osiągają maksymalną miąższość 800 do 1300 m w wydłużonej strefie wzdłuż SW granicy basenu lubelskiego, między rejonem Pionek (Pionki 4 – 880 m) przez Opole Lubelskie (Opole Lub. 3 – 1260 m) po rejon Zakrzewa (Zakrzew IG 3 – 1170 m). Na północ i wschód od tej strefy, miąższości formacji zwoleńskiej maleją do 200–300 m w rejonie NE części basenu lubelskiego. Redukcja ta może być jednak do pewnego stopnia wynikiem erozji stropowych partii formacji (Miłaczewski, 1981; Turnau i in., 2005).

Koniec terygenicznego sedymentacji aluwialnej miał przebieg diachroniczny w skali analizowanego obszaru. W rejonie obrzeży wschodnich trwała ona dłużej, do eiflu (Miłaczewski, 1981, fig. 51; Drygant, 2000). W basenie lubelskim najwyższe wystąpienia facji aluwialnych stwierdzono w skrajnie na wschodzie położonym profilu Krowie Bagno IG 1 (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Z drugiej jednak strony, w tej części basenu polskiego w stropie formacji zwoleńskiej występują, przynajmniej lokalnie, osady nie młodsze od najniższego emsu (Terebiń IG 5, Turnau i in., 2005). Brak niemal całego emsu ma, zdaniem cytowanych autorów, charakter luki erozyjnej. Z kolei, w profilach Pionki 1 i 4 datowania palinostratygraficzne wyższych (choć nie najwyższych) części formacji zwoleńskiej wskazują na środkową część emsu (Turnau i in., 2005). W regionie łysogórskim w aluwialnych osadach warstw barczańskich znaleziono miospory niższej części emsu (Fijałkowska-Mader i in., 1997).





















Fig. 9. Schemat chronostratygraficzny rozwoju sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. Zaznaczono pozycje jednostek litostratygraficznych na tle systemów depozycyjnych (M. Narkiewicz, 2011a, b, ten tom). Skala wiekowa – według Kaufmanna (2006). Pozycja zdarzeń globalnych – według m.in. Johnsona i in. (1985), Wallisera (1996) i House'a i Gradsteina (2004) (por. też tekst)

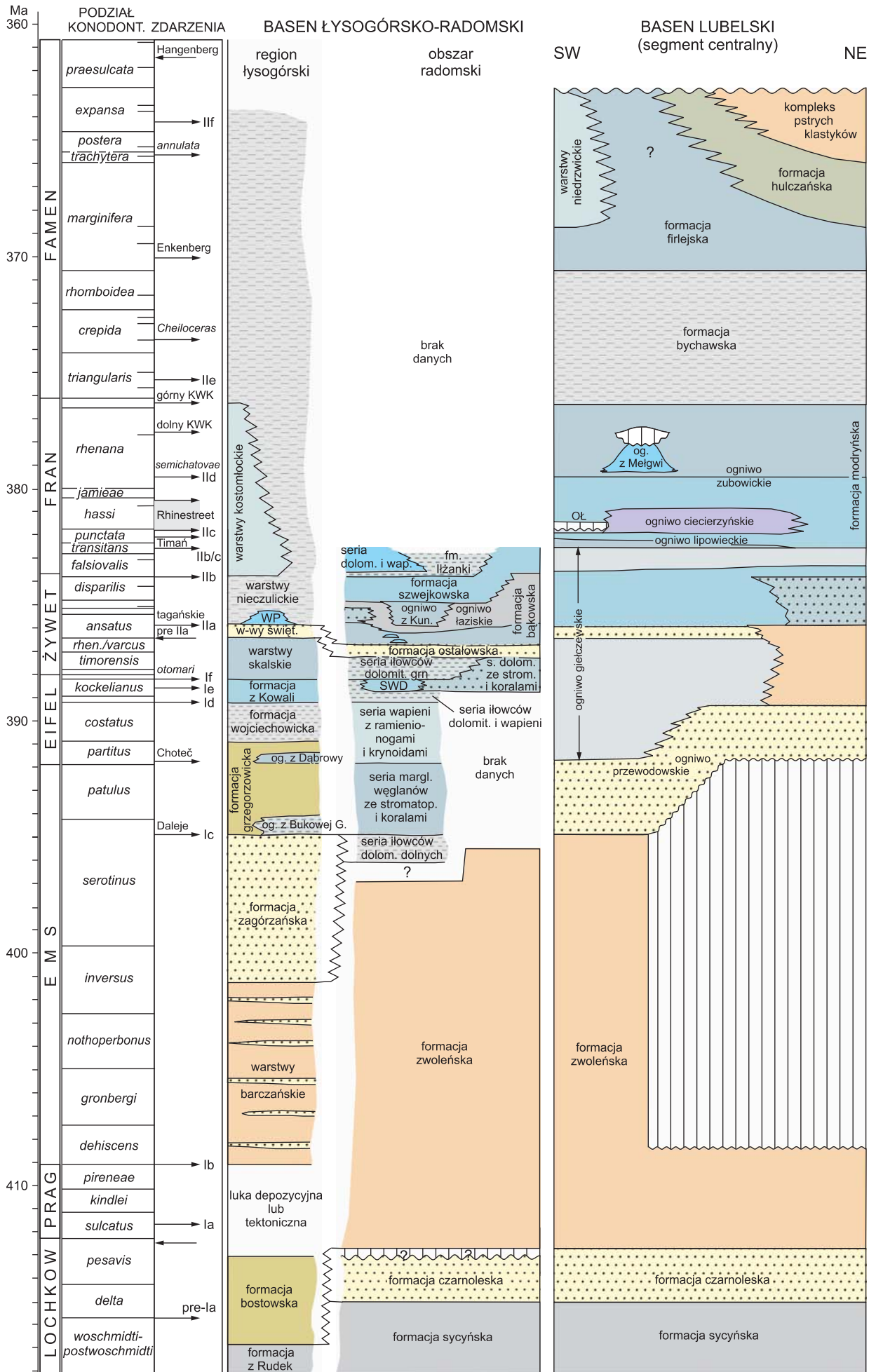
OL – ogniwo łosieńskie, SWD – seria wapieni dolomitycznych, WP – warstwy pokrzywiańskie

Chronostratigraphic diagram of the Devonian depositional development in the Łysogóry-Radom and Lublin basins. The lithostratigraphic units are labelled against the depositional systems (M. Narkiewicz, 2011a, b, this volume). Age after Kaufmann (2006); position of global events – after i.a. Johnson *et al.* (1985), Walliser (1996), and House and Gradstein (2004) (cf. also the text)

OL – Łosień Member, SWD – Dolomitic Limestones unit, WP – Pokrzywianka Beds

OBJAŚNIENIA DO FIG. 9
EXPLANATION TO FIG. 9

	powierzchnia erozyjna i(lub) niedepozycyjna <i>erosional/nondepositional surface</i>		odcięty szelf ilasto-węglanowy <i>restricted shaly-carbonate shelf</i>		kompleks rafowy/budowla węglan. <i>reef complex/carbonate buildup</i>
	luka stratygraficzna <i>stratigraphic gap</i>		szelf ilasto-mulisty <i>shaly-silty shelf</i>		otwarty szelf ilasto-węglanowy <i>open-marine shaly-carbonate shelf</i>
	system aluwialny <i>alluvial system</i>		szelf klastyczno-węglanowy <i>clastic-carbonate shelf</i>		otwarty szelf węglanowo-ilasty <i>open-marine carbonate-shaly shelf</i>
	plytkowodne klastyki szelfowe <i>shallow-shelf clastics</i>		laguna ewaporacyjna <i>evaporative lagoon</i>		węglanowy i węglanowo-ilasty <i>carbonate and carbonate-shaly shelf-basin</i>
	marginalnomorski system klastyczno-węglan.-siarczanowy <i>marginal marine clastic-carbon.-sulphate system</i>		platforma węglan.-terygeniczna <i>carbonate-terrigenous platform</i>		basen szelfowy <i>carbonate and carbonate-shaly shelf-basin</i>
	odcięty szelf/wewn. platforma węglan. <i>restricted shelf/inner carbonate platform</i>		platforma węglanowa <i>carbonate platform</i>		ilasto-węglanowy basen szelfowy <i>shaly-carbonate shelf-basin</i>



Skąpe i niepełne dane miąższościowe utrudniają dokładniejsze odtworzenie architektury depozycyjnej oraz rozkładu stref o zróżnicowanej subsydencji. Dostępne dane mogą jednak świadczyć o istnieniu znacznych obocznych gradientów miąższościowych w rejonie basenu lubelskiego. Wskazują na to porównania profili Małochwiej 1 i Łopiennik IG 1 (odległość <1 km, różnica miąższości ok. 200 m), Trawniki 1 i Bachus 1 (35 km; ok. 800 m), Rozkopaczew 1 i Krowie Bagno IG 1 (ok. 5 km; >200 m) (lokalizacja profili – fig. 1B). Dane te zdają się świadczyć o obecności bloków tektonicznych, których zróżnicowane pionowe ruchy warunkowały rozkład lokalnych depocentrów.

W ukraińskiej części basenu wczesnodewońskiego występuje również gruby kompleks aluwialnych klastyków serii dnistrzańskiej lub formacji terebowelskiej (Drygant, 2003; Uchman i in., 2004; Małkowski i in., 2009). Dolna granica tego kompleksu jest silnie diachroniczna, sięga od najniższego lochkowu na wschodzie aż po pogranicze lochkowu i pragu na zachodzie (Uchman i in., 2004; Małkowski i in., 2009). Utwory te osiągają maksymalne miąższości około 1200 m w wydłużonej strefie o kierunku NW–SE w podłożu zapadliska karpackiego, na SE od opisanego wyżej depocentrum radomsko-lubelskiego.

Interpretacja regionalna

Wcześniejsze wnioski o rozmiarach i tempie subsydencji tektonicznej (M. Narkiewicz i in., 1998a) wskazywały na znaczny udział czynników tektonicznych w rozwoju sedymentacji wczesnodewońskiej na obszarze radomsko-lubelskim (por. też M. Narkiewicz, 2007). W świetle przeanalizowanych tu danych najważniejsze przesłanki dominującej roli tektoniki są następujące:

- związek południowej granicy basenu łysogórsko-radomskiego ze strefą uskoku świętokrzyskiego;
- ogólny charakter sedymentacji i brak widocznego wpływu zdarzeń eustatycznych na generalne rysy architektury depozycyjnej;
- silne oboczne zmiany miąższości aluwii pragu i emsu, świadczące o roli tektoniki blokowej w rozkładzie lokalnych depocentrów w basenie lubelskim.

Punkt ostatni został omówiony wyżej, natomiast dwa pierwsze wymagają krótkiego komentarza.

Dane stratygraficzne z regionu łysogórskiego mówią o występowaniu tu morskich osadów lochkowu, a także terygenicznym facji emsu wykazujących większe morskie wpływy w porównaniu z odpowiednikami z regionu kieleckiego. Na południe od uskoku świętokrzyskiego, sedymentacja zaczęła się dopiero w pragu (Turnau, Tarnowska, 1997), a lokalnie nawet w dewonie środkowym (Głazek i in., 1981). Grubości osadów, wielokrotnie mniejsze niż w regionie łysogórskim, świadczą o znacznie mniejszej subsydencji tej strefy.

Wschodnia flanka basenu znajdowała się w rejonie stabilnej części kratonu, na skłonie masywu ukraińskiego. Dzięki temu ku wschodowi obserwujemy stopniowe zmiany facji i miąższości (por. Miłaczewski, 1981). Depocentra poszczególnych formacji dolnodewońskich przebiegały w kierunku

NW–SE w rejonie basenu lubelskiego (ciężąc raczej ku jego SW granicy). Przewaga facji piaszczysto-mułowcowych nad gruboklastycznymi wyklucza zjawiska raptownego wypiętrzania i erozji bloków tektonicznych. Ruchy pionowe były więc prawdopodobnie rozłożone w czasie, a ich efekty maskowała akumulacja osadów. Zauważalny jest brak zapisu wczesnodewońskich zdarzeń eustatycznych, takich jak pulsy transgresyjne pre-Ia i Ia datowane na środkowy lochkow i najwcześniejszy prag (Johnson i in., 1985).

Szersze uwarunkowania regionalne powstania i rozwoju wczesnodewońskiego basenu polsko-ukraińskiego powinny uwzględnić związki z dużymi strefami uskoku na granicach bloków skorupowych – małopolskiego i łysogórskiego. Niezależnie od roli uskoku świętokrzyskiego, wpływ na powstanie depocentrum mogła mieć również strefa TTZ. Drygant (2003; por. też Uchman i in., 2004) wiąże z nią rozwój w rejonie niecki lwowskiej i zapadliska karpackiego rowu o przebiegu NW–SE, wypełnionego aluwiami serii dnistrzańskiej. Tektonika blokowa, odpowiedzialna zwłaszcza za późniejsze etapy sedymentacji grubych aluwii zwoleńskich i dnistrzańskich, była prawdopodobnie związana z regionalnym polem naprężeń ekstensyjnych. Towarzystwo ono powstaniu w emsie wzdłuż południowej krawędzi ładu Old Redu (Laurosji) załukowego basenu renohercyńskiego w rejonie północnych Niemiec i jego odpowiednika na Morawach (Ziegler, 1990; Franke, 2000; Schulmann, Gayer, 2000; por. M. Narkiewicz, 2007). Niejasne są natomiast przyczyny rozwoju rozległego śródlądowego obszaru sedymentacji morskiej w najpóźniejszym sylurze i lochkowie wczesnym. Być może wiąże się on z końcową (transtensyjną ?) fazą prawoskrętnych ruchów przesuwczych, towarzyszących akrecji proksymalnego teranu małopolskiego (por. M. Narkiewicz i in., 2011). Pełniejsza dokumentacja zapisu końcowej fazy tej akrecji – tzw. niezgodności późnokaledońskiej pozostaje kwestią przyszłych badań.

ETAP ŚRODKOWODEWOŃSKI (PÓŻNY EMS–WCZESNY FRAN)

Rozwój facjalno-paleogeograficzny

Nowy etap rozwoju basenów zapoczątkowała transgresja morska, której najwcześniejszym zapisem są prawdopodobnie perylitoralne osady terygeniczne formacji zagórzańskiej w rejonie północnych Gór Świętokrzyskich (fig. 9). Łobanowski (1971) zaliczył je do górnego emsu, Malec (2001) cytując z tych osadów tentakulity wskazujące na konodontowy poziom *inversus* emsu środkowego, natomiast Fijałkowska-Mader i in. (1997) przytaczają spory poziomów FD i AP wyższego emsu do pogranicza z eiflem. Omawiany puls transgresyjny, poprzedzał późnoemską transgresję eustatyczną Ic odpowiedzialną za rozwój terygeniczno-węglanowej formacji grzegorzowickiej (Malec, 2002, 2005). Na obszarze radomskim klastyki transgresyjne nie zostały jak dotąd stwierdzone, a transgresję można datować tylko pośrednio, na podstawie emskiego wieku wyżej leżących węglanów w Ostalowie 1 (Malec, 2001, inf. ustna; 2002). We wschodniej części base-

nu lubelskiego transgresja rozwijała się w trakcie cyklu Ic i po zdarzeniu Choteć, sięgając stopniowo coraz dalej ku wschodowi (fig. 9).

Sedymentacja terygeniczna ustąpiła wkrótce miejsca depozycji węglanowej, przy czym również w tym przypadku nastąpiło to najwcześniej w regionie łysogórskim i na obszarze radomskim. Osady ilasto-węglanowe, odpowiednio formacji grzegorzowickiej (Malec, 2005) i niższej części profilu Ostałowa zaczęły się tam tworzyć jeszcze w emsie późnym. Tymczasem w basenie lubelskim facje węglanowe pojawiają się w części SW od najwcześniejszego eiflu, a ku NE stopniowo coraz później, aż po środkowy żywet (fig. 9; M. Narkiewicz, 2011b, ten tom).

Wczesne stadium sedymentacji węglanowej i węglano-wo-ilastej trwał w obu badanych basenach do środkowego żywetu. W basenie łysogórsko-radomskim obejmuje ono zróżnicowane systemy depozycyjne: od odciętego szelfu ilasto-węglanowego przez platformę węglanową i otwarty szelf węglanowo-ilasty w regionie łysogórskim po morskie systemy z przewagą basenu szelfowego lub otwartego szelfu węglanowego lub ilastego na obszarze radomskim. Przewaga bardziej płytkomorskich systemów depozycyjnych wzdłuż południowej granicy basenu jest zgodna z sąsiedztwem rozległych systemów depozycji płytkomorskiej w eiflu i wczesnym żywecie na południowym obszarze masywu małopolskiego (Racki 1993, Szulczewski, 1995). Miąższość osadów tego stadium wynosi od około 600 m w obszarze radomskim do około 900 m w regionie łysogórskim, gdzie jednakże zakończyło się ono nieco później (por. dalej). W basenie lubelskim opisywane stadium sedymentacji odpowiada w SE części basenu cyklem T-2 i T-3 obejmującym facje płytkiego, odciętego szelfu węglanowego lub platformy węglanowej, o miąższości od około 90 (SW) do około 50 m (NE), a więc o rząd wielkości mniejszej niż w basenie łysogórsko-radomskim.

W obu basenach pierwsze stadium sedymentacji węglanowej zakończył się w środkowym żywecie diachronicznym rozwojem regresywnego systemu przybrzeżnych klastyków szelfowych, głównie w facjach piaszczystych i mułowcowych (fig. 9). Osady warstw świętomarskich, deponowane w wyniku transportu materiału terygenicznego ze wschodu (Kłossowski, 1985), wydają się odpowiadać środowiskom głębszego, bardziej dystalnego zbiornika niż nieco wcześniejsze facje klastyczne formacji ostałowskiej. Prawdopodobną przyczyną diachronizmu facji terygeniczných było nałożenie się ruchów blokowych na globalne warunki regresywne poprzedzające cykl IIa. Obecność facji aluwialnych w cyklu T-3 w segmencie komarowskim sugeruje, że w tej części basenu lubelskiego istniały tendencje do wypiętrzania i wcześniejszej erozji. Przy założeniu transportu ku zachodowi, osady te mogły gromadzić się najpierw w najgłębszej strefie depocentrum basenu łysogórsko-radomskiego (rejon Bąkowej, Ostałowa), a później ich sedymentacja przesunęła się na południe. Większa głębokość basenu w rejonie osiowym tłumaczyłaby też brak czytelnego zapisu zdarzenia tagańskiego (transgresji IIa).

W dalszym następstwie takiego zróżnicowania paleogeograficznego, środkowo- i późnożyweckie osady węglano-

wo-ilaste, najwcześniej zaczęły się tworzyć na obszarze radomskim (fig. 9). Równoległe z wkroczeniem tych facji w regionie łysogórskim pojawiają się na obszarze radomskim osady terygeniczne jako wkładki w obrębie platformy węglanowej (Szwejki IG 3), albo też jako osobny system depozycyjny – szelf ilasto-mulisty ogniwa łaziskiego. Nieregularne, diachroniczne pojawianie się klastyków w różnych częściach północnej strefy basenu, podobnie jak brak klarownych związków z transgresją eustatyczną IIa, wskazuje na rolę uwarunkowań tektonicznych – głównie zróżnicowanej subsydencji bloków w podłożu basenu. Obszarów alimentacji dla klastyków należałoby dopatrywać się głównie na północy, w rejonie segmentu stężyckiego basenu lubelskiego i na NW od niego, gdzie wówczas przeważała erozja (fig. 8). Miąższość omawianych osadów w basenie łysogórsko-radomskim osiąga maksymalnie około 500 m. Ich ekwiwalenty w basenie lubelskim, o łącznej miąższości 50–70 m, należą do stropowej części cyklu T-3 i całego T-4, który został zainicjowany przez eustatyczne zdarzenie tagańskie (IIa).

Kolejnym stadium w rozwoju sedymentacji było powstanie na północy basenu łysogórsko-radomskiego i w basenie lubelskim rozległego systemu platformy węglanowej (fig. 9). Na obszarze radomskim platforma rozwinęła się w późnym żywecie w rejonie Szwejków i Bąkowej, następnie w Niesiołowicach, a dopiero we wczesnym franie w basenie lubelskim. Diachronizm ten wynikał zapewne z tłumienia węglanowej depozycji organogenicznej przez dopływ osadów klastycznych i niekorzystne warunki zasolenia wód panujące w trakcie sedymentacji cykli T-4 i T-5 w basenie lubelskim. W regionie łysogórskim, wzdłuż południowej strefy basenów kontynuowała się w późnym żywecie sedymentacja głębiejwodna warstw nieczulickich na otwartym szelfie ilasto-węglanowym.

System platformy węglanowej zdominował cykliczną sedymentację wczesnego franu basenu lubelskiego, natomiast w północnej części basenu łysogórsko-radomskiego jej rozwój został przerwany w najpóźniejszym żywecie przez transgresywne wkroczenie osadów otwartego szelfu ilasto-węglanowego formacji Iłzanki. W basenie lubelskim transgresja ta jest zapisana jako początek cyklu T-5, o miąższości nie przekraczającej 30 m. Ekwiwalent tego cyklu na obszarze radomskim, o miąższości >160 m (Bąkowa IG 1), składa się częściowo z budowli i kompleksów organicznych należących już do najniższego franu. Stanowi on stropową część rozpoznanej sukcesji dewońskiej, której wyższe partie uległy erozji przedjurajskiej. Relacje miąższościowe wskazują więc, że jeszcze na początku franu utrzymywał się kontrast w tempie subsydencji między obu basenami, podobny jak w dewonie środkowym.

Interpretacja regionalna

Zaczynając od późnego emsu, basen łysogórsko-radomski charakteryzuje się sedymentacją o rząd wielkości szybszą niż basen lubelski, który aż do franu środkowego pozostaje obszarem o niskim tempie sedymentacji, a w części NW nawet erozji. Ilościowe badania subsydencji wskazują, że bez uwzględnienia eustatycznego wzrostu poziomu morza, którego

amplitudę w dewonie środkowym przyjęto na około 150 m, cały obszar basenu lubelskiego objęty byłby reżimem erozyjnym (M. Narkiewicz i in., 1998a). W konsekwencji, środkowodewońskie i wczesnofrańskie zdarzenia eustatyczne czytelnie zaznaczają się w układzie cykli T-R.

Wysokie tempo sedymentacji w basenie łysogórsko-radomskim oraz przewaga ilasto-węglanowych facji otwartego szelfu świadczą o szybkiej, tektonicznie uwarunkowanej subsydenacji, o rozmiarach rzędu 200 m/Ma. Słaba korelacja ze zdarzeniami eustatycznymi i nieregularny przestrzenny i wiekowy rozkład systemów depozycyjnych korespondują z tektonicznymi uwarunkowaniami depozycji, związanej z pionowymi względny ruchami bloków w podłożu basenu. Granica między obu basenami rysuje się jako wąska strefa gradientów miąższościowych i/lub depozycyjnych (por. wyżej; fig. 8, 9) związana zapewne z reaktywowanym regionalnym uskokiem w podłożu zachodniego skraju platformy wschodnioeuropejskiej. Elewacje tej platformy ograniczają basen lubelski od wschodu, jednakże pierwotny zasięg zbiornika jest nieznany, bowiem przybrzeżne systemy depozycyjne zostały w większości usunięte przez wieloetapową erozję.

Południowa granica basenu łysogórsko-radomskiego jest dalej, tak jak w dewonie wczesnym, związana ze strefą uskoku świętokrzyskiego. Sedymentacja w południowej, łysogórskiej części basenu i na obszarze radomskim jest porównywalna zarówno pod względem ogólnego charakteru, jak i miąższości osadów. Różnice można wytłumaczyć bardziej proksymalnym usytuowaniem obszaru radomskiego względem lądowego zaplecza basenu, oraz zmienną w czasie aktywnością synsedymentacyjną uskoku świętokrzyskiego. Na południu obszar bloku małopolskiego charakteryzował się stabilną sedymentacją z niewielkim udziałem terygenów i z czytelnym zapisem zdarzeń eustatycznych (Racki, 1993, 1997; Racki, Narkiewicz, 2000). W emsie środkowym aktywność uskoku doprowadziła do względnego obniżenia obszaru północnego i transgresji „zagórzańskiej”. We wczesnym–środkowym eiflu istniała ciągłość paleogeograficzno-facjalna całego obszaru świętokrzyskiego (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010), co prawdopodobnie wiązało się ze stabilizacją tektoniczną. W późnym eiflu uskoku świętokrzyski uaktywnił się ponownie, zostało to odzwierciedlone w kontraście facji i miąższości osadów między regionem południowym i łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Również w późnym żywiecie i wczesnym franie w regionie łysogórskim rozwijają się facje głębszego zbiornika, co jest sytuacją wyjątkową na tle całego obszaru sedymentacji od bloku małopolskiego po basen lubelski (fig. 9).

Mimo wykształcenia się w środkowym dewonie wyraźnego depocentrum basenu radomsko-łysogórskiego, regionalne ramy i uwarunkowania tektoniczne przypuszczalnie niewiele zmieniły się od dewonu wczesnego. W dalszym ciągu głównym mechanizmem subsydenacji była prawdopodobnie regionalna ekstensja związana z rozwojem basenów załukowych wzdłuż południowej krawędzi Laurosji (M. Narkiewicz i in., 1998a). Nie są natomiast jasne przyczyny aktywizacji strefy tektonicznej zbliżonej do jej krawędzi (strefy TTZ), co dopro-

wadziło do silnego zróżnicowania subsydenacji i depozycji obu analizowanych basenów.

ETAP OD FRANU ŚRODKOWEGO DO PÓŻNEGO

Rozwój facjalno-paleogeograficzny

Dla tego etapu dysponujemy szczegółowymi danymi jedynie z basenu lubelskiego (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Dokumentacja dla basenu łysogórsko-radomskiego ogranicza się do skąpych danych z regionu łysogórskiego, wskazujących na przedłużanie się facji marglistych basenu szelfowego znanych z regionu południowego Gór Świętokrzyskich (fig. 9; Szulczewski, 1995). Sugerowałyby to kontynuację środkowodewońskich i wczesnofrańskich tendencji do silniejszej subsydenacji.

W basenie lubelskim etap ten jest wyraźnie dwudzielny. W jego wczesnym stadium rozwinął się quasi-symetryczny cykl M-3, poprzedzony wymuszoną regresją, wykształcony w facjach platformy węglanowej i lokalnie, w dolnej części, laguny ewaporacyjnej (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Wyróżnia się on tempem sedymentacji i subsydenacji wielokrotnie większym od osadów niżej i wyżej leżących, a jego genezę można wiązać z nałożeniem się subsydenacji tektonicznej na serię epizodów transgresyjnych przypisywanych zdarzeniu Rhinestreet (fig. 2). W świetle korelacji wzdłuż basenu (fig. 3) i poprzecznej (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom) osady cyklu utrzymują znaczną miąższość na całym badanym obszarze, co przy nieznacznych jedynie oznakach spłykania ku N i NE wskazuje na dużo większy pierwotny zasięg basenu. Można na tej podstawie szacować, że opisywany etap rozwoju reprezentował maksymalny zasięg zbiornika środkowo- i późnodewońskiego. Niewątpliwie rozszerzał się on na obszar obecnej zachodniej Ukrainy, gdzie ma swoje odpowiedniki stratygraficzne (Miłaczewski, 1981). Jest też prawdopodobne, że zbiornik środkowo- i późnofrańskich łączył się przez obszar podlaski z rowem Prypeci (Konishchev i in., 2001; por. fig. 1A).

Późne stadium omawianego etapu jest reprezentowane przez pięciokrotnie cieńsze osady głównie otwartego szelfu węglanowo-ilastego, zdeponowane w odcinku czasu podobnym jak interwał wiekowy cyklu M-3. Oznacza to powrót warunków stabilności tektonicznej, w których zapisały się dwa puls transgresyjne przypisane późnofrańskim zdarzeniom eustatycznym IId (transgresja *semichatovae*) i dolnemu poziomowi Kellwasser (por. fig. 3).

Interpretacja regionalna

K. Narkiewicz i M. Narkiewicz (2008) korelowali transgresję cyklu M-3 z początkiem ryftowania w rowie Prypeci, zapisanym jako litostratygraficzny poziom rzeczycki. Skorygowane dane biostratygraficzne sugerują, że w rzeczywistości M-3 rozpoczął się kilkaset tysięcy lat przed powstaniem krótkotrwałej luki erozyjnej poprzedzającej puls ryftowania.

Przypuszczalny scenariusz rozwoju cyklu M-3 był więc bardziej skomplikowany. Początek cyklu (dolny poziom *hassi*) wiązał się zapewne z eustatyczną transgresją Rhinestreet. Następnie przestrzeń akomodacji została powiększona w poziomach górny *hassi* do *jamieae* na skutek regionalnej subsydenacji tektonicznej w reżimie ekstensyjnym. Objął on całą obecną wschodnią część kratonu wschodnioeuropejskiego, a na obszarze Białorusi doprowadził do powstania rowu Prypeci (fig. 1A). Obserwowane tam w górnym franie przejawy magmatyzmu wskazują, że obok regionalnych naprężeń skorupowych, w rozwoju ryftu rolę odegrał również stan termiczny litosfery, być może uwarunkowany obecnością pióropusza płaszczu (Wilson, Lyashkevich, 1996; Kuszniur i in., 1996; K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Porównanie przebiegu subsydenacji wskazuje, że etapowi zastoju w późnym franie w basenie lubelskim (cykle M-4 i M-5) odpowiada w rowie Prypeci silne pograżanie, które doprowadziło do powstania kilometrowej miąższości kompleksu węglanowo-ewaporatowo-wulkanogenicznego. Zapewne w tym stadium rola magmatyzmu płaszczowego wysunęła się na plan pierwszy, podczas gdy na obszarze Polski tego czynnika zabrakło, a tempo subsydenacji wróciło do poprzedniego niskiego poziomu.

ETAP FAMEŃSKI

Rozwój facjalno-paleogeograficzny

W niemal całym basenie lubelskim kompleks fameński jest reprezentowany przez pojedynczy cykl transgresywno-regresywny FA (M. Narkiewicz, 2011b, ten tom). Wiek poziomu transgresywnego (por. wyżej) sugeruje możliwość korelacji z globalnym zdarzeniem górnego poziomu Kellwasser (fig. 3), aczkolwiek dalszy rozwój cyklu wskazuje na dominującą rolę uwarunkowań tektonicznych. Już we wczesnym famenie wyodrębniło się depocentrum w rejonie centralnego segmentu basenu, gdzie nagromadziły się osady ilasto-węglanowego systemu basenu szelfowego o miąższości dochodzącej do 800 m, dwukrotnie malejącej ku NE i SW. W osadach tych występują charakterystyczne struktury interpretowane jako efekt aktywności sejsmicznej i sedymentacji na skłonach podmorskich (*op. cit.*). Od początku famenu środkowego następuje spłylenie, któremu towarzyszy depozycja gruzłowych osadów otwartego szelfu węglanowo-ilastego. Ich miąższości dochodzą do 700 m w rejonie osi basenu, a zapis sedymentacyjny potwierdza utrzymywanie się aktywności sejsmicznej.

Od środkowego famenu zaznacza się także ruchliwość NE krawędzi basenu związanej z uskokuwą strefą Kocka. Manifestuje się ona progradacją ku SW kilkusetmetrowej grubości systemu klastyków przybrzeżnych, przechodzących w równie miąższe osady aluwialne. Progradujące osady terygeniczne wyklinowują się ku SW, przechodząc w facje morskie zaliczane do głębszego szelfu lub węglanowo-ilastego basenu szelfowego środkowego i późnego famenu (Miłaczewski, 1978; Kaliś, 1969). Wzdłuż SW brzegu basenu rozmiary subsydenacji fameńskiej są wielokrotnie mniejsze niż w strefie depocentrum, na co wskazują dane m.in. z profilu Opole Lubel-

skie IG 1 (Miłaczewski, 1972). W segmencie komarowskim i stężyckim stwierdzono również znacznie mniejsze miąższości famenu, odpowiednio, do 300 i do około 600 m, co tylko częściowo można uzasadnić erozją przedpóźnowizeńską. Syntektoniczne facje terygeniczne NE obrzeża basenu są tam również znacznie słabiej rozwinięte. Mimo to, obecność osadów otwartomorskich w skrajnym ku NW wystąpieniu famenu w Izdebnie IG 1 sugeruje, że brzeg basenu biegł znacznie dalej na N i NW od obecnego, erozyjnego zasięgu dewonu.

Interpretacja regionalna

Powstanie wyraźnego depocentrum w segmencie centralnym basenu lubelskiego wiązało się z aktywizacją uskoków ograniczających rów lubelski: Ursynowa–Kazimierza od SW i Kocka od NE. Przebieg tych uskoków (fig. 1B) i ograniczone rozprzestrzenienie depocentrum sugerują działanie mechanizmu pull-apart w warunkach lewoskrętnej transtensji. Strefa uskoku Kocka w trakcie famenu przekształciła się w aktywną krawędź wypiętrzanego bloku NE, z którego erozją wiązała się progradacja terygenicznych systemów depozycyjnych ku SW. Wymienione uskoki mogą mieć stare założenia związane z etapem ryftowania neoproterozoicznego (M. Narkiewicz i in., 2011).

Gradienty miąższościowe i facjalne w strefie SW obrzeżenia basenu lubelskiego sugerują, że obszar basenu łysogórsko-radomskiego charakteryzował się w famenie znacznie mniejszym pograżaniem, podobnie jak w rejonie Gór Świętokrzyskich. Oznacza to odwrócenie tendencji rozwoju subsydenacji po obu stronach granicy basenów. Reżim szybkiego pograżania po stronie SW (tempo rzędu 200 m/Ma dla dewonu środkowego) zastąpiły we franie środkowym (?) warunki względnej stabilizacji. Fameńskie tempo sedymentacji i subsydenacji można szacować na około 20 m/Ma, przy założeniu miąższości osadów rzędu 300 m. Tymczasem, w depocentrum rowu lubelskiego późnofrańskie tempo sedymentacji/subsydenacji szacowane na 20 m/Ma zwiększyło się w famenie pięciokrotnie (do 100 m/Ma), przy założeniu miąższości 1600 m. Dla basenu łysogórsko-radomskiego brak jest danych miąższościowych o franie, z wyjątkiem jego dolnej, grubej części (por. wyżej). Nie znamy tam więc reakcji podłoża basenu na puls subsydenacji tektonicznej we franie środkowym.

Podobnie jak w basenie lubelskim, faza silnej subsydenacji towarzyszącej głównemu stadium ryftowania późnodewońskiego nastąpiła w rowie Prypeci po epizodzie stabilizacji tektonicznej na przełomie franu i famenu. Najwyraźniej więc, wspólne regionalne uwarunkowania tektoniczne obu basenów przetrwały do końca famenu. Basen lubelski uległ wypiętrzeniu i erozji po famenie, a przed wizenem późnym w tzw. tektonicznej fazie bretońskiej (Miłaczewski, 1981; M. Narkiewicz, 2007). W rowie Prypeci umiarkowanej subsydenacji post-ryftowej towarzyszyła natomiast wczesnokarbońska sedymentacja lądowa (Stephenson i in., 2001). Rozwój basenu łysogórsko-radomskiego w tym czasie może być jedynie przedmiotem spekulacji (M. Narkiewicz, 2007).

WNIOSKI

Wyniki badań stratygraficznych, facjalno-paleogeograficznych oraz analiza zapisu cykli i zdarzeń depozycyjnych świadczą o odmiennym rozwoju basenu łysogórsko-radomskiego i lubelskiego w czasie dewonu. Ten pierwszy basen ograniczony był od południa uskokiem świętokrzyskim o głębokich założeniach skorupowych, którego aktywność długimi okresami warunkowała silniejsze pograżanie, a przez to grubsze osady i bardziej morski charakter facji w regionie łysogórskim. Od NE zbiornik graniczył z basenem lubelskim wzdłuż wąskiej strefy tektonicznej o kierunku NW–SE. Biegła ona wzdłuż osiowej części elewacji radomsko-krańcickiej w skrajnie brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej. Strefę tę można łączyć z istnieniem w podłożu dewonu uskoku regionalnego, podobnego do równoległych uskoków Ursynowa–Kazimierza i Kocka, i tak samo jak one reaktywowanego transpresyjnie, ze znacznym przesunięciem poziomym w karbonie późnym. Basen lubelski łączył się od SE z basenem lwowskim na zachodniej Ukrainie, a jego pierwotny zasięg wschodni (zredukowany przez podewońską erozję) był ograniczony przez lądowy maszyn tarczy ukraińskiej.

Rozwój basenów dewońskich podzielono na cztery główne etapy, charakteryzujące się odmiennym wzorem przestrzenno-wiekowym subsydencji tektonicznej, związanej ze zmienną aktywnością stref tektonicznych ograniczających baseny.

Etap wczesnodewoński (lochkow–środkowy ems) zaznaczył się ogólnie podobnym rozwojem sedymentacji na dużym obszarze basenów polskich i zachodniej Ukrainy. Został on zapoczątkowany w sylurze późnym osadami otwartego morza, które w lochkowie środkowym i późnym przeszły w osady perylitoralne. Na nich leży gruba seria aluwialna, której powierzchnia spągowa najprawdopodobniej odpowiada na obszarze basenu łysogórsko-radomskiego słabo jeszcze udokumentowanej niezgodności późnokaledońskiej. Etap ten charakteryzuje się aktywnością uskoku świętokrzyskiego i pionowymi ruchami bloków tektonicznych przynajmniej w rejonie basenu lubelskiego.

Etap środkowodewoński (późny ems–wczesny fran) reprezentuje skrajnie odmienne tempo sedymentacji w obu

basenach: średnio 200 m/Ma w łysogórsko-radomskim wobec 30 m/Ma w lubelskim. W tym pierwszym dominowały facje węglanowo-terygeniczne otwartego szelfu, o słabo czytelnej cykliczności uwarunkowanej zmiennym tempem pograżania bloków podłoża. W basenie lubelskim przeważały systemy depozycyjne odciętego płytkiego szelfu węglanowego i platformy proksymalnej, spływające się ku SE i NE, a przechodzące w reżim erozyjny ku NW. Wyraźne, ciągłe w skali basenu cykle transgresywno-regresywne były uwarunkowane głównie eustatycznie. Granica basenów zaznacza się jako wyraźna strefa gradientów miąższościowych i depozycyjnych.

Etap środkowo-późnofrański, dokładniej przeanalizowany w basenie lubelskim, składa się z dwóch faz. Pierwsza (wczesny poziom *hassi* do wczesnego *rhenana*) charakteryzuje się rozwojem grubego, rozległego systemu platformy węglanowej przy znacznym tempie sedymentacji (120 m/Ma). Miała ona głównie uwarunkowania tektoniczne, związane z epizodem ekstensji regionalnej odpowiedzialnym za inicjację ryftu Prypeci. W późnym franie nastąpiło zwolnienie tempa subsydencji i sedymentacji do 20 m/Ma, a depozycję, zdominowaną przez facje otwartego szelfu, kształtowały transgresje eustatyczne, w tym związane ze zdarzeniami Kellwasser.

Etap fameński zaznaczył się wykształceniem wyraźnego depocentrum w centralnym segmencie basenu lubelskiego, gdzie tempo sedymentacji wynosiło około 100 m/Ma i było kilkakrotnie większe niż w pozostałych częściach obu basenów. Sukcesja osadowa składa się w niższej części z grubych osadów wapienno-ilastych basenu szelfowego i otwartego szelfu, z oznakami synsedymentacyjnej aktywności sejsmicznej/tektonicznej. W środkowym–późnym famenie uaktywnia się tektonicznie północne obrzeżenie basenu (strefa uskoku Kocka), dając początek progradacji terygenicznym systemów perylitoralnych i aluwialnych, z przejściem w facje morskie ku SW. Depocentrum utworzyło się w układzie pull-apart między strefą Kocka a uskokiem Ursynowa–Kazimierza, równocześnie i zapewne we wspólnym regionalnym układzie naprężeń tektonicznych z główną fazą ryftowania basenu Prypeci.

LITERATURA

- BELKA Z., NARKIEWICZ M., 2008 — Devonian. *W: The geology of central Europe* (red. T. McCann). Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic: 383–410. Geological Society, London.
- BULTYNCK P., DEJONGHE L., 2001 — Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *W: Lithostratigraphic scale of Belgium* (red. P. Bultynck, L. Dejonghe). *Geologica Belgica*, **4**, 1/2: 39–69.
- CLAUSEN C.-D., WEDDIGE K., ZIEGLER W., 1993 — Devonian of the Rhenish Massif. *SDS Newsletter*, **10**: 18–19.
- CZARNOCKI J., 1950 — Geologia regionu łysogórskiego związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **1**: 3–404.
- DADLEZ R., 1987 — Ewolucja basenów fanerozoicznych wzdłuż strefy Teiseyre'a-Tornquista. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 263–278.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., 2000 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:1 000 000 bez utworów kenozoiku. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Kwart. Geol.*, **38**, 2: 169–190.
- DRYGANT D.M., 2000 — Lower and middle Paleozoic of the Volyn'-Podillia margin of the East-European Platform and Carpathian Fordeep. *Nauk. Zapiski Deržavn. Prirodovnavč. Muz.*, **15**: 24–129 [po ukraińsku, ang. abstrakt].
- DRYGANT D., 2003 — About the problem of correlation and stratigraphic division of Lower Devonian deposits in the Volyn'-Podillia part of the East-European Platform. *Nauk. Zapiski Deržavn. Prirodovnavč. Muz.*, **18**: 195–208 [po ukraińsku, ang. podsumowanie].

- FIJAŁKOWSKA-MADER A., MALEC J., TARNOWSKA M., TURNAU E., 1997 — Stratygrafia dolnego dewonu w rejonie Bodzentyna – region łysogórski Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **53**, 5: 122–124.
- FRANKE W., 2000 — The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *W: Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt* (red. W. Franke i in.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **179**: 35–61.
- GARBACIK Z., KRUCZEK E., 1973 — Dokumentacja wynikowa otworu parametryczno-strukturalnego Lisów-1. Zjednoczenie Górn. Naft., Przedz. Posz. Naft. w Wołominie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GLĄZEK J., KARWOWSKI Ł., RACKI G., WRZOLEK T., 1981 — The early Devonian continental/marine succession at Chechny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.*, **31**, 3/4: 233–250.
- HALLAM, A., WIGNALL, P.B., 1999 — Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Sci. Rev.*, **48**: 217–250.
- HOUSE M.R., 1985 — Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, **313**: 17–22.
- HOUSE M.R., 2002 — Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **181**: 5–25.
- HOUSE M.R., GRADSTEIN F.M., 2004 — The Devonian Period. *W: A Geological Time Scale 2004* (red. F. Gradstein i in.): 202–221. Cambridge Univ. Press., Cambridge.
- JOHNSON J.G., SANDBERG A.C., 1988 — Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses. *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **14**, 3: 171–178.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A., 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 567–587.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., ELRICK M., 1996 — Devonian transgressive-regressive cycles and biostratigraphy, Northern Antelope Range, Nevada: establishment of reference horizons for global cycles. *Palaios*, **11**, 1: 3–14.
- KAUFMANN B., 2006 — Calibrating the Devonian Time Scale – a synthesis of U-Pb ID-TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth-Sci. Rev.*, **76**: 175–190.
- KALIŚ J., 1969 — Wstępna charakterystyka serii górnodewońskiej z niektórych wierceń zachodniej części niecki lubelskiej. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 4: 805–821.
- KLAPPER G., 1988 — The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *W: Devonian of the World* (red. N.J. McMillan i in.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**, 3: 449–468.
- KŁOSSOWSKI J., 1985 — Sedymentacja dewonu środkowego w regionie łysogórskim (profil Świętomarz/Śniadka). *Prz. Geol.*, **33**, 5: 264–267.
- KONISHCHEV W.S., GARETSKIY R.G., AYZBERG R.E., 2001 — Istorya tektonicheskovo razwitya. Gercinskiy etap. *W: Geologiya Belarusi* (red. A.S. Makhnatsch i in.): 591–629. National Academy of Sciences of Belarus. Minsk.
- KOTAŃSKI Z., MIŁACZEWSKI L., 1977 — Rozwój paleotektoniczny dewońskiej struktury Zwolenia. *Biul. Inst. Geol.*, **303**: 51–89.
- KOZŁOWSKI W., 2008 — Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **58**, 1: 43–74.
- KRASSOWSKA A. (red.), 1970 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego strukturalno-parametrycznego Białobrzegi IG-1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRASSOWSKA A. (red.), 1977 — Białobrzegi IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **38**: 3–182.
- KRZYWIEC P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 1–18.
- KRZYWIEC P., 2009 — Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, **475**, 1: 142–159.
- KUSZNIR N.J., KOVKHUTO A., STEPHENSON R.A., 1996 — Syn-rift evolution of the Pripyat Trough: constraints from structural and stratigraphic modelling. *Tectonophysics*, **268**, 1/4: 221–236.
- ŁOBANOWSKI H., 1971 — The Lower Devonian in the western part of the Klonów Belt (Holy Cross Mts) Part I – Upper Emsian. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 4: 629–687.
- MALEC J., 2001 — Stratygrafia zdarzeniowa w profilu późnego emsu i wczesnego eiflu w regionie łysogórskim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **57**, 9: 120–122.
- MALEC J., 2002 — Stratygrafia utworów z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska niepubl. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MALEC J., 2005 — Litostratygrafia pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **415**: 5–58.
- MALEC J., TURNAU E., 1997 — Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowice-Skały section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **45**, 1: 67–86.
- MAŁKOWSKI K., RACKI G., DRYGANT D., SZANIAWSKI H., 2009 — Carbon isotope stratigraphy across the Silurian-Devonian transition in Podolia, Ukraine: evidence for a global biogeochemical perturbation. *Geol. Mag.*, **146**, 5: 674–689.
- MIŁACZEWSKI L., 1968 — Schemat korelacyjny osadów dewońskich w otworach wiertniczych zachodniej i centralnej części regionu lubelskiego (obszar Zwoleń–Pionki–Opole Lubelskie–Lublin). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MIŁACZEWSKI L., 1972 — Kryteria podziału stratygraficznego dewonu. *W: Opole Lubelskie IG 1* (red. A.M. Żelichowski). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **3**: 18–31, 37–45.
- MIŁACZEWSKI L., 1978 — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Dewon. *W: Niedzwica IG 1* (red. T. Niemczycka). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **45**: 78–85.
- MIŁACZEWSKI L., 1981 — Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, **101**: 1–90.
- MIŁACZEWSKI L., RADLICZ K., NEHRING M., HAJŁASZ B., 1983 — Osady dewonu w podłożu północno-zachodniej części lubelskiego odcinka niecki brzeźnej. *Biul. Inst. Geol.*, **344**: 23–56.
- MORROW J.R., SANDBERG C.A., 2008 — Evolution of Devonian carbonate-shelf margin, Nevada. *Geosphere*, **4**, 2: 445–458.
- NARKIEWICZ K., 2011 — Biostratygrafia konodontowa środkowego dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 147–192.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2007 — Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, **51**, 4: 419–442.

- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2010 — The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *J. Paleont.*, **84**, 4: 588–625.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2011 — Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 193–254.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 1998 — Conodont evidence for the mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. *Palaeont. Pol.*, **58**: 213–223.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 2008 — The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. *Acta Geol. Pol.*, **58**, 3: 287–301.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 2010 — Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. area (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **255**, 3: 287–300.
- NARKIEWICZ M., 1988 — Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. *W: Devonian of the World* (red. N. J. McMillan i in.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**, 2: 619–635.
- NARKIEWICZ M. (red.), 2005 — Budowa geologiczna i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiawcze (temat 2.31.1300.00.0). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2011a — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego na północ od Gór Świętokrzyskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 7–52.
- NARKIEWICZ M., 2011b — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 53–146.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkonozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5: 391–397.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H., MIŁACZEWSKI L., 1998a — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–46.
- NARKIEWICZ M., MIŁACZEWSKI L., KRZYWIEC P., SZEWCZYK J., 1998b — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 57–72.
- NARKIEWICZ M., JAROSIŃSKI M., KRZYWIEC P., WAKSMUNDZKA M.I., 2007 — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **442**: 19–34.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2011 — Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- PISARZOWSKA A., SOBSTEL M., RACKI G., 2006 — Conodont-based event stratigraphy of the Early-Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeont. Pol.*, **51**, 4: 609–646.
- RACKI G., 1993 — Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, **37**, 2/4: 87–182.
- RACKI G., 1997 — Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **199**: 1–12.
- RACKI G., NARKIEWICZ M., 2000 — Tektoniczne uwarunkowania rozwoju sedimentacji dewonu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **48**, 1: 65–76.
- SANDBERG C.A., MORROW J.R., ZIEGLER W., 2002 — Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **356**: 473–487.
- SCHINDLER E., 1993 — Event-stratigraphic markers within the Kellwasser Crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **104**: 115–125.
- SCHULMANN K., GAYER R., 2000 — A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc., London*, **157**, 2: 401–416.
- SOBOLEW D., 1909 — Srednij dewon Kielecko-Sandomirskowo kriaża. *Mat. Geol. Ross.*, **24**.
- STEPHENSON R.A., STOVBA S.M., STAROSTENKO V.I., 2001 — Pripyat-Dniepr-Donets Basin: implications for dynamics of rifting and the tectonic history of the northern Peri-Tethyan Platform. *W: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins* (red. P.A. Ziegler i in.). *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.*, **186**: 369–406.
- STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W., STEEMANS P., 1987 — Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardennes-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **50**: 211–229.
- SZULCZEWSKI M., 1995 — Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- TARNOWSKA M., 1976 — Korelacja litologiczna dewonu dolnego we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **296**: 75–128.
- TARNOWSKA M., 1983 — Litostratygrafia niższego dewonu w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska niepubl., Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TURNAU E., 1985 — Poziomy sporowe w formacjach dewońskich rejonu Pionek (Polska centralna). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **55**, 3/4: 355–374.
- TURNAU E., 2007 — Palinostratygrafia. *W: Polskie Łąki PIG 1* (red. H. Matyja). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **122**: 62–69.
- TURNAU E., 2011 — Palinostratygrafia dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 255–288.
- TURNAU E., JAKUBOWSKA L., 1989 — Early Devonian miospores and age of the Zwolen Formation (Old Red Sandstone facies) from Ciepeliów IG-1 borehole. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**, 3/4: 391–416.
- TURNAU E., RACKI G., 1999 — Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Rev. Paleobot. Palynol.*, **106**, 3/4: 237–271.
- TURNAU E., TARNOWSKA M., 1997 — Obecność zigeny (pragu) i emsu koło Kielc. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **53**, 5: 154, 155.
- TURNAU E., MIŁACZEWSKI L., WOOD G.D., 2005 — Spore stratigraphy of Lower Devonian and Eifelian (?), alluvial and marginal marine deposits of the Radom-Lublin area (Central Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **75**, 1: 121–137.
- UCHMAN A., DRYGANT D., PASZKOWSKI M., PORĘBSKI S., TURNAU E., 2004 — Early Devonian trace fossils in marine to non-marine redbeds in Podolia, Ukraine: palaeoenvironmental

- implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **214**, 67–83.
- WALLISER O.H., 1996 — Global events in the Devonian and Carboniferous. *W: Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* (red. O.H. Walliser): 225–250. Springer, Berlin.
- WILSON M., LYASHKEVICH Z.M., 1996 — Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics*, **168**: 65–81.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T., 2005 — Middle Devonian conodonts from black shales of the Ściegna section, Góry Świętokrzyskie Mountains, central Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **124**: 159–170.
- ZIEGLER P.A., 1990 — Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd Ed. Shell Intern. Petrol. Mij., Geol. Soc., London, Publishing House, Bath.
- ZIEGLER W., SANDBERG C.A., 1990 — The Late Devonian conodont zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**: 1–15.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**: 1–97.

DEVONIAN DEPOSITIONAL DEVELOPMENT OF THE ŁYSOGÓRY-RADOM AND LUBLIN BASINS (SOUTH-EASTERN POLAND)

Abstract. Łysogóry-Radom Basin (ŁRB) is bounded in the south by the deeply-rooted Holy Cross Fault. To NE it passes into the Lublin Basin (LB) along a narrow zone clearly reflected in the Middle Devonian depositional pattern. It was probably related to a basement fault along the axial part of the Radom–Kraśnik Elevation affecting deposition at least since the late Emsian onwards. BL continued to the Lviv Basin in SE, which was bordered from the east by the continental Ukrainian Massif. The Early Devonian stage of the basins development started in the latest Silurian with an open-shelf sedimentation passing in the middle to late Lochkovian into marginal marine clastics. This is (partly unconformably) overlain by a thick alluvial complex. Between late Emsian and early Frasnian rapid sedimentation of carbonate-terrigenous open-marine facies in the ŁRB was

controlled by basement blocks subsidence. On the other hand, under stable cratonic conditions of the BL much smaller accommodation space was generated mainly by eustatic transgressions allowing a mostly shallow-shelf and carbonate platform development. In the Middle Frasnian this pattern was overprinted by a subsidence pulse related to the initial Pripyat Graben rifting. The Famennian stage was marked by a depocentre development in the central LB segment, and an accumulation of nearly 2 km of sediments, starting with carbonate-shaly deposits of a shelf basin and open shelf, passing upwards into marginal-marine and continental systems prograding SW-wards. The depocentre formed in a pull-apart regime between the Kock and Ursynów–Kazimierz faults, parallel with the main phase of the Pripyat Graben rifting.

Key words: depositional architecture, synsedimentary tectonics, subsidence, eustasy, Devonian, south-eastern Poland.

SUMMARY

In the Devonian, south-eastern Poland was a part of the south-facing outer shelf of the Laurussia continent (M. Narkiewicz, 2007; Belka, M. Narkiewicz, 2008). The Lublin Basin developed on a cratonic basement of the East European Platform and its Neoproterozoic–Lower Palaeozoic cover (Fig. 1A). To the south-west it neighboured the Łysogóry-Radom Basin whose basement mainly consists of the proximal Łysogóry Terrane accreted to the craton not later than in the earliest Devonian (M. Narkiewicz *et al.*, 2011). Southern boundary of the basin (and terrane) corresponds to the Holy Cross Fault zone, bounding from the north another distinct Devonian sedimentation area related to the Małopolska Block (Fig. 1B). The boundary between both studied basins runs parallel and in a close proximity to the long-known lithospheric boundary – the Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ).

The starting point for the present study was the depositional architecture framework of both the basins discussed in two papers in this volume (M. Narkiewicz, 2011a, b, this volume). Particular elements such as transgressive-regressive (T-R) events and cycles were dated biostratigraphically, mainly based on conodonts and spores (K. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011; Turnau, 2011 – this volume). These data were then used for a correlation of regional depositional markers with global events (Fig. 2). In order to gain more insight into the nature of the basins boundary four additional borehole sections were studied: Świdno IG 1, Białostrzegi IG 1, Lisów 1 and Pionki 4 (see Fig. 1B for a location). Present studies were focused on Middle–Upper Devonian sections, whereas the Lower Devonian was considered basing mainly on previous published data.

DEPOSITIONAL ARCHITECTURE

Schematic depositional architecture of the Lublin Basin in a longitudinal cross-section is shown in Fig. 3, whereas for the transversal cross-section of the central basin segment the reader is referred to Fig. 23 in M. Narkiewicz (2011b, this volume). The interpretation of the key depositional events against the depositional systems of the Łysogóry-Radom Basin is shown in Fig. 4, whereas the basin architecture – in figs. 14, 15 in Narkiewicz (2011a, this volume). Comparison of a depositional development of both analysed basins in a chronostratigraphic framework is presented in Fig. 9.

Lublin Basin. – The alluvial red beds of the Zwoleń Formation (upper Lochkovian to lower–middle Emsian) are overlain by an up to 200 m thick succession of variable shallow-marine carbonates to continental clastics included into the Telatyn Formation. These sediments were subdivided into 5 T-R cycles (T-1 to T-5; Fig. 3) which were compared to eustatic cycles of Johnson *et al.* (1985) basing on biostratigraphic data. The cycle T-4 can be attributed to the global Ila transgression and T-5 to the Iib onlap with an accuracy to a single conodont zone. Less precise is the correlation of the T-1 transgression with the onset of the Ic eustatic cycle, and T-2 with the Choteč Event. The T-3 cycle is tentatively correlated with the Id transgression. The eustatic controls of the T-R cycles correspond to the depositional architecture characterized by extensive, flat units with gradual lateral facies changes. Sediment accumulation proceeded by aggradation after and along with successive transgressive pulses. There is no evidence of a synsedimentary tectonic activity while the results of

a subsidence modelling (M. Narkiewicz *et al.*, 1998a) indicate that the accommodation space for the relatively thin Middle Devonian strata was provided by an eustatic sea-level rise of a total magnitude of ca. 150 m, under a nearly zero tectonic subsidence.

The Frasnian, without its lowermost part, is represented by carbonate, subordinately marly and anhydritic deposits of the Modryń Formation. It was divided into 5 T-R cycles M-1 to M-5 (Fig. 3). Two lowermost (including M-2 subdivided into 3 subcycles a-c) display an extent and thicknesses similar to the T-1 to T-5 cycles and probably were also controlled by eustasy (transgressions IIB/c and IIC – cf. Fig. 3). The M-3 cycle has a largest thickness of up to 300 m and the widest extent in the basin. It is distinct also by its atypical, symmetric succession: from shallow-water and/or restricted deposits, to deeper open-marine and again shallower at the topmost part. Some depositional structures are attributed to seismicity and there is a local depocenter developed as an evaporative lagoon (Fig. 3). Although the M-3 transgression can be correlated with the onset of the transgressive Rhinestreet events (House, 1985; Piszarska *et al.*, 2006), the above characteristics of the cycle point to mainly tectonic controls. Tectonic subsidence pulse most probably corresponds to the initial Pripyat Graben rifting in the Middle Frasnian (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). The successive M-4 and M-5 cycles are correlated with the eustatic cycle IID and the Lower Kellwasser Event transgression, respectively. The M-4 transgression controlled a development of organic buildups which are the largest in the Devonian of the Lublin Basin (up to 50 m thick). They are compared to the last reef-phase in Belgium – mud-mounds of the Petit-Mont Member (Neville Formation, F2j – Bultynck, Dejonghe, 2001). The Famennian displays variable thickness of up to 2 km and is ascribed to a single FA megacycle controlled mainly by tectonics.

Lysogóry-Radom Basin. – In comparison to the Lublin Basin, the Lysogóry-Radom Basin is characterized by smaller dimensions and by larger thickness of the Middle Devonian strata. It is also distinct by a generally more open-marine characteristics of its depositional systems and much increased rates of deposition/subsidence (Fig. 4, 9). Another striking feature is a lack of ordering of the depositional record into distinct, correlative cycles. A basin-scale diachronism characterizes three characteristic depositional systems: marine clastics of the Ostalów Formation and Świętomarz Beds, shaly-silty shelf facies of the Łaziska Member (Bąkowa Fm.) and a carbonate platform of the Szwejki Formation. In general, the Radom area depositional cycles and events mostly do not show a clear relationship to the eustatic T-R cycles. The characteristics of the depositional architecture seems to favour tectonics as the main control on the basin development. This is also compatible with the tectonic boundaries of the basin: the Holy Cross Fault (south) and the probable basement-fault controlled NE boundary with the Lublin Basin (see below). Synsedimentary tectonics were most active during accumulation of the Middle to Upper Givetian deposition of the Bąkowa Formation strata. During the late Emsian to Eifelian and also starting with the latest Givetian the role of eustatic events such as the Choteč Event and IIB transgression became more apparent.

Boundary between the basins. – In the Świdno IG 1 and Pionki 4 sections representing the boundary zone between the basins (Fig. 1B) it was possible to distinguish lithostratigraphic units and T-R cycles known from the Lublin Basin (Figs. 5, 6). Moreover, the Świdno IG 1 section shows the stratigraphic repetition above the reversed-fault plane (Fig. 5). The comparison of repeated successions of the Telatyń and Modryń formations indicates a considerable scale of a lateral displacement of the strata. This is consistent with the interpreted transpressive and strike-slip tectonics in the Radom–Kraśnik Elevation zone (Krzywiec, 2007, 2009). On the other hand, the Lisów 1 and Białobrzegi IG 1 sections appear to represent lithostratigraphic successions typical for the Lysogóry-Radom Basin (Fig. 7). These observations allow to trace the boundary between the basins which is here attributed to a basement fault in the marginal part of the East European Platform, parallel to the Ursynów–Kazimierz Fault (Fig. 1B).

The fault is probably responsible for the sediment-thickness and facies gradients evident from the correlation of Niesiołowice IG 1 and Świdno IG 1 borehole sections (Fig. 6), and from the Middle Devonian thickness map (Fig. 8).

The correlation suggests a significant increase in sedimentation and subsidence rates towards SW at a distance of ca. 20 km. Facies change is particularly visible in appearance of terrigenous deposits typical of the NE part of the Lysogóry-Radom Basin in the upper part of the Middle Devonian in Niesiołowice IG 1. Such sediments as well as open-marine marly facies dominate in the basin depocenter in a succession thicker than the Lublin one by an order of magnitude (Fig. 4). Presented evidence seems to support existence of a major fault zone active during the Middle Devonian along the axial part of the Radom–Kraśnik Elevation. Most probably, later it was reactivated as a part of a transpressive zone developed along the elevation in the late Westphalian (Krzywiec, 2007, 2009; M. Narkiewicz 2007).

BASINS DEVELOPMENT

Early Devonian stage (Lochkovian–middle Emsian). – In the Early Devonian a generally comparable terrigenous depositional development characterized the area between the present northern region of the Holy Cross Mts. and western slopes of the Ukrainian Shield landmass (Fig. 1A; Głazek *et al.*, 1981; Miłaczewski, 1981). Ca. 2.5 km thick sedimentary fill was initiated in the latest Silurian and early Lochkovian by deeper shelf sediments, which were replaced in the middle to late Lochkovian by peryllittoral facies. These were overlain (partly unconformably) by the up to 1.5 km thick alluvial succession. The latter corresponds to Pragian and Emsian, ranging up to Eifelian in the eastern (Ukrainian) part. Influence of tectonics on the basin development is evidenced by a synsedimentary activity of the Holy Cross Fault, general lack of correspondence between the depositional architecture and eustasy, and by considerable lateral sediment-thickness gradients of the Pragian and Emsian alluvial clastics attributed to differential block movements. Block tectonics, responsible particularly for a deposition of a thick alluvial succession, was probably related to a regional extensional regime that controlled development of the Rheno-Hercynian back-arc basin along the southern Laurussia margin in the Emsian (Ziegler, 1990; Franke, 2000; Schulmann, Gayer, 2000; cf. M. Narkiewicz, 2007).

Middle Devonian stage (late Emsian–early Frasnian). – During this stage the Lysogóry-Radom Basin was characterized by an average depositional rate 200 m/Ma, an order of magnitude higher than in the Lublin Basin (30 m/Ma), whose NW part was even dominated by erosion. Quantitative subsidence modelling demonstrates that without taking into account of the Middle Devonian eustatic sealevel rise of ca. 150 m, the entire Lublin Basin would be a continental eroded area (Narkiewicz i in., 1998a). Under a stable basement conditions the eustatic transgressions of the IC to IIC cycles (Johnson *et al.*, 1985) led to a development of a shallow-marine sedimentation with a considerable proportion of restricted, marginal marine or even alluvial systems particularly in the south-east. On the other hand, high sedimentation rates and predominance of open-shelf facies in the Lysogóry-Radom Basin evidence tectonic controls on a rapid subsidence. Sedimentation in the southern (Lysogóry) part of the basin is comparable to the Radom area succession with respect to both general characteristics and thickness of the deposits. The existing differences can be explained by a more proximal setting of the Radom area relative to a continental eroded area in the north, and a variable synsedimentary activity of the Holy Cross Fault in the south. Subsidence had been probably controlled continuously by a regional extension related to back-arc basins developing along the southern Laurussia margin.

Middle to Late Frasnian stage. – Sedimentary record of this stage is preserved only in the Lublin Basin where it is dominated by up to 300 m thick deposits of a carbonate platform and evaporative

lagoon belonging mainly to the M-3 cycle. Accelerated depositional rates (120 m/Ma) can be attributed to a tectonic subsidence pulse superimposed on transgressive episodes ascribed to the global Rhinestreet Event. The Middle-Late Devonian basin attained its maximum extent and probably was linked with the Pripyat Graben in the NE (Fig. 1A). The initial rifting of the latter occurred in the Middle Frasnian, probably in a common regional extensional regime (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Late episodes of the described stage are represented mainly by deposits of an open-marine carbonate-clayey shelf with subsidence rates reduced to 20 m/Ma. It is interpreted that accommodation space was mainly controlled by eustatic T-R cycle II_d (*semichatovae* transgression) and Lower Kellwasser transgression (por. Fig. 3).

Famennian stage. – It is marked by development of a distinct depocenter in the central segment of the Lublin Basin where depositional rate attained ca. 100 m/Ma and was several times higher

than in the remaining parts of the studied area. The sedimentary succession comprises a single T-R cycle FA up to 2 km thick. It is composed in the lower part of calcareous-clayey sediments of a shelf basin and open-shelf, with evidence of a synsedimentary seismic/tectonic activity. In the middle to late Famennian the area to NE of the Kock Fault Zone underwent a tectonic uplift which gave rise to a progradation of terrigenous nearshore marine and alluvial systems passing into fully marine facies towards SW (Fig. 9). The depocenter was formed between the Kock Zone and Ursynów–Kazimierz Fault in a pull-apart regime concurrently and probably in a common regional stress regime with the main rifting phase of the Pripyat Graben. Along the SW basin margin the Famennian subsidence was much smaller than in the depocenter which is compatible with a moderate subsidence assumed for the Łysogóry-Radom Basin. After the Famennian and before late Viséan the Lublin Basin underwent an uplift and erosion due to so-called Bretonnian tectonic movements.

