

Korelacja litostratygraficzna ordowiku rejonu Biłgoraj–Narol z równowiekowymi osadami sąsiednich obszarów brzeżnej strefy kratonu wschodnioeuropejskiego Polski i Ukrainy

Daniel Drygant*, Zdzisław Modliński**, Bronisław Szymański**



D. Drygant



Z. Modliński



B. Szymański

Lithostratigraphical correlation of the Ordovician in the Biłgoraj–Narol area with deposits of the adjacent regions of the marginal zone of the East European Craton in Poland and Ukraine. *Prz. Geol.* 54: 219–227.

S u m m a r y. Presented is an attempt to correlate the Ordovician formal lithostratigraphic units of the Biłgoraj–Narol area with their counterparts in the adjacent regions of the marginal zone of the East European Craton in the territories of Poland and Ukraine. The comparison embraces profiles of 8 structural units representing various palaeogeographical environments, with different structure and facies. They differ in degree of drilling status as well. In the area of Poland these are: the Baltic Basin, the Lysogóry Unit of the Holy Cross Mts and the Lublin area. In

Ukraine the comparison embraced: the Lviv Basin, the Carpathian Foredeep, the substratum of the Carpathians and the Volhynia and Podolia. The paper does not deal with the isochronous deposits known from the substratum of the Warsaw Basin and the Podlasie–Brest Basin

Key words: Ordovician, lithostratigraphy, lithostratigraphic correlation, lithology, palaeogeography, Biłgoraj–Narol area, Poland, Ukraine

Już przy pobieżnym porównaniu widoczne są daleko idące konsekwencje litologiczne, a po części i litofacjalne, sekwencji ordowickiej rejonu Biłgoraj–Narol, z równowiekowymi profilami sąsiednich obszarów strefy brzeżnej prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 1). Jakościowy charakter i powszechność istniejących podobieństw umożliwia kompletne i jednoznaczne rekonstrukcje zdarzeń ordowickiego odcinka skali czasu geologicznego w poszczególnych segmentach strefy brzeżnej kratonu oraz bezpośrednią korelację ich formalnych jednostek litostratygraficznych z profilami obszarów sąsiednich i chronostratygraficznymi standardami globalnymi. Zakres i wiarygodność możliwych korelacji są zterminowane przede wszystkim czterema czynnikami: kompletnością zapisu litologicznego i paleontologicznego, złożonością układu facjalnego porównywanych obszarów, stopniem rozpoznania wiertniczego oraz zakresem rdzenia profilów wiertniczych i jakością ich pomiarów geofizycznych.

Za sprawą subarealnej erozji śród- i postordowickiej największe luki w badanym zapisie dotyczą dwu odcinków analizowanych sekwencji: tremadoku górnego i przyspagowych odcinków arenigu. Znacznie mniejsza luka obejmuje niższą część lanwirnu na wschodzie Wołynia i Podola i regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich oraz najwyższy aszgil (region północno-zachodniego Wołynia). We wszystkich tych przypadkach trzeba było uciec się do rekonstrukcji pierwotnego następstwa litologicznego na podstawie wrywkowych i niepełnych informacji. Część górnótremadocka profilu uzyskała zarazem — po części z

przyczyn ekologicznych — znacznie słabszą dokumentację biostratygraficzną. W sumie, interpretacja jednostek litostratygraficznych z przełomu tremadok–arenig jest bardziej hipotetyczna niż w przypadku jednostek z interwału arenig górnego–aszgil dolny (ryc. 2).

Zestawione korelacje litostratygraficzne poświęcone są silikoklastyczno-węglanowym osadom ordowiku rozpoznany w zachodniej, brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego, którą wyznacza wąska strefa o rozciągłości ponad 1000 km, przebiegająca diagonalnie od obniżenia bałtyckiego na północnym zachodzie, poprzez region łysogórski Gór Świętokrzyskich i Lubelszczyznę w części centralnej, po zapadlisko przedkarpackie oraz Wołyn i Podole na krańcach południowo-wschodnich (Ukraina). Zestawienie nie uwzględnia porównań z równowiekowymi osadami dwu regionów, dla których nie wypracowano dotychczas propozycji formalnych podziałów litostratygraficznych systemu. Są to: zapadlisko podlasko-brzeskie oraz podłoże niecki warszawskiej (ryc. 2).

Analizowane regiony są różne usytuowanie względem brzegu kratonu, który jak się przyjmuje, przebiega — najogólniej biorąc — wzdłuż wglębnych rozłamów strefy Teisseyre’a–Tornquista (Znosko, 1962, 1998; Dadlez, 2000; ryc. 1). Region Wołynia i Podola jest usytuowany w największej odległości od wspomnianych rozłamów i zajmuje relatywnie najbardziej wewnętrzne położenie na kratonie, sąsiadując bezpośrednio z wyniesionymi obszarami tarczy ukraińskiej (paleoląd Sarmatii). Zachodnia część obniżenia bałtyckiego (syneklizy perybałtyckiej) oraz region lubelski znajdują się bezpośrednio na skłonie kratonu, przylegając od wschodu do rozłamów strefy Teisseyre’a–Tornquista, natomiast kompleks skalny ordowiku zapadliska lwowskiego jest położony po obu stronach wspomnianej strefy rozłamowej. Z kolei, serie staropaleozoiczne regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich,

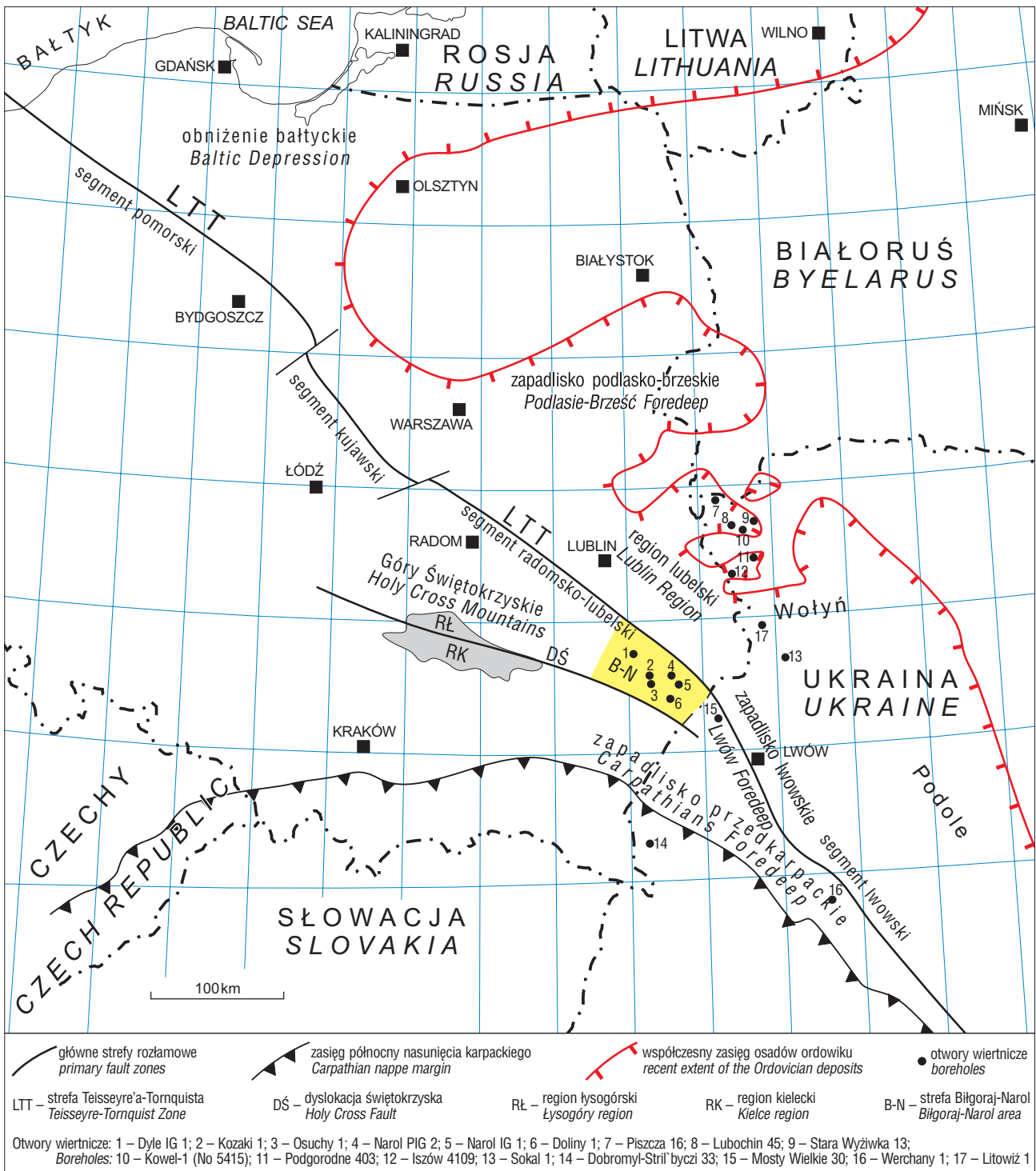
*Państwowe Muzeum Przyrodnicze NAN Ukrainy, 79008 Lwów, ul. Teatralna 18; drygant@museum.lviv.net

** Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; zdzislaw.modliński@pgi.gov.pl; bronislaw.szymanski@pgi.gov.pl;

rejonu Biłgoraj–Narol oraz ukraińskiego segmentu zapadliśka przedkarpackiego sytuują się na zachód od rozłamów strefy Teisseyre’a–Tornquista. Z obszarów tych pierwsze dwa zajmują zbliżoną — najogólniej biorąc — pozycję geotektoniczną, stanowiąc hipotetyczny fragment tzw. kaledońskiego pasa fałdowo-nasunięciowego w rozumieniu Znoski (1962, 1998). Zdaniem Jaworowskiego i Sikorskiej (2005) region łysogórski Gór Świętokrzyskich wraz z terenami ciągnącymi się dalej ku SE, aż po strefę Biłgoraj–Narol włącznie, wykazują bezpośrednią więź

paleogeograficzną i daleko idące analogie następstwa zdarzeń geologicznych, w tym — regionalnych procesów tektonicznych i diastroficznych. Ich sekwencje staropaleozoiczne można tym samym traktować łącznie jako jeden element strukturalny, tj. szeroko rozumianą jednostkę łysogórską.

Zestawione korelacje sekwencji ordowickich oparto głównie na materiałach i obserwacjach własnych, pochodzących z rdzeni wiertniczych otworów znanych autorom w większości z autopsji. Jako analityczny materiał



Ryc. 1. Lokalizacja analizowanych obszarów (częściowo według Dadlez i in., 1994 i Znosko, 1998)
 Fig. 1. Location of the investigated area (in part after Dadlez et al., 1994 and Znosko, 1998)

faktograficzny wykorzystano zwłaszcza informacje ostatnio opublikowane i ogólnie dostępne (Drygant, 1970, 1975, 1979, 2000; Modliński, 1984; Szymański, 1973, 1998; Modliński & Szymański, 1997, 2004, 2005; Buła i in., 2004; Saadre i in., 2004). Z terenu regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich oraz obszaru Ukrainy w szerokim zakresie posłużono się również, danymi zawartymi w publikacjach i materiałach archiwalnych m.in. następujących autorów: Kuleta i in. (2002), Orłowski (1975), Podhalańska (2003), Văscăutanu (1931), Pomyanowskaya (1972), Tsegelnyuk (1972); Stouge i Saadre (1997).

Jako przesłanką doboru prac analitycznych kierowano się przede wszystkim możliwością korelacji biostratygraficznej, która stanowi podstawowy w niniejszej pracy test synchroniczności granic facjalnych i litostratygraficznych. Stopień rozdzielczości tego testu jest z góry ograniczony trwaniem pojedynczego poziomu faunistycznego (graptolitowego, trylobitowego, małżoraczkowego, konodontowego), szacowanym średnio na 0,8–1,2 mln lat.

Zakresem szczegółowych rozważań w poszczególnych regionach objęto każdorazowo grupę kilkunastu wybranych profilów, reprezentujących sekwencje możliwie najbardziej kompletne stratygraficznie i dobrze datowane paleontologicznie, a zarazem typowe dla różnych stref facjalnych. Jednym z kryteriów ich doboru były m.in. relatywnie znaczny stopień rdzeniowania oraz dobra jakość pomiarów geofizycznych — głównie wykresów wartości naturalnego promieniowania gamma (PG) i neutron–gamma (PNG).

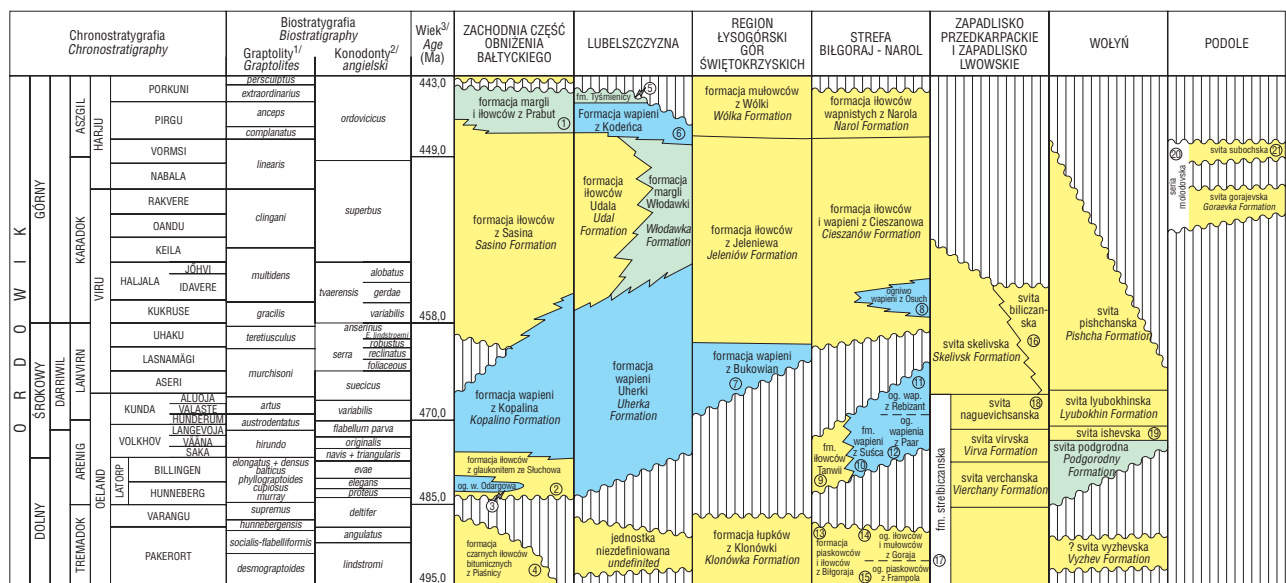
Korelacje jednostek litostratygraficznych

W sekwencji terygeniczo-węglanowej ordowiku rejonu Biłgoraj–Narol wyróżnia się łącznie 10 jednostek lito-

stratygraficznych o statusie formalnym, w tym: 5 jednostek o randze formacji (fm) oraz 5 rangi ogniwa (og). Są to kolejno następujące formacje poczynając od najstarszej: formacja piaskowców i iłowców z Biłgoraja, formacja iłowców Tanwi, formacja wapieni z Suśca, formacja iłowców i wapieni z Cieszanowa oraz formacja iłowców wapnistych z Narola. W obrębie trzech wyróżnionych formacji ustanowiono jednostki niższego rzędu o randze ogniwa: w formacji biłgorajskiej — ogniwo piaskowców z Frampola i ogniwo iłowców i mułowców z Goraja; w formacji wapieni z Suśca — ogniwo wapienia z Paar i ogniwo wapienia z Rebizant oraz w formacji cieszanowskiej — ogniwo wapieni z Osuch. Część ustanowionych jednostek jest ograniczona regionalnymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych lub sedimentacyjno-erozyjnych i spełnia tym samym formalne kryteria właściwe kategoriom litostratygraficznym o typu allostratygraficznego.

Jednostki litostratygraficzne w ordowiku rejonu Biłgoraj–Narol zdefiniowano zgodnie z zalecanymi ustaleniami *Zasad polskiej klasyfikacji....* (1975). Zasadnicze kryteria ich wyróżnienia i charakterystyka są przedstawione w dostępnych publikacjach (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Zdefiniowane kategorie litostratygraficzne spełniają powszechnie warunek unikalności — tam, gdzie je stwierdzono, odróżniają się wyraźnie w zapisie litologicznym od reszty sekwencji. Ich serie skalne o jednolitej lub gradacyjnej litologii charakteryzują się znaczną liczbą niepowtarzalnych, wyraźnych i jednoznacznych cech diagnostycznych i wskutek tego o podobnej charakterystyce zapisu geofizycznego. Innymi słowy oznacza to, iż są one makroskopowo łatwe do identyfikacji.



1/ – Skańskie poziomy graptolitowe (Cooper & Lindholm, 1991; Lindholm, 1991)
 2/ – Północno atlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe Scania graptolite zones (Cooper & Lindholm, 1991; Lindholm, 1991)
 3/ – Wedug Gradstein & Ogg (1996) After Gradstein & Ogg (1996)

silikoklastyki silicoclastics wapienie, kalcyklastyki i kalcyksilikoklastyki limestones, calciclastic, calcisilicoclastic kalcyksilikoklastyki i silikoklastyki silicocalciclastic, silicoclastic

Lithostratigraphic units: 1 – Prabuty Formation; 2 – Stuchowo Formation; 3 – Odogowo Member; 4 – Płocina Formation; 5 – Tyśmienica Formation; 6 – Kodeniec Formation; 7 – Bukowiany Formation; 8 – Osuch Member; 9 – Tanew Formation; 10 – Susiec Formation; 11 – Rebizanty Member; 12 – Paary Member; 13 – Biłgoraj Formation; 14 – Goraj Member; 15 – Frampol Member; 16 – Bilicza Formation; 17 – Strelbica Formation; 18 – Naguevichy Formation; 19 – Ishev Formation; 20 – Molodovo Formation; 21 – Suboch Formation

Ryc. 2. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj–Narol i obszarów sąsiednich Polski i Ukrainy
Fig. 2. Lithostratigraphy of the Ordovician in the Biłgoraj–Narol area and in the adjacent territories of Poland and Ukraine

Zestawienia prezentowanych korelacji ograniczono do grupy jednostek o randze formacji, których międzyregionalne porównania można było przeprowadzić z dostatecznym stopniem wiarygodności. Zrezygnowano z korelacji i porównań jednostek niższej rangi, tj. ogniwi. Ich zestawienia, obarczone w większości zbyt dużą dozą subiektywizmu, okazały się bowiem hipotetyczne. Z dostateczną wiarygodnością są one bowiem możliwe jedynie w przypadku grup blisko położonych profilów wiertniczych. Z tym stopniem rozpoznania serii ordowickiej mamy do czynienia w niektórych tylko obszarach i to głównie w obrębie niewielkich struktur ropo- i gazonośnych.

Zasięg stratygraficzny korelowanych jednostek litostratygraficznych poszczególnych regionów, ich zgeneralizowany skład litologiczny, pozycję i następstwo pionowe w profilu, charakter granic oraz wzajemne relacje przestrzenne prezentuje ryc. 2.

Formacja piaskowców i iłowców z Biłgoraja (fm)

Jednostką najniższą usytuowaną w sekwencjach ordowickich strefy Biłgoraj–Narol jest formacja piaskowców i iłowców z Biłgoraja (fm), której część dolną tworzy ogniwo piaskowców z Frampola (og); górną — ogniwo iłowców i mułowców z Goraja (og). Zapis litologiczny formacji tworzą: w części dolnej — drobnoziarniste piaskowce kwarcowe partiami z przerostami i laminami szarych i ciemnoszarych iłowców i mułowców; w części górnej — ciemnoszare i szare iłowce i mułowce z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych. Zespół silikoklastyków w odcinku przyspągowym zawiera lokalnie poziom transgresywnego zlepienia bazalnego (otw. Narol IG 1), zbudowanego ze słabo obtoczonych okruchów i klastów wapnistych piaskowców kwarcowych, tkwiących w czarnym materiale ilastym (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Zarówno dolna, jak i górna granica jednostki są wyraźne, nierówne i ostre: dolna — przyporządkowana jest granicy tremadok–kambr, tj. spągowi poziomu *desmograptoides*; górna o genezie erozyjnej i nie potwierdzona datowaniami paleontologicznymi — może być umownie prowadzona w przedziale poziomów *socialis–flabelliformis–hunnebergensis*. Zasięg stratygraficzny formacji jest odniesiony do tremadoku dolnego (pakerort) i — być może — części dolnej nie udokumentowanego paleontologicznie (ceratopyge) tremadoku górnego (ryc. 2).

Ze względu na stałość położenia i jednolite wykształcenie oraz możliwość jednoznacznej identyfikacji na krzywych karotażu geofizycznego (PG, PNG), osady formacji z Biłgoraja można traktować jako przewodni horyzont litologiczny, a dolną ich granicę najprawdopodobniej — przynajmniej w skali obszaru badań i rozdzielczości istniejących podziałów biostratygraficznych — za izochroniczną (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Identyczna pozycja w profilach i podobieństwo wykształcenia litologicznego pozwalają na bezpośrednie korelacje formacji z Biłgoraja z sekwencjami silikoklastyków, kolejno następujących obszarów strefy brzeżnej kra-

tonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 2): regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, zachodniej części obniżenia bałtyckiego, centralnej i wschodniej części regionu lubelskiego, ukraińskiego segmentu zapadlisk przedkarpackiego i lwowskiego oraz z terenami wschodniego Podola i Wołynia (Tsegelnyuk, 1972; Saadre i in., 2004).

Z terenów polskiego fragmentu strefy brzeżnej kratonu jako odpowiedniki formacji można wskazać: w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich — wyższą część formacji łupków z Klonówki (Orłowski, 1975); w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (syneklizy perybałtyckiej) — wyższą część formacji czarnych iłowców bitumicznych z Piaśnicy (Modliński & Szymański, 1997). Zaszeregowanie chronostratygraficzne wyższej części formacji łupków z Klonówki nie zostało dotychczas jednoznacznie rostrzygnięte. Jednak nie budzi tu wątpliwości obecność w profilu osadów dolnego tremadoku (pakerort) oraz przypuszczalnie — według Kulety (Kuleta i in., 2002) — niższej części tremadoku górnego (ceratopyge). W przypadku formacji czarnych iłowców bitumicznych z Piaśnicy z zachodniej części obniżenia bałtyckiego dokumentacja paleontologiczna jest kompletna. Część niższa formacji występuje w ciągłości stratygraficznej i sedymentacyjnej z osadami kambru górnego i obejmuje osady tremadoku dolnego od poziom graptolitowego *Rhabdinopora (=Dictyonema) flabelliforme desmograptoides* po poziom *Adelograptus hunnebergensis* (Modliński, 1988; Modliński & Szymański, 1997).

W centralnej i wschodniej części regionu lubelskiego za odpowiednik formacji z Biłgoraja można uznać sekwencje piaskowcowo-mułowcowo-ilaste zaliczane do dolnego tremadoku, którym nie nadano dotychczas statusu formalnej jednostki litostratygraficznej (Lendzion i in., 1979; Szymański, 1998).

Jako ekwiwalenty omawianej formacji w profilach ukraińskiego segmentu podłoża zapadliska przedkarpackiego i zapadliska lwowskiego mogą być traktowane — przynajmniej częściowo — osady przyporządkowane do niższej części formacji strelbiczańskiej (Drygant, 2000). Są to mułowce z przewarstwieniami iłowców i drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, które nie dostarczyły dotychczas wiarygodnej dokumentacji paleontologicznej, wskazującej na dolnotremadocki, czy ogólnie — tremadocki ich wiek. Stwierdzony w niższej części swity werchanskiej stratotypowego profilu Dobromil–Strilbiczi 33 fragment graptolita *Expansograptus* sp. (Drygant, 2000) przemawia raczej za przynależnością tego odcinka profilu do osadów młodszych niż tremadok.

Ekwiwalentów formacji piaskowców i iłowców z Biłgoraja brak na obszarze wschodniego Podola i Wołynia (Tsegelnyuk, 1972), w zachodniej i północno-zachodniej ich części natomiast mogą nimi być przypuszczalnie piaszczyste osady swity wyżewskiej, zawierające bezzawiasowe ramienionogi *Obolus apollinis* Eichwald (Pomyanowskaya, 1972; Saadre i in., 2004).

Formacja iłowców Tanwi (fm). Jednostka Tanwi jest reprezentowana jedynie w północno-zachodniej części rejonu Biłgoraj–Narol. W części południowo-wschodniej

strefy ulega ona — za sprawą zmian facjalnych — całkowitemu wyklinowaniu i zastąpiona jest obocznie przez węglanowe osady formacji wapieni z Suśca. Zapis litologiczny jednostki tworzą: w części dolnej sekwencji — zmiennej miąższości warstwa transgresywna zbudowana z glaukonitytu z klastami skał fosforanowych i laminami iłowca (np. Kozaki 1 — ok. 3,0 m ? m) lub iłowca szarozielonego przepelnionego glaukonitem (otw. Narol PIG 2 — 0,1 m); w części środkowej i górnej — miąższa seria iłowców i iłowców wapnistych, laminowanych, ciemnoszarych z przewarstwieniami i laminami iłowców czarnych, szarozielonawych i szarych. Część dolna serii iłowców powszechnie zawiera ławice i laminy glaukonitytu oraz warstewki przepelnione ziarnami glaukonitu, górna — cienkie ławice, soczewki i nieregularne gruzły szarych i szarozielonkawych margli i wapieni marglistych o charakterze wakstonów i wakstono-pakstonów bioklastycznych oraz kalcysparytów z nielicznymi ziarnami szkieletowymi pochodzenia biogenicznego (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Zespół skalny formacji spoczywa niezgodnie na osadach ilasto-mułowcowych tremadoku formacji biłgorajskiej, z którymi kontaktuje z hiatusem stratygraficznym wzdłuż wyraźnej, nierównej powierzchni rozmycia. W stropie sekwencji ilastej formacji Tanwi występują osady dwu różnych jednostek litostratygraficznych o kontrastowo odmiennej litologii. Są to: w części południowo-wschodniej strefy — osady węglanowe formacji wapieni z Suśca (profile Narol IG 1, Narol PIG 2), w części północno-zachodniej natomiast — osady wyższego lanwirnu (uhaku) formacji cieszanowskiej (profile Kozaki 1, Dyle IG 1). Z seriami skalnymi dwu tych formacji jednostka iłowców Tanwi, kontaktuje niezgodnie sedymentacyjnie wzdłuż wyraźnej, nierównej powierzchni rozmycia o zasięgu regionalnym (ryc. 2).

Zarówno wiek formacji, jak i diachroniczny przebieg jej granic, został dobrze udokumentowany bogatym i urozmaiconym taksonomicznie zespołem graptolitów. Zasięg stratygraficzny jednostki, w najpełniej rozwiniętych profilach, obejmuje osady arenigu od poziomu *Tetragraptus phyllograptoides* po poziom *Didymograptus hirundo*. Zarówno dolna, jak i górna granica formacji są dobrze czytelne, wyraźne i ostre o przebiegu diachronicznym. Są one makroskopowo łatwe do identyfikacji w rdzeniach wiertniczych i są widoczne wyraźnie na wykresach geofizyki otworowej, zwłaszcza pomiarów natężenia naturalnego promieniowania gamma. Ich przedziały datowań przyporządkowane są odpowiednio: pierwszej — interwałowi poziomów *cupiosus-phylograptoides* arenigu dolnego; drugiej o genezie erozyjnej — poziomowi *Didymograptus hirundo* arenigu górnego lanwirnu (ryc. 2). Jedynymi poziomami z pewnością wspólnymi we wszystkich profilach dla sekwencji jednostki są poziomy *phylograptoides*, *balticus*, *elongatus*, *densus* i *hirundo* (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Z analizy porównawczej pozycji w profilach oraz makroskopowego zróżnicowania jakościowego składu litologicznego i pierwotnych cech sedymentacyjnych

wynika, iż ekwiwalenty formacji iłowców Tanwi napotkano dotychczas w dwu obszarach: w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (syneklizy perybałtyckiej) oraz na terenie Ukrainy — w zapadliskach lwowskim i przedkarpackim. W zachodniej części obniżenia bałtyckiego jednostce Tanwi odpowiada formacja iłowców z glaukonitem ze Słuchowa (Modliński & Szymański, 1997), której wiek jest również precyzyjnie udokumentowany paleontologicznie. Zasięg stratygraficzny jednostki ze Słuchowa jest jednak nieco węższy i obejmuje poziomy od *Tetragraptus phyllograptoides* po poziom *Pyllograptus angustifolius elongatus* arenigu dolnego (latorp).

W zapadliskach lwowskim i przedkarpackim Ukrainy za równoważniki formacji iłowców Tanwi można uznać tymczasowo osady ilaste sivity werchanskiej, virvskiej i naguevichsasńskiej (Drygant, 2000). Ich łączny zasięg stratygraficzny jest jednak szerszy i obejmują one nie tylko arenig, ale i dolny lanwirn. Zidentyfikowane spektrum graptolitów w stratotypowym profilu Dobromil–Strilbyczzi 33 zawiera odpowiednio: w osadach sivity virvskiej — przewodnie graptolity poziomu *Expansograptus hirundo*, natomiast w osadach sivity naguevichsasńskiej m.in. okazy przewodniego gatunku *Didymograptus bifidus* (Hall) (Drygant, 2000).

Formacja wapieni z Suśca (fm). Jednostka wapieni z Suśca jest rozwinięta w południowo-wschodniej części strefy Biłgoraj–Narol, gdzie tworzą ją nieznacznej miąższości sekwencje osadów węglanowych o intensywnym stopniu kondensacji, które wyróżnia powszechność występowania licznych śród- i międzywarstwowych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej. Część dolna sekwencji jest reprezentowana przez ogniwo wapienia z Paar (og); górna — przez ogniwo wapienia z Rebizant (og). Jednostkę budują: w odcinku dolnym — wapienie margliste i margle, partiami dolomityczne z ziarnami glaukonitu, klastami ciemnobrunatnych skał fosforanowych i fosforanowo-ilastych oraz dobrze zachowanymi strukturami poligonalnymi stromatolitów pochodzenia biogenicznego; w górnym — wapienie organodetrytyczne typu pakstonów i pakstono-greinstonów. Z badań paleontologiczno-stratygraficznych wynika, iż formacja wapieni z Suśca obejmuje silnie skondensowane stratygraficznie osady arenigu górnego–lanwirnu. Ich zasięg czasowy w skali regionalnego podziału bałtyckiego odpowiada piętom volkhov–aseri, a w profilu Narol IG 1 — obejmuje ponadto leżące na nich niezgodnie sedymentacyjnie strzępy erozyjne osadów piętra uhaku (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Zarówno dolna, jak i górna granica jednostki są wyraźnie odwzorowane, nierówne i ostre o charakterze diachronicznym. Ich położenie wyznaczone w sposób arbitralny, prowadzone jest wzdłuż wyraźnie zaznaczających się międzywarstwowych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych o zasięgu regionalnym: pierwsza — przyporządkowana jest interwałowi poziomów *phylograptoides* i *elongatus-densus*; druga o genezie erozyjnej — nie potwierdzona datowaniami paleontologicznymi może być prowadzona umownie w przedziale poziomów *austrudentatus-murchisoni* (ryc. 2). Identyfi-

kację przebiegu obu granic podkreśla powszechnie znaczny kontrast litologiczny i gradacja cech teksturalnych między osadami formacji a seriami skalnymi jednostek bezpośrednio niżej i wyżej leżących. W szczególności dotyczy to granicy górnej, wzdłuż której wapienie margliste ogniwa z Rebizant o charakterze wakstonów i wakstonów/pakstonów bioklastycznych kontaktują z iłowcami formacji z Cieszanowa (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Zdecydowanie najwięcej cech wspólnych formacja z Suśca wykazuje z rozprzestrzenioną we wschodniej części regionu łysogórskiego formacją wapieni z Bukowian, reprezentowaną przez niewielkiej miąższości, skondensowane osady węglanowe arenigu górnego–lanwirnu (Bednarczyk, 1981; Kuleta i in., 2002). Znacznie mniej liczne analogie dostrzegalne są natomiast przy porównaniach formacji z Suśca z niższą częścią formacji wapieni Uherki Lubelszczyzny (Modliński, 1984), formacji wapieni z Kopalina zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński & Szymański, 1997) oraz niższą częścią svity bielchanskiej zapadlisk lwowskiego i przedkarpacciego (Drygant, 2000). Sekwencje skalne wszystkich wymienionych jednostek nie wykazują jednak tak znacznego stopnia kondensacji stratygraficznej, a ich zasięg pionowy jest wyraźnie szerszy (ryc. 2).

Formacja iłowców i wapieni z Cieszanowa (fm). W większości omawianych regionów młodsze fragmenty profilu ordowiku są reprezentowane przez osady zbudowane w facjach ilastych z podrzędnym stratygraficznie i miąższościowo udziałem skał węglanowych, głównie typu kalcysilikoklastyków. W strefie Biłgoraj–Narol jest to formacja iłowców i wapieni z Cieszanowa, obejmująca osady najwyższego lanwirnu (uhaku) — poziomu *Hustedograptus* (= *Glyptograptus*) *teretiusculus* oraz karadoku od poziomu *Nemagraptus gracilis* po *Pleurograptus linearis*. Zapis litologiczny formacji tworzą iłowce i iłowce wapienste, miejscami zsylikowane, szare i ciemnoszare prawie czarne, partiami laminowane iłowcem szarozielonawym. Jako podrzędne przewarstwienia wśród iłowców występują miejscami nieliczne izolowane wkładki szarozielonawych bentonitów i iłowców z licznym biotytem pochodzenia pirogenicznego oraz nieregularne ławice, soczewki i gruzły szarych wapieni, wapieni marglistych i margli typu wakstonów i wakstonów/pakstonów. Część dolna osadów formacji niektórych profilów południowo-wschodniego fragmentu strefy jest rozwinięta w facjach węglanowych (otw. Narol IG 1, Narol PIG 2), których osady (ryc. 2) wyróżnia się lokalne jako ogniwo wapienia z Osuch (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Zespół skalny formacji cieszanowskiej spoczywa z hiatusem stratygraficznym na osadach bądź formacji iłowców Tanwi w części północno-zachodniej strefy, bądź formacji wapieni z Suśca w części południowo-wschodniej. Ich granica z osadami dwu tych niżejleżących jednostek jest makroskopowo dobrze czytelna i przebiega wzdłuż wyraźnej regionalnej powierzchni rozmycia o genezie subakwalnej. Granica górna jednostki jest słabiej wyrażona i została wyznaczona arbitralnie w miejscu zmiany litologicznej,

polegającej na stopniowym, ale szybkim zastąpieniu serii ciemnoszarych iłowców przez szare iłowce wapienste, margle i wapienie margliste formacji narolskiej. Zarówno dolna, jak i górna granica jednostki są natomiast dobrze odwzorowane na wykresach pomiarów geofizycznych — zwłaszcza natężenia naturalnego promieniowania gamma i neutron–gamma (Modliński & Szymański, 2004, 2005 — w druku).

Z terenu Polski jako równowiekowe odpowiedniki formacji z Narola można wskazać m.in.: formację iłowców z Jeleniewa regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich (Bednarczyk, 1981; Kuleta i in., 2002), karadocką formację iłowców Udala południowo-zachodniej Lubelszczyzny (Modliński, 1984; Modliński i in., 1995) oraz formację iłowców z Sasina w obniżeniu bałtyckim. Ta ostatnia obejmuje w najpełniejszym rozwoju osady od poziomu *Didymograptus purchisoni* lanwirnu po poziom *Pleurograptus linearis* karadoku (Modliński & Szymański, 1997). W obrębie osadów ilastych profilów trzech wyżej wspomnianych obszarów występują charakterystyczne wkładki utworów piroklastycznych — bentonitów, przy czym ilość i miąższość tych wkładek wyraźnie zwiększa się ku północnemu zachodowi (Modliński i in., 1995).

W zapadliskach lwowskim i przedkarpaccim Ukrainy za częściowe przynajmniej ekwiwalenty formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa należy wskazać iłowce svity skeliviskiej, reprezentujące odpowiedniki pięter aseri–uhaku (Drygant, 2000) i wieńczące na tym obszarze profil systemu ordowickiego. Ich górna granica jest natury erozyjnej i trudno określić, przy stosunkowo nielicznych datowaniach paleontologicznych, pierwotny zasięg stratygraficzny jednostki oraz przebieg jej górnej granicy. Dolna granica jest również niedostatecznie udokumentowana paleontologicznie i zarówno jej pozycja, jak i przebieg nie zostały ostatecznie zdefiniowane.

Formacja iłowców wapienistych z Narola (fm)

Część najwyższa sekwencji ordowickiej strefy Biłgoraj–Narol jest przyporządkowana, zaliczanej do aszgilu, formacji iłowców wapienistych z Narola (ryc. 2). Z iłowcami formacji z Cieszanowa zespół skalny jednostki wiąże ciągle przejście sedymentacyjne. Ich granica odpowiada w przybliżeniu granicy karadok–aszgil *sensu brittannico* i przebiega izochronicznie lub prawie izochroicznie. Jako górną granicę formacji przyjęto arbitralnie charakterystyczne wykształconą, wygładzoną powierzchnię nieciągłości sedymentacyjnej z rozwiniętą zazwyczaj cienką strefą pirytyzacji, usytuowaną w najwyższym aszgilu, powyżej której zalegają ilaste osady landweru, odznaczające się kontrastowo wyższymi powszechnie wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma na wykresach pomiarów geofizycznych (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

Jednostka zbudowana jest głównie z monotonicznie wykształconych iłowców wapienistych i wapienistych iłowców mulastych, szarych i ciemnoszarych, zwiezłych, miejscami przechodzących w ciemnoszare mułowce ilaste

i wapniste mułowce ilaste, tworzące niewyraźnie wyodrębnione, nieregularne wkładki, soczewki i laminy o miąższości od 5 cm do 0,65 m. Ich wzajemne przejścia są na ogół stopniowe i płynne, niekiedy tak dalece, że makroskopowo trudno określić granice dwu tych typów skał. Jako prze-warstwienia w sekwencji ilasto-mułowcowej występują powszechnie cienkie wkładki i izolowane ławice szarych margli i wapieni marglistych typu kalcyssiltytów i kalcy-litytów o miąższości do 0,3 m. Zarówno wkładki mułowców ilastych, jak i iłowców mulastych wyróżnia zawartość licznych, bezładnie rozproszonych ziarn detrytycznego kwarcu o średnicy do 1,5 mm oraz blaszek muskowitu.

Jakościowy skład mineralny skał, ich cechy teksturalne, ogólny pokrój i typ uławicenia są tu podobne jak komponentów litologicznych opisanej wcześniej formacji z Cieszanowa (*vide* str. 224). Zapis depozycyjny formacji z Narola od tych ostatnich różni m.in.: brak wkładek skał piroklastycznych (bentonity) oraz iłowców i mułowców barwy szarzielonej, mniejszy względny udział skał węglanowych przy braku lub marginalnym udziale wapieni z grupy kalkarenitów, wreszcie niższa przeciętnie zawartość w ich składzie okruszowego materiału biogenicznego (Modliński & Szymański, 2004, 2005).

W regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich ekwiwalentem formacji z Narola są równoległe osady formacji mułowców z Wólki (Bednarczyk, 1981; Kuleta i in., 2002). Dolna granica tej jednostki jest identycznie usytuowana i również przebiega izochronicznie. Interpretacja przebiegu górnej granicy jest różnie przyjmowana — bądź odpowiada ona górnej granicy osadów aszgilu, na których zgodnie sedymentacyjnie występują osady landoweru (n.p. Bednarczyk, 1981; Kuleta i in., 2002), bądź jest prowadzona w obrębie aszgilu górnego (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967).

Z jednostek litostratygraficznych zachodniej części obniżenia bałtyckiego największe analogie łączą jednostkę z Narola z formacją margli i iłowców z Prabut. Dolna granica tej formacji przebiega nieco skośnie — heterochronicznie w aszgilu dolnym, natomiast górna o charakterze erozyjnym (Modliński & Szymański, 1997) — jest prowadzona między osadami marglistymi z fauną *Hirnantia* a utworami ilastymi poziomu *Normalograptus persculptus* najwyższego aszgilu (Podhalańska, 2003).

W regionie lubelskim częściowymi ekwiwalentami formacji iłowców wapnistych z Narola są: formacja wapieni z Kodeńca oraz formacja margli Tyśmienicy (Modliński, 1984), przy czym większe analogie wykazują margliste osady aszgilu górnego formacji margli Tyśmienicy niż węglanowe utwory dolnego aszgilu formacji wapieni z Kodeńca.

Zarówno w zachodniej, jak i wschodniej części Wołynia i Podola osadów aszgilu dotychczas nie stwierdzono. Ich brak wynika z faktu, iż obszary te bądź wchodziły w skład rozległego paleoładu białoruskiego-ukraińskiego (paleoład Sarmatii) i znajdowały się poza zasięgiem morskiego zbiornika bałtyckiego, bądź objęte były sedymentacją o charakterze marginalnomorskim, której produkty o nieznaczej miąższości, uległy następnie erozji śródorodowickiej, i/lub postordowickiej erozji epigenetycznej.

Implikacje paleogeograficzne

Sekwencje skalne ordowiku polskiego i ukraińskiego fragmentu strefy brzeżnej kratonu wschodnioeuropejskiego reprezentują osady wewnętrznych partii rozległego basenu perykratonicznego, rozciągającego się wzdłuż zachodnich peryferii paleokontynentu Baltiki (Fennosarmacji). Zewnętrzne ramy zbiornika, określanego tradycyjnie jako basen bałtycki (Männil, 1966) tworzą: w części północnej — lineament Trollford — Timan (Erdtman & Paalits, 1994), na wschodzie — wydźwignięte obszary Laurusji (Fennoskandia, Sarmatia) — łądy fiński, białoruski i ukraiński, a na południu — hipotetyczny Łąd Prakarpacki (?). Zachodnią granicę akwenu umownie wyznacza przebieg strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), która jako aktywny element morfologiczno-strukturalny skorupy ziemskiej, zaznaczała się niemal w sposób ciągły w ordowickim odcinku skali czasu geologicznego (Guterch i in., 1986; Dadlez, 1993, 2000). Założenie basenu wiąże się z dwoma głównymi epizodami transgresywnymi systemu o wymiarze globalnym: starszym — wczesnotremadockim oraz młodszym — z przełomu tremadok-arenig. Zasadnicze elementy geometrii basenu ukształtowało ostatecznie powszechne pogłębienie we wczesnym karadoku, które wyraziło się m.in.: maksymalnym rozszerzeniem zasięgu zbiornika, powszechną progradacją facji ilastych ku wschodowi, zatopieniem górnoarenidzko-lanwirńskiej platformy węglanowej oraz unifikacją warunków ekologicznych.

Zdarzenia transgresji wczesnoordowickich — poprzedzone epizodami emersji i erozji subarealnej — można interpretować jako gwałtowne ale nie katastroficzne. Ich inicjalne fazy charakteryzowały się powszechnym i drastycznym zahamowaniem subsydencji, znacznym gradientem zmian środowisk sedymentacji oraz licznymi epizodami niedepozycji. Jako produkty pozostawiły one po sobie skondensowane osady klastyczne (tremadok dolny) lub klastyczno-glaukonitowe (arenig dolny) o nieznaczej miąższości i rezydualnym charakterze. Są to zlepieńce, różno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe, których charakter przemawia za koncepcją relatywnie płytkiego basenu we wczesnym ordowiku.

Jakościowy i ilościowy skład oraz kontekst biofacyjny sekwencji skalnych ordowiku polskiego i ukraińskiego fragmentu strefy brzeżnej kratonu wskazuje, iż noszą one liczne cechy właściwe osadom wewnętrznych (dystalnych) partii paleobasenu bałtyckiego, które można przyporządkować dwu konfaccjom *sensu* V. Jaanussona (1976), tj. odpowiednio: konfaccji skańskiej na zachodzie oraz konfaccji centralno-bałtycko-skandynawskiej (=szwedzko-łotewskiej) w części wschodniej. Zmienność oboczna ich osadów konsekwentnie wskazuje na bardziej proksymalny i bliższy hipotetycznemu brzegowi basenu, charakter konfaccji na wschodzie, natomiast dystalny — na zachodzie (konfaccja skańska). Za taką polaryzacją przemawia w szczególności konsekwentny wzrost ku E udziału wapieni detrytycznych, przy jednoczesnym spadku w kierunku wschodnim proporcji materiału ilastego.

Zasadniczym komponentem sekwencji litologicznych dwu tych konfacji są silikoklastyki o różnej kategorii wielkościowej ziarn — zlepieńce, piaskowce kwarcowe, mułowce, iłowce i iłowce bitumiczne typu *black shell*, stanowiące łącznie od 80 do 85% miąższości serii. Skałom nieterygogenicznym przypada powszechnie rola podrzędna, zarówno pod względem objętościowym (miąższościowym), jak i stratygraficznym. Ich spektrum litologiczne tworzą ziarnowe węglany typu kalcyklastyków (wapienie, wapienie dolomityczne, wapienie z glaukonitem, wapienie organodetrytyczne) i kalcysilikoklastyków (wapienie piaszczyste, wapienie margliste i margle), skały chemogeniczne — glaukonityty oraz lokalnie skały piroklastyczne (bentonity, tufity). Gradient różnic w wykształceniu litologicznym ich sukcesji sięga od zlepieńców bazalnych i piaskowców kwarcowych ze zmiennym udziałem przewarstwień ilastych, poprzez osady ilasto-mułowcowe i skondensowane węglany bioklastyczne, po litofacie ilaste i ilasto-mułowcowe (Modliński i in., 1995, 2002) z udziałem epizodycznych wkładek skał węglanowych (karadok—aszgil).

Podsumowanie

Z przeprowadzonych porównań i korelacji formalnych jednostek litostratygraficznych serii ordowiku z strefy brzeżnej kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze Polski i Ukrainy wynika co następuje:

1. Identyfikacja pozycja w profilach, podobieństwo wykształcenia litologicznego oraz analogie w sukcesji zdarzeń geologicznych pozwalają na wiarygodne korelacje formalnych jednostek litostratygraficznych serii ordowiku z rejonu Biłgoraj–Narol z równoległymi ich odpowiednikami następujących obszarów: z terenu Polski - obniżenia bałtyckiego, regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich oraz regionu lubelskiego; z obszaru Ukrainy - zapadliska lwowskiego, zapadliska przedkarpackiego, podłoża Karpat oraz Wołynia i Podola (ryc. 2).

2. Za sprawą subarealnej erozji śród- i postordowickiej największe luki w badanym zapisie dotyczą dwu odcinków analizowanych sekwencji: pogranicza tremadok górny–arenig oraz aszgilu. Znacznie mniejsza luka obejmuje niższą część lanwirnu na wschodzie Wołynia i Podola oraz najwyższy aszgil. We wszystkich tych przypadkach przy procedurach korelacyjnych trzeba było uciec się do rekonstrukcji następstwa litologicznego na podstawie wyrywkowych i niepełnych informacji. Część dolnotremadocka profilu uzyskała zarazem — po części z przyczyn ekologicznych — znacznie słabszą dokumentację biostratygraficzną. W sumie, interpretacja tremadockich jednostek litostratygraficznych jest bardziej hipotetyczna niż w przypadku jednostek z interwału arenig górny–aszgil.

3. Ze względu na stałość pozycji w profilu—przynajmniej w skali obszaru badań, wyraźne cechy identyfikacyjne oraz wiarygodną i precyzyjną dokumentację paleontologiczną, za przewodnie poziomy korelacyjne serii ordowiku strefy Biłgoraj–Narol w korelacjach z standardem globalnym podziału chronostratygraficznego można traktować m.in.: górną granicę silikoklastyków formacji biłgorajskiej (tremadok); w ograniczonym zakresie serie skalne, odpowiednio: w części północno zachodniej strefy — sekwencję ilastą formacji Tanwi oraz w części południowo

wschodniej — kompleks węglanowy formacji z Suśca; serię wapieni, wapieni marglistych i margli ogniwa z Osuch.

4. Zmienność litologiczną i facjalną osadów serii ordowickiej strefy można interpretować jako wypadkową głównie dwu czynników o odmiennej genezie: w segmentach członów transgresywnych sekwencji (fm z Biłgoraja, fm Tanwi, fm z Suśca) — odziedziczonym po wcześniejszych etapach ukształtowaniem morfologii podłoża basenu i eustatycznymi wahaniami poziomu wód Oceanu Światowego; w regresywnych (fm z Narola) — ogólnym obniżeniem poziomu wód zbiornika oraz rezultatami tektoniki blokowej podłoża (Bergström, 1973).

5. Inwentarz litologiczny i petrograficzny poszczególnych sekwencji litologicznych oraz sukcesja pionowa ich głównych typów skalnych wskazują, iż reprezentują one kolejno trzy naturalnie wyodrębnione transgresywno-regresywne cykle (sekwencje) sedymentacyjne *sensu* Johnson i in. (1985): dolny — klastyczny odpowiada stratygraficznie tremadokowi dolnemu (pakerort); środkowy — ilasto-węglanowy arenigowi-lanwirnowi; górny — ilasty najwyższemu lanwirnowi (uhaku)—aszgilowi.

6. Zdefiniowane jednostki litostratygraficzne serii ordowickiej można przyporządkować w sensie genetycznym następującym trzem jakościowo odmiennym fazom geotektonicznym w rozwoju basenu perykratonicznego strefy Biłgoraj–Narol: sekwencja silikoklastyków dolnotremadockiej formacji z Biłgoraja i dolnoarenidzka formacja Tanwi powstały podczas subsydencji związanej z ekstensją towarzyszącą rozpadowi prekambryjskiego superkontynentu Rodinii i jego rekonfiguracji w Pannotię (Dalziel, 1995; Torsvik i in., 1996; Bogdanova i in., 1997); seria węglanów formacji z Suśca arenigu górnego (volkhov)—lanwirnu wiąże się z etapem powolnej subsydencji charakterystycznej dla stadium osiadania termalnego w rozwoju basenu; na koniec — kompleks ilasty formacji z Cieszanowa i formacji z Narola najwyższego lanwirnu (uhaku)—aszgilu powstał w zbiorniku rozwiniętym na przedpolu nasuniętej prawdopodobnie na SW krawędź paleokontynentu Baltiki (Fennosarmacji) postulowanej kaledońskiej pryzmy akrecyjnej. Szacunki liczbowe czasu trwania trzech wyróżnionych etapów w rozwoju basenu można określić, według skal liczbowych Gradsteina i Ogga (1995), Mc Kerrowa i in. (2000) oraz R. D. Tuckera i W. S. Mc Kerrowa (1995) następująco: pierwszego — na ok. 10,0 mln lat (485,0–495,0 mln lat); drugiego — na ok. 21,0 mln lat (464,0–485,0 mln lat); trzeciego — na ok. 21,0 mln lat (443,0–464,0 mln lat).

Autorzy dziękują dyrekcji PIG za przyznanie środków umożliwiających realizację niniejszego opracowania (poz. pl. 6.20.1230.00.0), pochodzących z funduszy przeznaczonych przez Komitet Badań Naukowych na badania statutowe. K. Jaworowskiemu zawdzięczamy pomocne informacje dotyczące granicy kambryj/ordowik w północnej Polsce i w polskiej części Morza Bałtyckiego. Z rękopisem zapoznał się L. Miłaczewski, któremu jesteśmy wdzięczni za poczynione uwagi i dyskusje.

Literatura

- BEDNARCZYK W. 1981 — Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. [W:] Przewod. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 35–41.
BERGSTRÖM J. 1973 — Palaeoecologic aspects of an Ordovician Tretaspis fauna. Acta Geol. Pol., 23, 2; 179–206.

- BOGDANOVA S. V., PASHKEVICH J. K., GORBACHEV V. I. & ORLYUK S. V. 1997 — Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268: 1–21.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., MARKIEWICZ J., JAWOROWSKI K., MARKOWIAK M., HABRYN R., KARWASIŃSKA M. & KWARCINŃSKI J. 2004 — Badania ordowiku i syluru w rejonie Busko–Rzeszów i Lubaczów–Krzeszów (maszynopis). *Arch. CAG*. 742/2004.
- DADLEZ R. 1993 — Teisseyre–Tornquist tectonic zone (TTZ) in Poland. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A–20 (225): 49–51.
- DADLEZ R. 1995 — Geological atlas of the southern Baltic. Lower Palaeozoic. *Pol. Geol. Inst. Warszawa*.
- DADLEZ R. 2000 — Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.*, 44: 221–236.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- DALZIEL I. W. D. 1995 — Earth before Pangea. *Scientific American*: 38–42.
- DRYGANT D. 1970 — Stratigraphic distribution of conodonts in the Middle Ordovician of the northern–western Volyn (in Ukrainian with English summary). *Reports of the Acad. Sci. of Ukr. SSR. Ser. B* 10: 891–894.
- DRYGANT D. 1975 — Conodonts and the age of the Lower Ordovician glauconitic rocks in Volyn (in Ukrainian with English summary). *Reports of the Acad. Sci. of Ukr. SSR. Ser. B* 2: 103–107.
- DRYGANT D. 1979 — Korrelacja i tektoniczekije usłowija formirowanija ordowikskich otłożenij Jugo–Zapadnoj okrainy Wostoczno–Jewropejskoj platformy. *Geol. i geochem. gorjucz. iskop.*, 52: 51–57.
- DRYGANT D. 2000 — Lower and Middle Paleozoic of the Volyn’–Podollja margin of the East–European Platform and Carpathian Foredeep (in Ukrainian with English summary). *Naukowi zapiski Derzawnogo prirodznawczego muzeju*, 15: 24–130.
- ERDTMAN B.-D. & PAALITS I. 1994 — The Early Ordovician “Ceratopyge Regressive Event” CRE: Its Correlation and Biotic Dynamic Across the East European Platform. *Geologija*, 17: 36–57. Vilnius.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. *Epi-sodes.*, 19: 3–5.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZONK R. & PERCHUĆ E. 1986 — Deep structure of the Earth’s Crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist–Teisseyre Zone). *Tectonophysics*, 128: 251–279.
- JAANUSSON V. 1976 — Faunal dynamics in the Middle Ordovician Viruan of Balto–Scandia. The Ordovician system. *Univ. of Wales Press and National Mus. of Wales*: 301–326.
- JAWOROWSKI K. & SIKORSKA M. (2005) — Związek jednostki lysogórskiej z kratonem wschodnioeuropejskim na tle badań sedimentologiczno-petrograficznych osadów kambru. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 13–16.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANDBERG C.A. 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 567–587.
- KULETA M., MALEC J., SALWAS., SZCZEPANIK Z. & ZBROJA S. 2002 — Mapy miąższościowo-litofacjalne i syntetyczne profile paleozoiku północnej części regionu świętokrzyskiego. *CAG* 2198/2002.
- LENDZION K., MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1979 — The Tremadocian of the Lublin Region (in Polish with English summary). *Kwart. Geol.*, 23: 713–726.
- MNNIL R.M. 1966 — Evolution of the Baltic Basin during the Ordovician in Russian with English summary. *Valgus*. Tallinn.
- Mc KERROW W.S. & Van STAAL C.R. 2000 — The Palaeozoic time scale reviewed. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 179: 5–8.
- MODLIŃSKI Z. 1984 — Stratigraphy of Post-Tremadocian Ordovician rocks in the Lublin Region (in Polish with English summary). *Kwart. Geol.*, 28: 1–16.
- MODLIŃSKI Z. 1988 — the development of Ordovician sediments in Pomerania and adjacent Baltic Basin (in Polish with English summary). *Kwart. Geol.*, 32: 565–576.
- MODLIŃSKI Z., NEHRING-LEFELD M. & SUDOVCEV W. 1995 — Post–Tremadoc Ordovician sediments of the Polish–Ukrainian boundary. *Geol. Quart.*, 39: 165–176.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1997 — The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, 41: 273–288.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B., 2004 — Litostratygrafia osadów ordowiku południowo-wschodniej Lubelszczyzny — porównanie ze standardami Ukrainy. (maszynopis). *Arch. CAG* 1535/2005.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 2005 — Litostratygrafia osadów ordowiku strefy Biłgoraj–Narol (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 416: 45–79.
- ORŁOWSKI S. 1975 — Cambrian and Upper Precambrian lithostratigraphic units in the Holy Cross Mts. (In Polish with English summary). *Acta Geol. Pol.*, 25: 431–448.
- PODHALAŃSKA T. 2003 — Late Ordovician to Early Silurian transition and the graptolites from Ordovician/Silurian boundary near the SW rim of the East European Craton (northern Poland). *Instituto Superior de Correlación Geológica INSUGEO Ser. Corr. Geol.*, 18: 165–171. Tucumán.
- POKORSKI J. & MODLIŃSKI Z. (scent. eds.) 2005 — Mapa geologiczna południowego Bałtyku bez utworów permu i mezozoiku. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- POMYANOWSKAYA G. M. 1972 — Regional Essays of Stratigraphy of the Ordovician Deposits in Ukrainian SSR. The Volyn Elevation (In Ukrainian with English summary). [In:] *Stratigraphy of the Ukrainian ~SSR*. 3: 159–168. „Naukowa Dumka”. Kijew.
- SAADRE T., EINASTO R., NOLVAK J. & STOUGE S. 2004 — Ordovician stratigraphy of the Kovel–1 well (Volkhov–Haljala) in the Volynia region, northwestern Ukraine. *Bulletin of the Geol. Society of Denmark*. 51: 47–69.
- STOUGE S. & SAADRE T. 1997 — Lower–Middle Ordovician stratigraphy and conodont–based biostratigraphy of the Kovel–1 (No 5415), western Volynia, Ukraine. [In:] *Koren’ T. (ed.): Meeting of Working Group on Ordovician Geology of Baltoscandia. Programme and Abstracts*; 53–54.
- SZYMAŃSKI B. 1973 — Ordowik zachodnich obszarów platformy prekambryjskiej ZSSR. *Geologia Za Granicą*, 14 (3/4): 5–19.
- SZYMAŃSKI B. 1998 — Petrology and lithofacies of the Tremadoc epicontinental-marine siliciclastic sequence in the Lublin area (SE Poland). *Geol. Quart.*, 42: 421–442.
- TOMCZYK H. & TURNAU-MORAWSKA M. 1967 — Problems of stratigraphy and sedimentation of the Ordovician in Lysogóry (Holy Cross Mts., Central Poland) in connection with some problems of the Southern Region (in Polish with English summary). *Acta Geol. Pol.*, 17: 1–50. Warszawa.
- TORSVIK T. H., SMETHURST M. A., MEERT J. G., VAN DER VOO R., Mc KERROW W. S., BRASIER M. D. STUWT B. A & WALDERHAUG H. J. 1996 — Continental break — up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — A tale Baltica and Laurentia. *Earth Planet Rev.*, 40: 229–258.
- TSEGELNYUK P. D. 1972 — The Ordovician. The Western Slope of Ukrainian Shield within the Boundaries of the Podolian Region (in Ukrainian with English summary). [In:] *Stratigraphy of the Ukrainian SSR*, 3: 169–185. „Naukowa Dumka”. Kijew.
- TUCKER R. D. & Mc KERROW W.S. 1995 — Early Paleozoic chronology: A review in light of new U–Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Canad. J. Earth Sci.*, 32: 368–379.
- VEȘCĂUTANU TH. 1931 — Les formations siluriennes de la Rive Roumaine du Dinester. *Inst. Geol. al. Rom. v.15*. Bucuresti.
- Zasady** polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. 1975 — Instrukcje i metody badań geologicznych, no. 33. *Inst. Geol. Warszawa*.
- ZNOSKO J. 1962 — Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians (in Polish with English summary). *Kwart. Geol.*, 6: 485–511.
- ZNOSKO J. 1998 — Tectonic Atlas of Poland. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.

Praca wpłynęła do redakcji 06.05.2005 r.

Akceptowano do druku 10.08.2005 r.