

ANALIZA NEOPROTEROZOICZNO-FANEROZOICZNEJ HISTORII SUBSYDENCJI TEKTONICZNEJ ORAZ TEMPA DEPOZYCJI

WSTĘP

W regionie lubelskim występuje pokrywa osadowa o dużej miąższości, sięgającej przypuszczalnie do ok. 9000 m, która stanowi zapis rozwoju kilku rozwijających się kolejno po sobie basenów sedymentacyjnych. Rozpoznany we wschodniej części regionu kompleks neoproterozoicznych utworów osadowych i wulkanicznych, kontynuujący się przypuszczalnie w jego centralnej części, stanowi element rozległego, wydłużonego basenu Orsza–Wołyń, którego oś przebiega z NE ku SW (Pożaryski, Kotański, 1979; Gareckij i in., 1987; Poprawa, Paczeńska, 2002). Utwory dolnego paleozoiku regionu lubelskiego były deponowane w basenie, który rozciągał się wzdłuż południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego od rejonu południowo-zachodniego Morza Bałtyckiego po Mołdawię.

Także w dewonie i karbonie rejon lubelski nie stanowił izolowanego basenu sedymentacyjnego, choć w późnym dewonie i karbonie rozwijały się na tym obszarze lokalne depocentra. Dotyczy to głównie późnodewońskiego rowu lubelskiego, a także depocentrów karbońskich. Wiercenie Lublin IG 1 stanowi jeden z istotniejszych otworów dokumentujących pierwsze z wymienionych depocentrów. W póź-

nym permie, mezozoiku i wczesnym paleocenie region lubelski stanowił południowo-wschodnią część basenu polskiego.

W profilu otworu Lublin IG 1 rozpoznano zapis osadowy kolejnych etapów rozwoju omawianego obszaru, począwszy od wczesnego dewonu. Aby móc uwzględnić w analizach neoproterozoiczno-wczesnopaleozoiczny etap rozwoju strefy otworu Lublin IG 1, profil tego wiercenia uzupełniono o syntetyczny profil przeddewońskiej pokrywy osadowej. Wykonano go na podstawie profilu tych utworów w pobliskim wierceniu Łopiennik IG 1, położonym najdalej na południowy zachód w obszarze lubelskim spośród otworów przewiercających utwory neoproterozoiczno-wczesnopaleozoiczne.

W niniejszym rozdziale zaprezentowano wyniki analizy subsydencji tektonicznej oraz analizy tempa depozycji osadów przeprowadzonych dla wspomnianego wyżej profilu. Analiza krzywej subsydencji tektonicznej posłużyła do omówienia mechanizmów subsydencji basenów. Tempo depozycji analizowano głównie pod kątem możliwości określenia aktywności obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego oraz produktywności węglanowych środowisk depozycyjnych.

METODYKA

Jednowymiarową analizę subsydencji (*backstripping*) przeprowadzono w celu wyodrębnienia z zapisu osadowego wypełnienia basenu sedymentacyjnego tektonicznej składowej całkowitej subsydencji, co pozwala na identyfikację mechanizmów subsydencji oraz określenie tektonicznego modelu basenu. Ponadto *backstripping* miał na celu odtworzenie zmian tempa depozycji osadów w czasie. *Backstripping* wykonano z użyciem programu BasinMod 1-D™ (*Platte River Associates, Inc.*).

W analizie subsydencji użyto takich danych wejściowych, jak: miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia (wyrażona wiekiem liczbowym), litologia, parametry petrofizyczne skał, zmiany batymetryczno-topograficzne oraz eustatyczne. Określenie miąższości poszczególnych jednostek w obrębie utworów nawierconych w otworze z dokładnością wymaganą dla *backstrippingu* nie stanowiło trudności.

Złożonym problemem była natomiast rekonstrukcja miąższości utworów usuniętych w trakcie poszczególnych faz erozji, głównie erozji z końca dewonu, turneju i wczesnego wizeniu, a także erozji późnokarbońskiej i/lub wczesnopermskiej. Znaczenie odtwarzania rozmiarów pierwotnego, przederozyjnego pograżenia dla *backstrippingu* wynika z jego wpływu na proces kompaktacji mechanicznej. Ponadto przyjęte miąższości zerodowanych osadów decydują o przebiegu krzywej subsydencji w okresach reprezentowanych w profilu przez luki stratygraficzne. Zastosowanie poprawki batymetryczno-eustatycznej pozwoliło uwzględnić tę część subsydencji basenu, która nie była kompensowana depozycją, a zatem nie odzwierciedla się w miąższości osadów.

Poszczególnym jednostkom stratygraficznym wydzielonym w profilu, o randze zależnej od możliwej rozdzielczości stratygraficznej, przyporządkowano wiek liczbowy. Zastoso-

wano w tym celu tabelę stratygraficzną Gradsteina i Ogga (1996) oraz Gradsteina i in. (2004). W backstrippingu uwzględniono poprawkę na dekompakcję, obliczaną według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Możliwy zakres błędu związany ze stosowaniem tej poprawki był dla prezentowanych wyników backstrippingu mało znaczący. Ilustruje to przeprowadzona przez Poprawę i Pacześną (2002) analiza porównawcza krzywych subsydencji obliczonych przy założeniu alternatywnych algorytmów dekompakcji.

Głównymi parametrami petrofizycznymi skał, uwzględnionymi w procedurze dekompakcji, były współczynniki kompaktacji oraz porowatość pierwotna, które przyjęto według publikowanych, typowych wartości dla podstawowych typów litologicznych. Dla poszczególnych jednostek osadowego

wypełnienia basenu o składzie mieszanym, tworzono w bibliotece programu nowe wydzielenia litologiczne, poprzez przyjęcie odpowiednich proporcji między podstawowymi składnikami. Następnie wyliczono dla nich wartości parametrów petrofizycznych, określając średnią ważoną z poszczególnych składników.

W analizie subsydencji uwzględniono także poprawkę izostaticzną, która pozwala wyróżnić subsydencję spowodowaną obciążeniem litosfery przez kolumnę osadów i wody. W tym przypadku poprawka ta była liczona według modelu izostazji Airyego, standardowo używanego w modelowaniach jednowymiarowych. Uznano, że przyjęcie takiego uproszczonego modelu poprawki izostaticznej nie wprowadza znaczącego błędu (Barton, Wood, 1984; King, 1994).

ANALIZA HISTORII SUBSYDENCJI TEKTONICZNEJ ORAZ TEMPA DEPOZYCJI OSADÓW

W centralnej części regionu lubelskiego pierwsze zdatowanie tektoniczne wyraża się depozycją utworów formacji poleskiej, przypuszczalnie osadzanych w ekstensyjnych, synryftowych rowach tektonicznych, aktywnych w neoproterozoiku (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a). Po okresie erozji miała miejsce ryftowa aktywność wulkaniczna, wyrażająca się wylewami bazaltowymi (Juskowiakowa, 1971; Ryka, 1984; Białowolska i in., 2000). Nieliczne datowania izotopowe oraz pośrednie przesłanki pozwalają sugerować, że wulkanizm ten zachodził w okresie ok. (?700–) 600–550 mln lat (Compston i in., 1995; Elming i in., 2007; Poprawa, 2006a).

Wraz z ustaniem aktywności magmowej, tj. pod koniec ediakaru, rozpoczął się okres stosunkowo szybkiej subsydencji tektonicznej basenu (fig. 27), która stanowiła wyraz stadium przejściowego pomiędzy fazą synryftową i poryftową w rozwoju basenu (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a). Ówczesne tempo depozycji utworów klastycznych wynosiło ok. 45–65 m/mln lat (fig. 28). Wzmoczona dostawa materiału detrytycznego mogła po części wiązać się z ekstensyjnym wypiętrzaniem i erozją grzbietów półrowów (Pacześna, 2006).

W kambrze i ordowiku zaznaczała się tendencja do spowalniania subsydencji (fig. 27), równoczesna z rozszerzaniem się jego obocznego zasięgu. Spowolnieniu uległa również dostawa materiału detrytycznego, którego tempo depozycji w kambrze wynosiło ok. 30–50 m/mln lat, zaś we wczesnym i środkowym ordowiku maksymalnie do ok. 5 m/mln lat (fig. 28). Zarówno spowolnienie subsydencji, jak i osłabiona dostawa materiału można tłumaczyć poryftową, regionalną subsydencją. Proces poryftowej subsydencji termicznej został przerwany epizodem wypiętrzania i erozji w okresie od końca środkowego kambru po najwcześniejszy ordowik. Zjawisko to wiązano z kolizją bloku małopolskiego z Baltiką oraz jej kompresyjnym oddziaływaniem na płytę przedpola (Poprawa, 2006a).

Począwszy od późnego ordowiku rozpoczął się kolejny etap tektonicznego rozwoju basenu na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, charakteryzujący się systematycznym wzrostem tempa subsydencji tektonicznej, w czasie której maksimum następuje w późnym sylurze (fig. 27). Krzywe subsydencji tektonicznej dla późnego ordowiku oraz syluru mają charakterystyczny kształt „kolanowy”, uważany za wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego, w tym basenów przedgórskich. W okresie tym zaznacza się także oboczny przyrost rozmiarów subsydencji ku krawędzi płyty, tj. z północnego wschodu ku południowemu zachodowi, typowo dla mechanizmu fleksuralnego uginania płyty (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006b).

W okresie od późnego ordowiku do landoweru tempo dostawy materiału detrytycznego mieściło się w zakresie od kilku do kilkunastu m/mln lat (fig. 28). Począwszy od wenloku tempo depozycji zaczęło szybko wzrastać od ok. 20 do ok. 130 m/mln lat w landowerze oraz ponad 650 m/mln lat w prydolu. Zjawisko to odzwierciedla gwałtowne uaktywnienie obszaru źródłowego, który może być utożsamiany z kaledońską strefą kolizji.

We wczesnym i środkowym dewonie szybkość subsydencji oraz depozycji stopniowo zmniejszały się (fig. 27, 28). Wczesnodewońskie tempo depozycji utworów po części nawiązujących wykształceniem facjalnym do pokaledońskiej molasy wynosiło ok. 70–90 m/mln lat, podczas gdy w środkowym dewonie utwory węglanowo-ewaporatowo-klastyczne były deponowane w tempie ok. 14–18 m/mln lat.

Krzywa subsydencji tektonicznej (fig. 27) ilustruje następujące w późnym dewonie kolejne zdarzenie tektoniczne. Zjawisko to, charakterystyczne dla późnego dewonu rowu lubelskiego, interpretowano jako subsydencję spowodowaną tektoniką przesuwczą, a rów lubelski określano jako basen typu *pull-apart* (Narkiewicz i in., 1998b). Szybka subsydencją w późnym dewonie ogólnie była kompensowana sedymentacją, której tempo w tym okresie zawierało się w zakre-

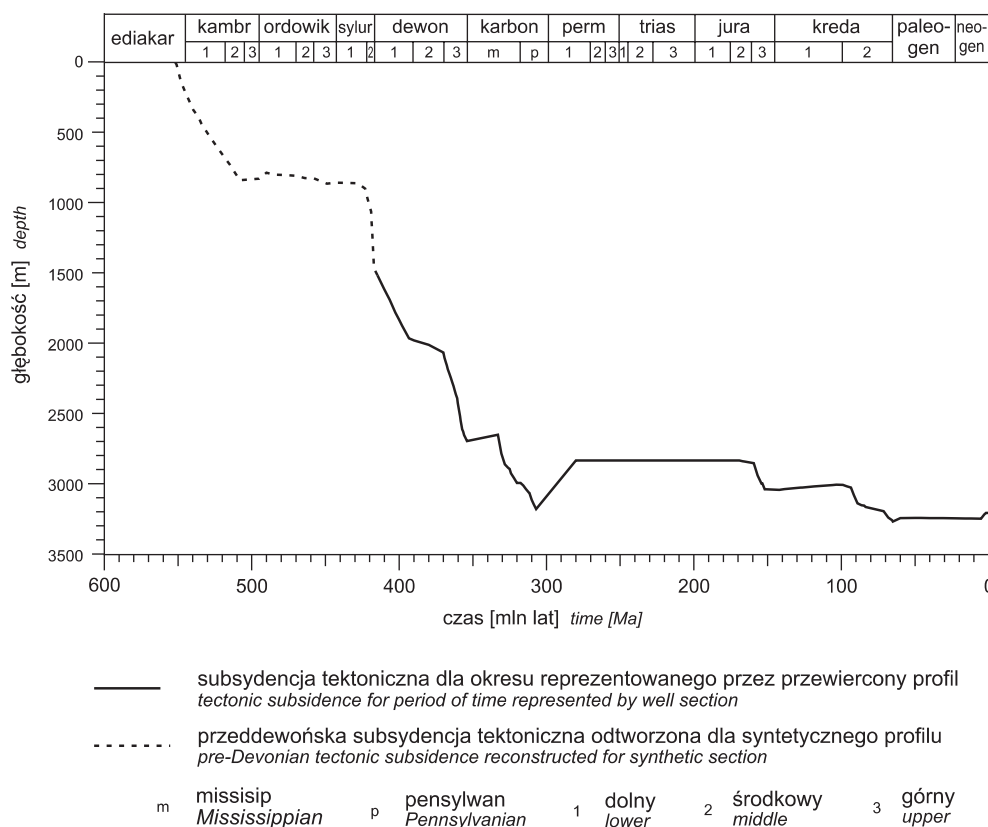


Fig. 27. Historia subsydencji tektonicznej dla profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1, uzupełnionego o syntetyczny profil utworów ediacaru górnego–paleozoiku dolnego

Tectonic subsidence history for the Lublin IG 1 borehole, supplemented with synthetic section of the Upper Ediacaran–Lower Paleozoic section

się ok. 150–350 m/mln lat, choć przez większą część tego okresu było zbliżone do ok. 250 m/mln lat (fig. 28). Począwszy od końca dewonu nastąpiło zatrzymanie subsydencji, a następnie niewielkie wypiętrzanie i związana z nim erozja, wiążące się z procesami tektonicznymi tzw. fazy bretońskiej.

Przerwa w sedymentacji kontynuowała się do wizenu, kiedy nastąpił nawrót stosunkowo szybkiej subsydencji tektonicznej. Jako mechanizm subsydencji dla karbońskich depocentrow w obrębie regionu lubelskiego również sugerowano mechanizm *pull-apart* (Narkiewicz i in., 1998b). Wizeńskie tempo depozycji osadów utrzymywało się w zakresie około 60 m/mln lat, natomiast w namurze i westfalu wzrosło do około 80–110 m/mln (fig. 28).

Począwszy od późnego westfalu w regionie lubelskim rozpoczął się proces wypiętrzania i erozji oraz deformacji kompresyjnych. W strefie rowu lubelskiego stanowił on główny epizod erozji w jego neoproterozoiczno-fanerozoicznej historii. Hiatus związany z tym procesem obejmuje okres po środkową jurę, aczkolwiek biorąc pod uwagę profile otworów wiertniczych z północnej części regionu lubelskiego można przyjąć, że główny epizod wypiętrzania i erozji zakończył się przed późnym permem.

W rejonie profilu Lublin IG 1 subsydencja tektoniczna związana z rozwojem basenu polskiego rozpoczęła się w środkowej jurze. W skali całego regionu lubelskiego obserwuje się ogólne rozszerzanie się południowo-wschodniego zasięgu basenu polskiego w okresie od późnego permu po późną kredę, co można wiązać z poryftową, regionalną subsydencją termiczną. W późnej jurze miał miejsce epizod wzmożonej subsydencji tektonicznej (fig. 27), który stanowił odzwierciedlenie fazy ekstensyjnej aktywności tektonicznej w południowej części basenu polskiego (Kutek, 1994; Dadlez i in., 1995; Poprawa, 1997). Środkowojurajskie utwory klastyczne były deponowane w tempie kilku metrów na milion lat, podczas gdy tempo depozycji w przewodzie węglanowych utworów jury górnej wynosiło ok. 40–60 m/mln lat (fig. 28).

Kolejny hiatus obejmuje okres od wyższego kimerydu do albu górnego. Wiąże się z nim erozja osadów o stosunkowo niewielkiej miąższości, która przypuszczalnie zachodziła przede wszystkim w barremie–środkowym albie. Począwszy od późnego albu rozpoczęła się kolejna faza subsydencji, która kontynuowała się do wczesnego paleocenu (fig. 27). Profil Lublin IG 1 jest zlokalizowany w peryferyjnej części późnokredowego basenu, z uwagi na co krzywa subsydencji tekto-

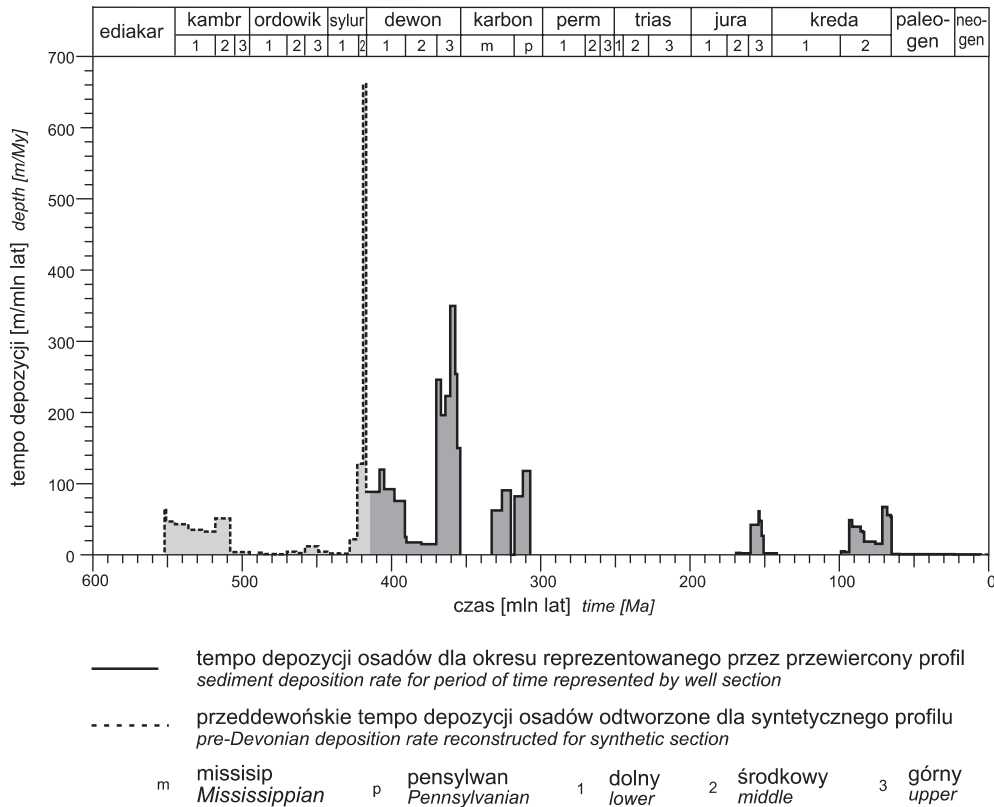


Fig. 28. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu wiertniczego Lublin IG 1, uzupełnionego o syntetyczny profil utworów ediakaru górnego–paleozoiku dolnego

Sediment deposition rate for the section of Lublin IG 1 borehole, supplemented with synthetic section of the Upper Ediacaran–Lower Paleozoic section

nicznej dla tego okresu nie ilustruje w pełni reprezentatywnie ówczesnych mechanizmów subsydencji. Krzywe subsydencji tektonicznej odtworzone dla głównych późnokredowych depocentrow sugerują jednak, że basen ten rozwijał się ogólnie w kompresyjnym reżimie tektonicznym (Dadlez i in., 1995). Tempo depozycji utworów górnokredowych, wykształconych

w facjach zbliżonych do kredy piszącej, zawierało się w zakresie od ok. 15 do ok. 70 m/mln lat, choć w przeważającej części tego okresu było zbliżone do 40–55 m/mln lat (fig. 28). Podobnie jak w pozostałych częściach Nizy Polskiego dla kenozoiku nie stwierdzono istotnych faz subsydencji tektonicznej.

WNIOSKI

1. W neoproterozoiku rejon otworu wiertniczego Lublin IG 1 znajdował się w strefie nakładania się na siebie systemów ryftowych, rozwijających się równocześnie wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi powstającej wówczas Baltiki oraz wzdłuż systemu rozłamów na linii Orsza–Wołyń. Powodowało to powstanie na omawianym obszarze węzła potrójnego. W przeważającej części kambry oraz wczesnym i środkowym ordowiku głównym mechanizmem rozwoju basenu była poryftowa subsydencja termiczna.

2. W późnym ordowiku i sylurze podłoże centralnej części rowu lubelskiego znajdowało się w obrębie basenu ulegającego szybkiej, fleksuralnej subsydencji. Basen ten stanowił

zapadlisko przedgórskie kaledońskiej strefy kolizji, która jednocześnie była źródłem intensywnie dostarczanego ówczesnie do basenu materiału detrytycznego drobnej frakcji.

3. W późnym dewonie, a częściowo także w karbonie, w rejonie otworu Lublin IG 1 miały miejsce fazy intensywnej subsydencji tektonicznej, związane z transtensyjną aktywnością tektoniczną.

4. Mezozoiczne fazy subsydencji tektonicznej stanowiły odzwierciedlenie procesów tektonicznych zachodzących w basenie polskim. Późnojurańska faza subsydencji zachodziła przypuszczalnie w reżimie ekstensyjnym, zaś faza późnokredowa w reżimie kompresyjnym.