

# WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Paweł POPRAWA

## ANALIZA SUBSYDENCJI TEKTONICZNEJ ORAZ TEMPA DEPOZYCJI

Otwór wiertniczy Białopole IG 1 jest zlokalizowany w południowo-wschodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, gdzie występują nałożone na siebie utwory trzech basenów sedymentacyjnych, różniących się wzajemnie ramami geometrycznymi, a także mechanizmami subsydencji. Są to basen ediakarsko-dolnopaleozoiczny, dewońsko-karboński basen regionu lubelskiego oraz permsko-mezozoiczny basen polski, w tym obszarze reprezentowany przez osady jury górnej i kredy. Analizę subsydencji tektonicznej dla profilu Białopole IG 1 przeprowadzono w celu odtworzenia jej przebiegu w odniesieniu do każdego z tych basenów oraz w celu określenia jej mechanizmów. Ponadto przeprowadzono analizę tempa depozycji, aby odtworzyć aktywność obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego.

Prezentowany materiał bazuje na wynikach wcześniej wykonywanych badań o podobnym charakterze. Są to w odniesieniu do basenu ediakarsko-dolnopaleozoicznego prace Poprawy i Paczeńskiej (2002) oraz Poprawy (2006a, b), w odniesieniu do basenu dewońsko-karbońskiego prace Narkiewicza i in. (1998), zaś dla basenu polskiego prace Dadleza i in. (1995) i Karnkowskiego (1999). Metodyka prowadzonych analiz została opisana m.in. w pracy Poprawy (2008a).

W omawianej części regionu lubelskiego rozwój basenu sedymentacyjnego rozpoczął się w późnym neoproterozoiku. Późnoneoproterozoiczną oraz wczesno- i środkowokambryjską fazę ewolucji basenu charakteryzuje szybka subsydencja tektoniczna (fig. 40). Towarzyszy jej stosunkowo wysokie tempo depozycji osadów, zawierające się w zakresie 25–50 m/mln lat (fig. 41). Natomiast w ordowiku tempo depozycji osadów było bardzo małe, rzędu 1–8 m/mln lat. Stosunkowo nieduże tempo subsydencji tektonicznej w ordowiku spowodowało, że łączny charakter krzywej subsydencji tektonicznej dla okresu od ediakaru do ordowiku jest zbliżony do krzywych wskaźnikowych dla basenów ekstensyjnych. Ekstensję tę można wiązać z ryftowaniem na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, zachodzącym głównie w ediakarze. Natomiast kambryjsko-środkoordowickie baseny sedymentacyjne rozwijające się na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego interpretowano jako pokry-

wę osadową pasywnego brzegu kontynentalnego Baltiki (Poprawa, Paczeńska, 2002).

Począwszy od wenloku do końca syluru miał miejsce systematyczny wzrost tempa subsydencji tektonicznej oraz tempa depozycji osadów. Tempo subsydencji narastało obocznie z NE ku SW, tj. ku krawędzi kratonu. Charakter krzywej subsydencji tektonicznej dla syluru ma w efekcie charakterystyczny kształt, wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego, związanego z mechanizmem fleksuralnego ugięcia płyty. Na tej podstawie dla późnoordowicko-sylurskiego basenu sugerowano model przedgórskiego basenu orogenu kaledońskiego (Poprawa, Paczeńska, 2002). W sylurze tempo depozycji osadów systematycznie wzrastało: w wenloku wynosiło około 15 m/mln, w ludlowie około 67 m/mln, a w przydołu około 330 m/mln lat. Wzrost tempa depozycji wiązał się

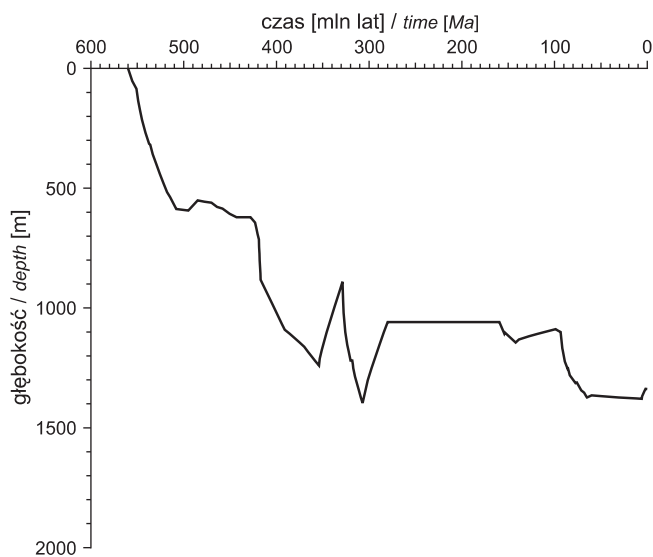


Fig. 40. Historia subsydencji tektonicznej dla profilu otworu Białopole IG 1

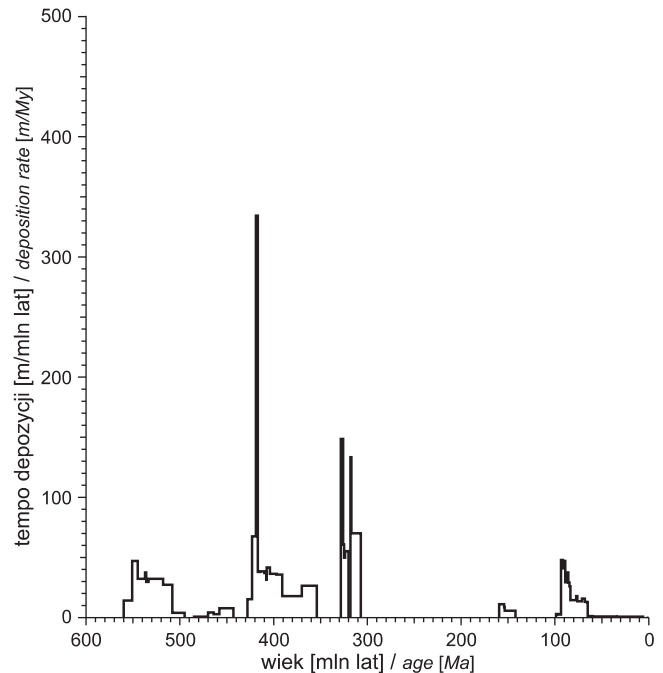
Tectonic subsidence history for the Białopole IG 1 borehole section

z jednej strony z fleksuralnym uginaniem krawędzi płyty, tworzącym w basenie przestrzeń akomodacyjną, z drugiej zaś strony ze wzrostem dostawy materiału detrytycznego.

We wczesnym i środkowym dewonie tempo subsydencji oraz depozycji nieco zmniejszyły się. Wczesnodewońskie tempo depozycji utworów, po części nawiązujących wykształceniem facjalnym do pokaledońskiej molasy, wynosiło około 35–40 m/mln lat, podczas gdy w środkowym dewonie węglanowo-ewaporatowo-klastyczne twory, później usunięte erozyjnie, sądząc z ich rozwoju w obszarach przyległych, depozycjonowane były w tempie rzędu 15–20 m/mln lat. Krzywa subsydencji tektonicznej ilustruje kontynuującą się w późnym dewonie szybką subsydencję, którą wiązano z transtensyjną aktywnością tektoniczną (Narkiewicz i in., 1998b). Subsydencja w późnym dewonie była kompensowana sedymentacją, której tempo w tym okresie wynosiło około 25 m/mln lat. Począwszy od końca dewonu nastąpiło zatrzymanie subsydencji, a następnie znaczące wypiętrzanie i związana z nim erozja, wiążące się z procesami tektonicznymi tzw. fazy bretońskiej.

Przerwa w sedymentacji kontynuowała się do późnego wizenu, kiedy nastąpił nawrót szybkiej subsydencji tektonicznej, kontynuującej się do westfalu, dla której również sugerowano związek z transtensyjną aktywnością tektoniczną (Narkiewicz i in., 1998b). Karbońskie tempo depozycji osadów utrzymywało się w zakresie około 50–150 m/mln lat. Począwszy od późnego westfalu w regionie lubelskim rozpoczął się proces wypiętrzania i erozji oraz deformacji kompresyjnych. Hiatus związany z tym procesem obejmuje okres po późną jurę, aczkolwiek biorąc pod uwagę profile otworów wiertniczych w północnej części regionu lubelskiego można przyjąć, że główny epizod wypiętrzania i erozji zakończył się przed późnym permem.

W profilu Białopole IG 1 na częściowo zerodowanych utworach karbonu górnego spoczywają bezpośrednio twory jury środkowej i górnej. Hiatus odpowiadający wstępnym etapom rozwoju basenu polskiego spowodowany jest tym, że lo-



**Fig. 41. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu Białopole IG 1**

Sediment deposition rate for the Białopole IG 1 borehole section

kalizacja tej strefy była odległa od głównego depocentrum basenu. Dla omawianego otworu obserwowany jest impuls subsydencji tektonicznej w późnej jurze, który wiązany jest z wpływem ówczesnej fazy ekstensji, mającej miejsce w głównym depocentrum basenu polskiego (Dadlez i in., 1995). Tempo depozycji w późnej jurze wynosiło około 5–10 m/mln lat. W późnej kredzie w basenie polskim zachodziła reaktywacja tektoniczna wyrażająca się wzmożoną subsydencją, obserwowaną również w omawianym obszarze. Późnokredowe tempo depozycji zawierało się w zakresie 13–50 m/mln lat.

**Paweł POPRAWA**

## REKONSTRUKCJA HISTORII TERMICZNEJ ORAZ WARUNKÓW POGRZEBANIA

Jednowymiarowe modelowania i rekonstrukcja historii pogrzebania oraz historii termicznej dla profilu otworu Białopole IG 1 miały na celu odtworzenie historii zdarzeń termicznych w basenie oraz określenie ich mechanizmów. Najistotniejszym zapisem kopalnym warunków paleotermicznych w basenie oraz stopnia pogrzebania skał pod nadkładem są pomiary dojrzałości termicznej. W omawianym regionie badano ją przede wszystkim z zastosowaniem metody analizy stopnia odbicia światła wityrytu i macerałów wityrytopodobnych (np. Grotek i in., 1998; Swadowska, Sikorska, 1998; Grotek, 2005), dodatkowo także metodą analizy zmian kolorystyki konodontów CAI (np. Nehring-Lefeld i in., 1997; Narkiewicz i in., 1998b) oraz metodą pirolityczną (np. Kotarba i in., 1998; Matyasik, 1998; Botor i in., 2002). W obszarze tym modelowanie historii termicznej i historii pogrzebania prowadzili

m.in. Maćkowski (1997), Burzewski i in. (1998), Botor i in. (2002) oraz Poprawa i Żywiecki (2005). W poprzednich pracach jako główny mechanizm tworzenia się obecnie obserwowanej struktury dojrzałości termicznej sugerowano waryscyjskie przegrzanie, któremu nadawano różną genezę.

Metodyka prowadzonych analiz została opisana np. w pracy Poprawy (2008b). Pierwotne miąższości utworów erozyjnie usuniętych bądź częściowo zredukowanych odtworzono dla omawianego profilu na podstawie obocznej ekstrapolacji miąższości ze stref o pełniej zachowanych profilach, wykorzystując m.in. paleomiąższości prezentowane w pracach Żelichowskiego i Kozłowskiego (red., 1983), Marka i Pajchlowej (red., 1997), oraz Modlińskiego (red., 2010). Dla historii pogrzebania analizowanego profilu najistotniejsze znaczenie mają założenia co do miąższości erozyjnie usuniętych utworów dewonu (przyjęto

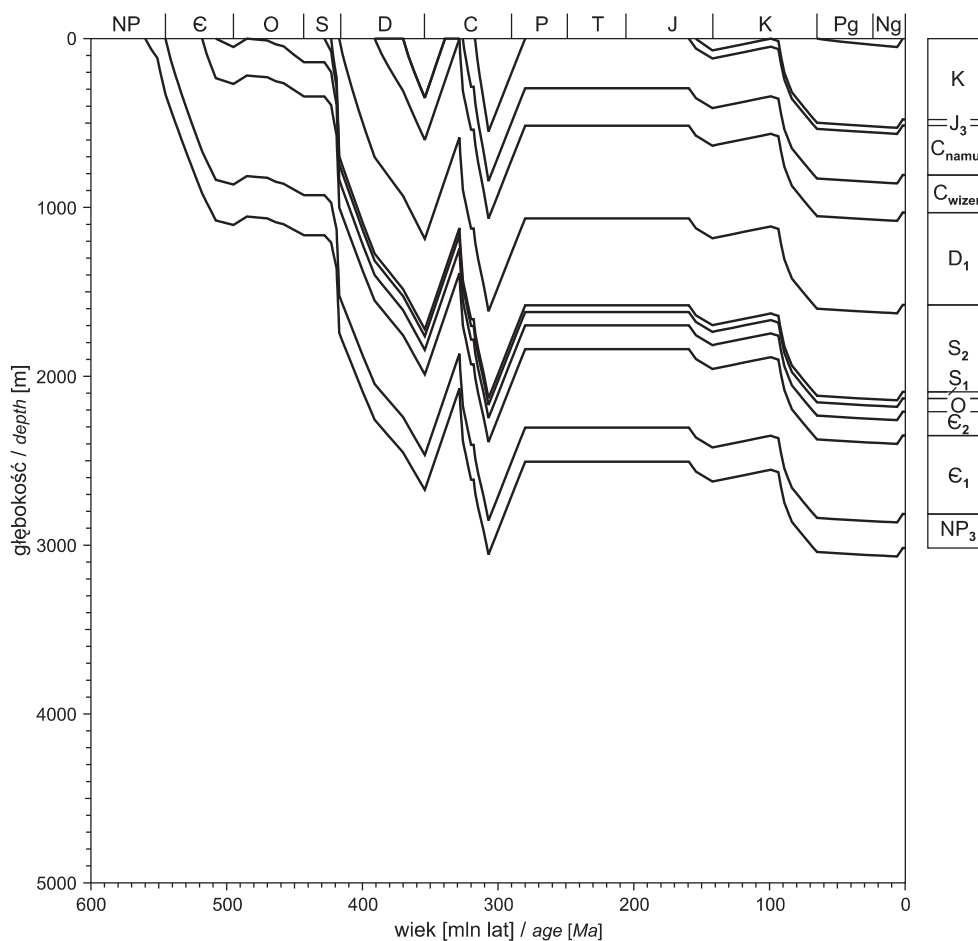


Fig. 42. Historia pogrzebania utworów w profilu otworu Białopole IG 1

Burial history for the Białopole IG 1 borehole section

600 m), a także utworów karbonu górnego (przyjęto 550 m). Pozostałe epizody wypiętrzania i erozji prowadziły do erozji osadów o miąższości na tyle niewielkiej, że mają one znikome znaczenie dla odtwarzanej historii pogrzebania.

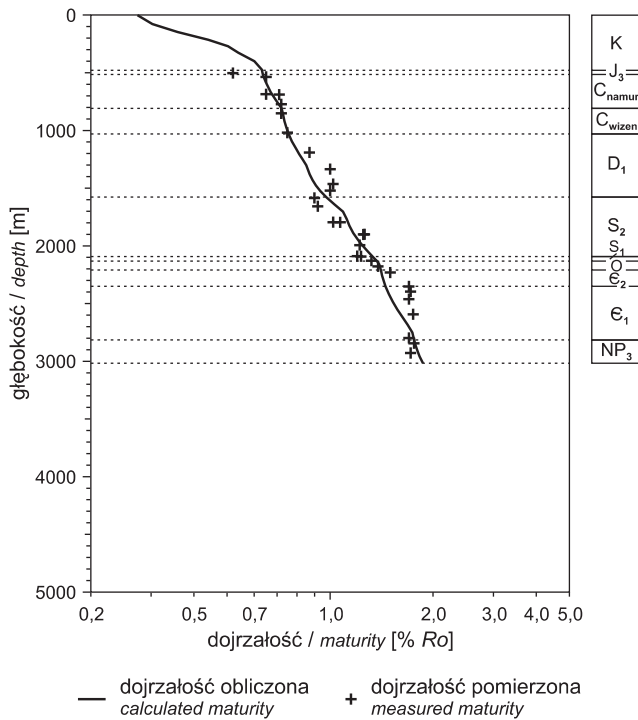
Gęstość współczesnego powierzchniowego strumienia ciepłego została obliczona dla lokalizacji otworu Białopole IG 1 na podstawie wartości temperatur odczytanych z map współczesnych temperatur na powierzchniach ścieg poziomych (Karwasiecka, Bruszevska, 1997). Przewodnictwo ciepłe skał przyjmowano dla poszczególnych typów litologicznych według danych z biblioteki programu, gdyż nie dysponowano jego pomiarami laboratoryjnymi. W ten sposób określona wielkość współczesnego strumienia ciepłego wynosi  $38 \text{ mW/m}^2$ . W przypadku zastosowania innej metodyki określania rozkładu współczesnego przewodnictwa termicznego w profilu obliczona wartość strumienia ciepłego może być odmienna od podanej wartości.

Analizowany profil charakteryzuje obecność kilku faz szybkiego pogrzebania, rozdzielonych fazami stagnacji bądź okresami wypiętrzania tektonicznego (fig. 42). W okresie od ediakaru do środkowego ordowiku postępująca syn- i poryftowa subsydenca doprowadziła do powstania pokrywy osadowej o miąższości około 1000–1100 m. Na etapie rozwoju zapadliska przedgórnego kaledonidów, zwłaszcza w jego koń-

cowej fazie w późnym sylurze, miało miejsce bardzo gwałtowne pogrzebanie. Pokrywa osadowa w omawianym obszarze osiągnęła wówczas miąższość około 1700 m. W dewonie nastąpiło dalsze pogrzebanie, które zwiększyło miąższość pokrywy osadowej do około 2600 m.

Z końcem dewonu oraz we wczesnym karbonie w rejonie profilu Białopole zachodziło wypiętrzanie tektoniczne, związane z tzw. bretońską fazą deformacji (Żelichowski, Kozłowski, red., 1983), które doprowadziło do częściowego usunięcia osadów dewońskich. W późnym wizenie–westfalu miała miejsce kolejna faza szybkiego pogrzebania. Najprawdopodobniej wówczas została osiągnięta maksymalna w tej lokalizacji głębokość pogrzebania. W stefanie i we wczesnym permie ponownie zachodziło wypiętrzanie i erozja. Na okres obejmujący przedział czasu od późnego permu do wczesnej jury przypadła stagnacja bądź niewielkie wypiętrzanie. W mezozoiku dwie główne fazy pogrzebania przypadają na późną jurę i późną kredę.

Modelowanie dojrzałości termicznej i historii termicznej dla profilu Białopole IG 1 kalibrowano 31 pomiarami  $R_o$ , wykonanymi dla odcinka profilu o miąższości blisko 2650 m (fig. 43). Profil pomierzonej dojrzałości termicznej można wytłumaczyć, przyjmując późnokredowe i/lub paleoceńskie zdarzenie termiczne. W modelu odtworzono je, zakładając



**Fig. 43. Kalibracja analizowanego modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej**

Calibration of the analyzed model with thermal maturity measurements

ówcześniej podwyższony o  $22 \text{ mW/m}^2$  strumień ciepły oraz dodatkową dostawę energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub w paleocenie, wynoszącą około  $800 \text{ mW/m}^3$ . Jako potencjalny mechanizm dostarczania dodatkowej energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych przyjęto tu migrację gorących roztworów w obrębie tych utworów. Zaletą takiego modelu jest to, że pozwala on przyjąć umiarkowaną i realistyczną miąższość erozyjnie usuniętych utworów górnokarbońskich, wynoszącą około 550 m.

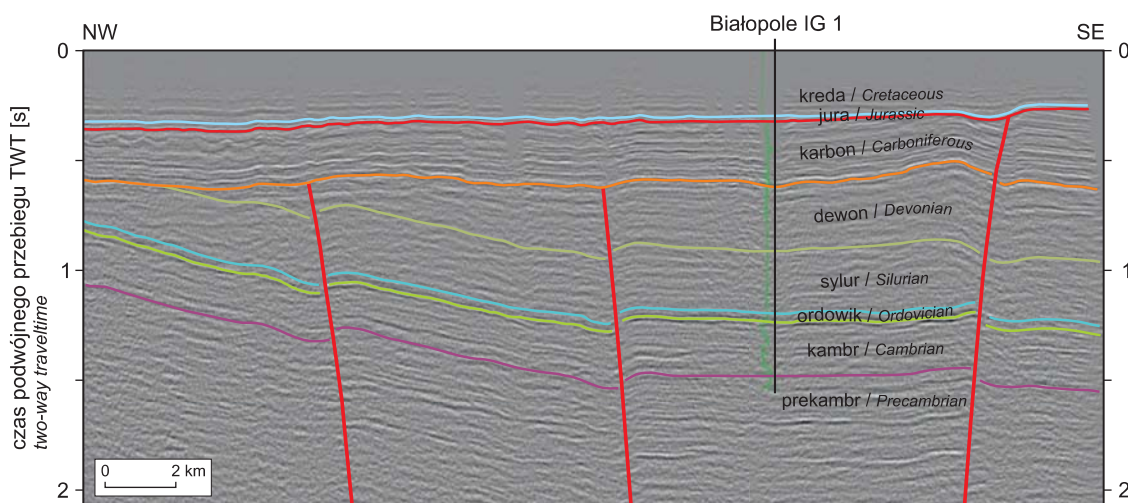
W alternatywnym wariantcie, przyjmującym późnokarboński wiek ukształtowania się dojrzałości termicznej, dla prawidłowej kalibracji modelu konieczne jest przyjęcie erozyjnie usuniętych utworów górnokarbońskich o miąższości około 1000 m oraz późnokarbońskiego strumienia ciepłego podwyższonego do około  $80 \text{ mW/m}^2$ . Ten wariant uznano za mniej prawdopodobny (por. Poprawa, 2008b).

Piotr KRZYWIEC

## INTERPRETACJA TEKTONICZNA PROFILU SEJSMICZNEGO WO510284 W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO BIAŁOPOLE IG 1

Otwór wiertniczy Białopole IG 1 jest ulokowany w południowo-wschodnim segmencie lubelsko-podlaskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Dowiązania głębokościowych danych otworowych (stratygrafia, karotaże) do czasowych danych sejsmicznych (profil sejsmiczny WO510284 na

fig. 1) dokonano wykorzystując pomiary prędkości średnich. Ze względu na metodykę pomiarową profil sejsmiczny WO510284 nie zobrazował utworów kenozoiku ani stropowej części utworów kredowych.



**Fig. 44. Zinterpretowany profil sejsmiczny WO510284 skalibrowany przez otwór wiertniczy Białopole IG 1**

Interpreted seismic profile WO510284 calibrated by the Białopole IG 1 borehole

W otworze Białopole IG 1 przewiercono niewielkiej miąższości utwory kenozoiku, następnie utwory mezozoiku (kreda, jura) oraz paleozoiku (karbon, dewon, sylur, ordowik i kambr) i nawiercono ediakar.

Otwór Białopole IG 1 został odwiercony ponad blokiem tektonicznym występującym w obrębie utworów paleozoiku. Blok ten jest ograniczony przez uskoki zakorzenione w podłożu prekambryjskim (fig. 44). Uskoki te zinterpretowano jako strome uskoki odwrócone, aktywne w trakcie wczesnego i późnego karbonu. Aktywność tektoniczna w obrębie tych

stref uskokowych była związana najprawdopodobniej, przynajmniej częściowo, również z ruchami przesuwczymi o generalnym kierunku SW–NE, wzdłuż reaktywowanych stref tektonicznych o takiej orientacji występujących w obrębie SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Efektem karbońskiej aktywności tektonicznej było powstanie dwóch walnych powierzchni niezgodności: podkarbońskiej oraz podjurajskiej, widocznych na profilu sejsmicznym WO510284. Niezgodności te są znane również z innych części basenu lubelskiego (por. Krzywiec, 2007, 2009).