

ANALIZA SUSBYDENCJI ORAZ HISTORII TERMICZNEJ

METODYKA

Jednowymiarowa analiza subsydencji (*backstripping*) została przeprowadzona w celu wyodrębnienia, z zapisu osadowego wypełnienia basenu sedymentacyjnego, tektonicznej składowej całkowitej subsydencji. 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. W przypadku profilu Polskie Łąki PIG 1 złożonym problemem z punktu widzenia *backstrippingu* były deformacje, możliwe powtórzenia tektoniczne i wysokie upady utworów ordowickich. Utrudnieniem dla analizy subsydencji była ponadto konieczność rekonstrukcji miąższości utworów, usuniętych w trakcie późnosylurskiego i/lub wczesnodewońskiego oraz karbońskich epizodów erozji.

Poszczególnym jednostkom stratygraficznym wydzielonym w profilu, o randze zależnej od możliwej rozdzielczości stratygraficznej, przyporządkowano wieki liczbowe. Zastosowano w tym celu tabelę stratygraficzną Gradsteina i Ogga (1996) oraz Gradsteina i in. (2004). W *backstrippingu* uwzględniona została poprawka na dekompakcję, która obliczana była według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Głównymi parametrami petrofizycznymi skał, uwzględnionymi w procedurze dekompakcji, były współczynniki kompaktacji oraz porowatości pierwotne, które przyjęto według publikowanych, typowych wartości dla podstawowych typów litologicznych.

Rekonstrukcję historii termicznej i warunków pogrzebienia przeprowadzono stosując metodę jednowymiarowych modelowań komputerowych, kalibrowanych pomiarami refleksyjności wityryny. Do modelowań użyto danych określających historię pograżania, w tym stratygrafię i miąższości poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu, parametry petrofizyczne skał, współczesny reżim cieplny oraz obecną dojrzałość termiczną. W procedurze modelowań dojrzałości termicznej dwoma najistotniejszymi czynnikami były historia pograżania oraz historia strumienia cieplnego.

Modelowania dojrzałości prowadzono metodą *forward*, tj. zakładano stan wyjściowy systemu oraz określony proces geologiczny, a następnie wyliczono jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między dojrzałością wyliczoną a pomierzoną, procedurę powtarzano przy innych parametrach modelu, aż do osiągnięcia optymalnej kalibracji modelu. W procedurze modelowań szczególną uwagę poświęcono problemowi unikalności modelu, tj. analizowano alternatywne modele o analogicznej lub zbliżonej jakości kalibracji. W trakcie przeprowadzonych modelowań dojrzałość termiczną wyliczono z zastosowaniem standardowego dla tej metody algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono również zmiany średniej temperatury powierzchniowej, tj. temperatur, do których cały system osadowego wypełnienia basenu był studzony.

ANALIZA SUSBYDENCJI ORAZ TEMP A DEPOZYCJI

Subsydencja tektoniczna (fig. 35) i tempo depozycji (fig. 36) odtworzone dla ordowickiego etapu ewolucji omawianego obszaru można uznać za niereprezentatywne. Jest to związane z obecnością deformacji tektonicznych, możliwych powtórzeń tektonicznych w profilu oraz wysokimi upadami tych utworów. W efekcie miąższość przewierconego odcinka nie nawiązuje do stratygraficznej miąższości tych osadów. Biorąc pod uwagę skorygowane o upady tektoniczne profile w okolicznych otworach stwierdzić można, że pełna miąższość osadów karadoku w strefie Koszalin–Chojnice wynosić mogła powyżej 500 m (Poprawa, 2006). Oznacza to, że w karadoku zachodziła tu stosunkowo szybka subsydencja tektoniczna, a tempo akumulacji osadów w tym czasie można szacować na ponad 50 m/mln lat.

Ponieważ na utworach karadoku zalegają bezpośrednio osady prawdopodobnie ?dolnego dewonu, trudno jest odtwo-

żyć aszgilską i sylurską subsydencję dla omawianego profilu. Biorąc jednak pod uwagę profile innych otworów w strefie Koszalin–Chojnice można domniemywać, że pełna miąższość erozyjnie usuniętych utworów aszgilu mogła wynosić około 100 m, a ich tempo akumulacji sięgało 15–20 m/mln lat lub więcej (Poprawa, 2006). Natomiast kompletna miąższość utworów sylurskich mogła przekraczać 1300 m. Krzywa subsydencji tektonicznej dla aszgilu–syluru ilustruje proces szybkiej subsydencji (fig. 35), przypuszczalnie powodowanej przez fleksuralne uginanie przedpola kaledońskiej strefy kolizji. Z kolei w wczesnym dewonie nastąpiło pokolizyjne wypiętrzanie izostatyczne i erozja.

W środkowym i późnym dewonie rejon otworu Polskie Łąki PIG 1 ulegał szybkiej subsydencji tektonicznej (fig. 35). Biorąc pod uwagę profile okolicznych otworów z lepiej zacho-

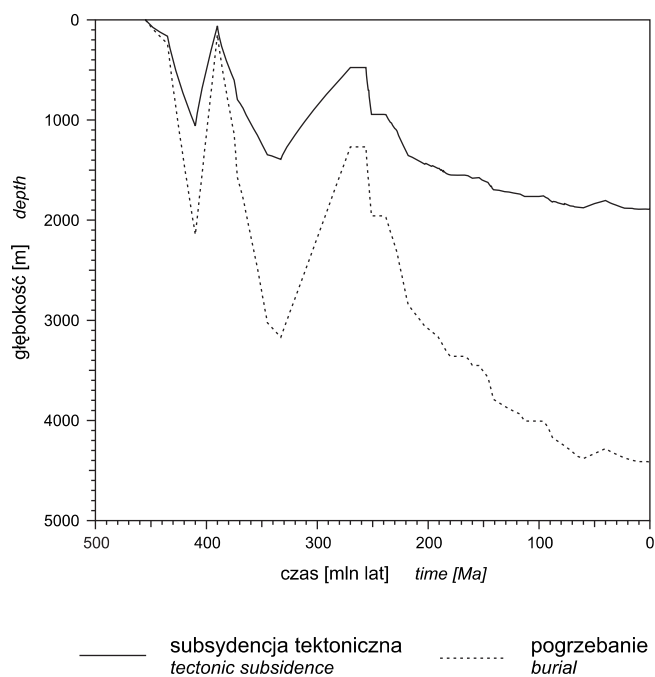


Fig. 35. Historia subsydencji tektonicznej oraz pogrzebania

Tectonic subsidence history and burial history

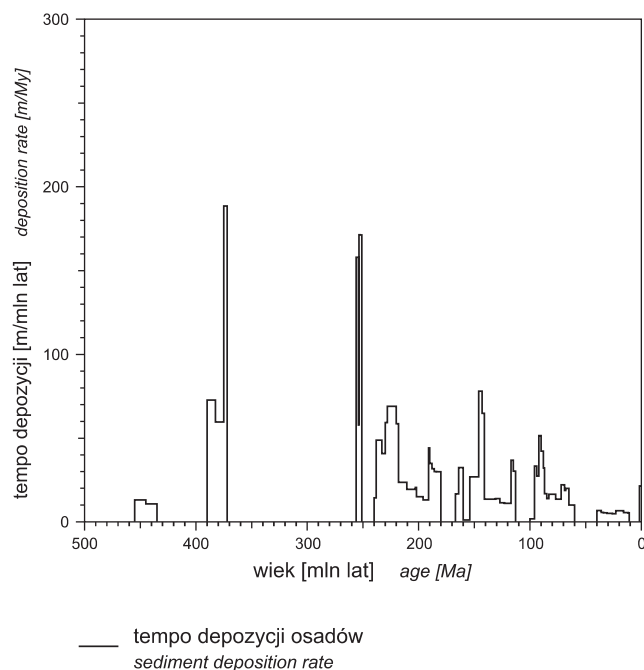


Fig. 36. Tempo depozycji osadów

Sediment deposition rate

wanymi osadami górnego dewonu oraz karbonu przypuszczać można, że proce ten kontynuował się do turneju (por. Narkiewicz i in., 1998). Tempo depozycji utworów środkowego dewonu wynosiło około 90 m/mln lat, natomiast utworów górnego dewonu mieściło się w zakresie 70–240 m/mln lat (fig. 36). W okresie od późnego karbonu do późnego permu miało miejsce tektoniczne wypiętrzanie i erozja (fig. 35).

Krzywa subsydencji tektonicznej dla późnego permu–mezozoiku ilustruje proces stopniowego spowalniania subsydencji, charakterystyczny dla basenów ryftowych (fig. 35) (Dadlez i in., 1995). Fazę aktywnej ekstensji interpretować można dla okresu od późnego permu do wczesnego triasu. Natomiast w pozostałej części mezozoiku głównym mechanizmem kontrolującym rozwój basenu była poryftowa subsydencja termiczna. Dla profilu Polskie Łąki PIG 1 słabo zaznacza się późnokredowe przyspieszenie subsydencji tektonicznej. Niemniej jednak, dla tego etapu rozwoju basenu sugerowano reżim kompresyjny (Dadlez i in., 1995).

Tempo depozycji utworów górnego permu utrzymywało się w zakresie około 200–250 m/mln lat (fig. 36). Natomiast w triasie środkowym oraz w okresie depozycji utworów kajpru wynosiło ono około 50–90 m/mln lat. W okresie depozycji utworów retyku oraz we wczesnej jurze przeważało tempo depozycji w zakresie 15–40 m/mln lat. Zbliżone tempo depozycji charakteryzuje także utwory środkowej jury z wyjątkiem skondensowanych utworów keloweju. Tempo akumulacji osadów oksfordu wynosiło około 30 m/mln lat, natomiast w kimerydzie wzrosło do około 90 m/mln lat. Pod koniec późnej jury oraz we wczesnej kredzie tempo depozycji wynosiło około 10–15 m/mln lat, z wyjątkiem barrremu, kiedy wzrosło do około 35 m/mln lat. Dla cenomanu, turonu i koniaku charakterystyczne było nieco wyższe tempo akumulacji osadów, wynoszące około 30–50 m/mln lat, zaś w pozostałej części późnej kredy przeważało tempo depozycji w zakresie 10–15 m/mln lat. Średnie tempo akumulacji osadów kenozoicznych nie przekraczało 5 m/mln lat.

ANALIZA HISTORII TERMICZNEJ

Współczesny strumień ciepły dla profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 obliczono na podstawie termogramu otworowego i wynosi on 42 mW/m². Do kalibracji modelu historii termicznej użyto 20 pomiarów refleksyjności wityritu, obejmujących odcinek profilu od retyku po karadok (fig. 37). W profilu dojrzałości termicznej zaznaczają się dwa odcinki o odmiennych jej gradientach. W obrębie utworów permskich i triasowych stwierdzono nieomal pionowy profil dojrzałości, wskazujący

na istotne znaczenie niekondukcyjnych mechanizmów transportu energii cieplnej w basenie. Natomiast w obrębie utworów dewońskich i ordowickich stwierdzono profil dojrzałości o stosunkowo wysokim jej gradientie, wskazujący na obecność zdarzenia paleotermicznego w omawianym obszarze.

Stwierdzono, że profil pomierzonej dojrzałości termicznej można wytłumaczyć przyjmując dla mezozoiku stały w czasie strumień ciepły oraz dodatkową dostawę energii cieplnej do

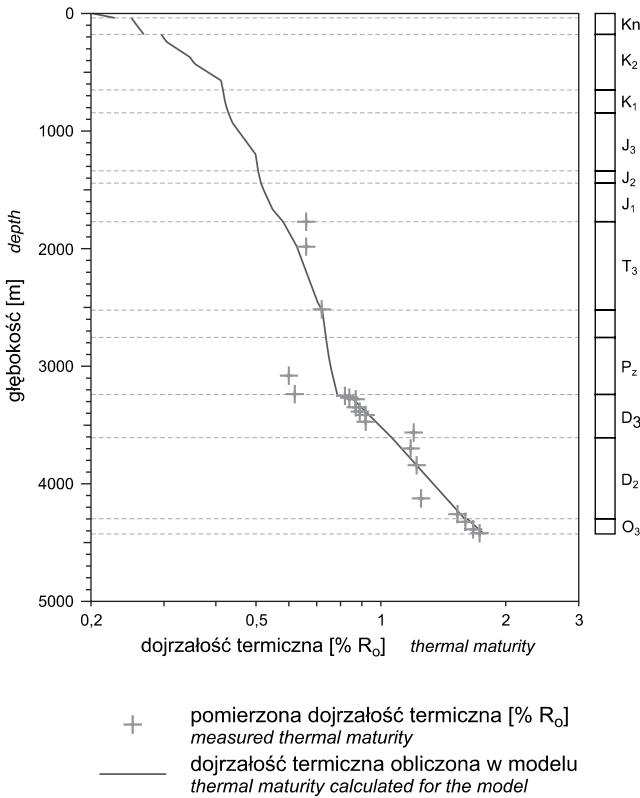


Fig. 37. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Calibration of the model with measurements of thermal maturity

kompleksu utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub paleocenie w ilości około $250 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (fig. 38). Jako potencjalny mechanizm dostarczania dodatkowej energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych wskazać można migrację gorących roztworów w obrębie tych utworów. Od obliczonego w modelu profilu dojrzałości odbiegają pomiary R_0 dla utworów cechsztyńskich, które jednak cechują się obniżoną wiarygodnością.

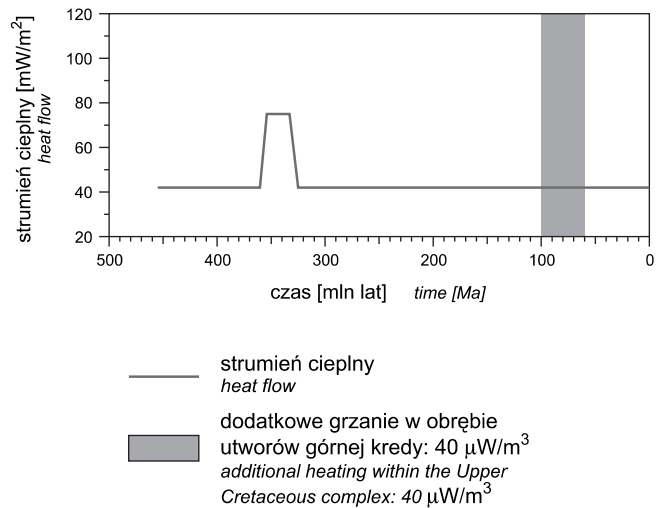


Fig. 38. Zmiany strumienia ciepłego w czasie przyjęte w modelu historii termicznej

Heat flow history adopted in the model of thermal history

Dla wytłumaczenia dojrzałości utworów dewońskich i ordowickich konieczne jest przyjęcie w modelu dodatkowego zdarzenia termicznego. Wyraża się ono karbońskim strumieniem cieplnym podwyższonym do około $75 \text{mW}/\text{m}^2$ (fig. 38). Ponadto w modelu tym, dla osiągnięcia zakresu pomierzonej dojrzałości konieczne jest przyjęcie dodatkowego nadkładu utworów górnego dewonu i karbonu o miąższości około 1900 m, zerodowanego przed późnym permem.