Paweł KOSAKOWSKI

REKONSTRUKCJA HISTORII POGRĄŻANIA, EWOLUCJI TERMICZNEJ ORAZ ROZWOJU DOJRZAŁOŚCI MATERII ORGANICZNEJ

METODYKA MODELOWAŃ

W profilu stratygraficznym odwiertu Nowa Rola P 9 wyróżniono utwory od permu, poprzez trias i paleogen po neogen oraz czwartorzęd (Gospodarczyk i in., 1979; Bobiński i in., 2007). Profil triasu został obecnie zweryfikowany (Becker i in., ten tom). Dla wyróżnionego profilu osadowego wykonano rekonstrukcję historii pogrzebania z analizą rozwoju dojrzałości termicznej materii organicznej oraz analizę ewolucji termicznej tej części basenu sedymentacyjnego. Rekonstrukcję w tym otworze przeprowadzono przy użyciu techniki jednowymiarowych modelowań z wykorzystaniem programu BasinMod® 1-D firmy Platte River (BMRM, 2006). Do modelowania zdefiniowano miąższość, litologie i wiek stratygraficzny poszczególnych horyzontów wyróżnionych w profilu Nowa Rola P 9. Dla poszczególnych jednostek stratygraficznych, w bibliotece programu utworzono wydzielenia litologiczne, dla których przyjęto odpowiednie proporcje między podstawowymi składnikami litologicznymi, a następnie wyliczano dla nich wartości parametrów petrofizycznych. W rekonstrukcji pogrążania uwzględniono poprawkę na dekompakcję z zastosowaniem, w zależności od litologii utworów osadowych w odwiercie, algorytmów Baldwina i Butlera (1985), Sclatera i Christiego (1980) oraz Falveya i Middletona (1981). Miąższości zerodowanych części profilu rekonstruowano w procedurze modelowań dojrzałości termicznej, tj. szacowano je na podstawie ekstrapolacji trendu dojrzałości termicznej i dopasowaniu do wartości pomierzonych. Modelowania dojrzałości prowadzono metodą *forward*, tj. zakładano stan wyjściowy i definiowano rodzaj procesu geologicznego, a następnie wyliczano jego rezultat dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między dojrzałością wyliczoną a pomierzoną, procedurę powtarzano, przy założeniu innych parametrów modelu, aż do osiągnięcia zadowalającej jego kalibracji. Dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). Do kalibracji słuszności założeń w modelu pogrążeniowo-termicznym wykorzystano wyniki pomiarów temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval (Merta, 1995; Bechtel i in., 2000; Speczik i in., 2003a; Oszczepalski, Speczik, 2009; Massalska, ten tom; Oszczepalski, ten tom), pojedyncze archiwalne pomiary refleksyjności witrynitu (Merta, 1995; Swadowska, 1985; Speczik i in., 2003a; Bechtel i in., 2000) oraz publikowane materiały o charakterze regionalnym (Majorowicz, 1978; Marek, Pajchlowa, 1998; Karnkowski, 1999, 2000; Majorowicz i in., 2002; Markiewicz i in., 2005). W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono współczesny reżim cieplny oraz zmiany średniej temperatury powierzchniowej w zależności od pozycji geograficznej analizowanego obszaru w czasie geologicznym (Wygrala, 1989; Yalcin i in., 1997). Wszystkim wydzieleniom stratygraficznym przyporządkowano wieki liczbowe stosując tabelę stratygraficzną Cohena i innych (2013).

WYNIKI MODELOWANIA

Otwór wiertniczy Nowa Rola P 9 zlokalizowany jest na obszarze perykliny Żar. Obszar ten charakteryzuje się znaczną niekompletnością stratygraficzną (Marek, Pajchlowa, 1997), którą można również obserwować w modelowanym otworze (Becker, ten tom). Ta niekompletność jest wynikiem alpejskiej aktywności tektonicznej bloku przedsudeckiego oraz obszaru zachodniej części monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej.

W procedurze tworzenia modelu termiczno-erozyjnego i jego kalibracji ta niekompletność stwarza trudności w odtworzeniu pierwotnych miąższości wypełnienia osadowego oraz śródformacyjnej erozji.

W tworzeniu modelu pogrążeniowo-termicznego w zakresie ewolucji geologicznej obszaru monokliny przedsudeckiej wykorzystano wcześniejsze, publikowane prace, w szczególności Peryta (1978b), Bałazińskiej i Bossowskiego (1979), Wierzchowskiej-Kicułowej (1984), Peryta i Kasprzyk (1992), Wagnera (1997) i Karnkowskiego (1999), a w zakresie rekonstrukcji ewolucji termicznej regionalne prace m.in. Majorowicza (1978), Majorowicza i in. (2002), Hajtę (2006a), Szewczyka i Gientkę (2009), Majorowica i Wybrańca (2011).

KALIBRACJA MODELU

Do kalibracji modelu termiczno-pogrążeniowego otworu Nowa Rola P 9 wykorzystano wyniki pomiarów temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval (Massalska, ten tom) oraz archiwalne wyniki pomiarów refleksyjności witrynitu (Swadowska, 1985; Merta, 1995; Speczik i in., 2003a). Do kalibracji wykorzystano również archiwalne wyniki badań

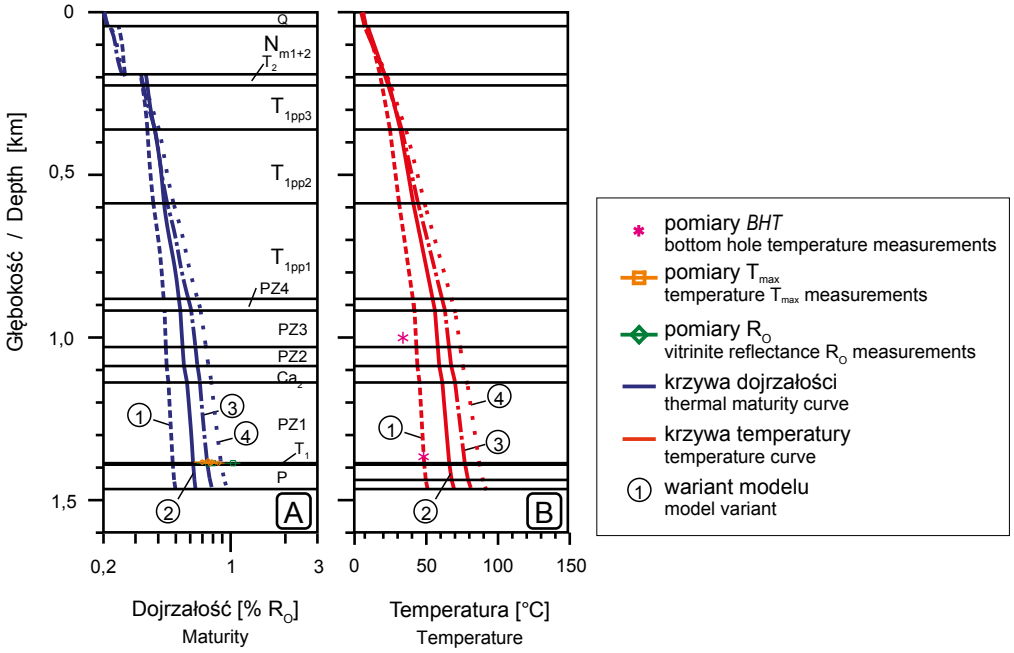


Fig. 43. Kalibracja modelu historii termicznej z pomiarami dojrzałości termicznej w otworze Nowa Rola P 9

Objaśnienia modeli termicznych w tekście

Calibration of the thermal history model with thermal maturity measurements in the Nowa Rola P 9 borehole

Explanations of thermal models in text

geochemicznych z innych otworów wiertniczych obszaru badań (Kotarba, red., 2000, 2009, Kotarba i in., 2006). Znaczna niekompletność profilu stratygraficznego otworu Nowa Rola P 9 oraz niewielkie zawartości materii organicznej spowodowały, że ilość danych kalibracyjnych oraz ich ograniczony przedział głębokościowo-stratygraficzny (1055,4–1386,9 m, perm górny), wymusiły konieczność wykonania modelu wielowariantowego, uwzględniającego trendy regionalne.

W kalibracji modelu, gęstość współczesnego strumienia cieplnego jest elementem wyjściowym do rozważań na temat jego zmian w czasie ewolucji geologicznej basenu. Publikowane regionalne rozkłady współczesnego pola termicznego na rozważanym obszarze różnią się w ocenie wielkości strumienia cieplnego w obszarze objętym badaniami (Majorowicz i in., 2002). Część autorów, szczególnie opracowań starszych, podaje względnie niskie wartości wielkości strumienia cieplnego, rzędu 45–50 mW/m^2 (Karnkowski, 1999, 2000), 50–55 mW/m^2 (Gordienko, Zavgorodnyaya, 1996), do 75–80 mW/m^2 (Plewa, 1994). Uzyskane później wartości dla wielkości strumienia cieplnego na omawianym obszarze są zdecydowanie wyższe, np. Hajto (2006a) sugeruje 85–90 mW/m^2, a Szewczyk i Gientka (2009) nawet 95–100 mW/m^2.

Znaczna rozpiętość w wielkość strumienia cieplnego narzuciła w kalibracji modelu numerycznego konieczność zastosowania różnych modeli termiczno-erozyjnych. Kalibrację wykonano dla czterech modeli ze współczesnym strumieniem cieplnym, od wartości najniższej – 57 mW/m^2, poprzez 80 i 90 mW/m^2 do maksymalnej – 105 mW/m^2 (fig. 43A). W procedurze kalibracji wykorzystano model ze stałą wielkością strumienia cieplnego, równą współczesnej. Niektórzy badacze m.in. Karnkowski (2000) czy Kotarba i in., (2006), sugerują obniżoną wielkość strumienia cieplnego w przedziale stratygraficznym mezozoiku, ale brak wystarczającej ilości danych kalibracyjnych oraz ich duża rozbieżność nie uzasadnia zastosowania modelu ze zmienną wielkością strumienia cieplnego.

Do rekonstrukcji modelu ewolucji strumienia cieplnego wykorzystano również mapy temperatur wgłębnych Jaworskiego (1987, 1988a, b) i Hajty (2006b, c, d) oraz wyniki profilowań temperatury w otworze (Węgliński, ten tom).

Po analizie otrzymanych wyników rozkładu krzywych kalibracyjnych do pomierzonych wartości dojrzałości termicznej materii organicznej T_{max} i R_O i rozkładu regionalnego dojrzałości materii organicznej, najwierniejsze dopasowanie uzyskano dla wartości strumienia cieplnego wynoszącego 90 mW/m^2 (fig. 43A, krzywa 3). Nieco zawyżoną modelowaną dojrzałość uzyskano dla wartości współczesnego strumienia cieplnego wynoszącej 105 mW/m^2 (fig. 43A, krzywa 4), a w modelach przy niższych wartościach strumienia – 57 i 80 mW/m^2, dojrzałość materii organicznej jest wyraźnie niedoszacowana (fig. 43A, krzywe 1 i 2). Odmienną sytuację obserwuje się w modelu kalibrowanym rozkładem temperatur. Tutaj najlepsze dopasowanie wykazuje model przy najniższej wartości strumienia – 57 mW/m^2 (fig. 43B, krzywa 1). Mapa temperatur na głębokości 1000 m p.p.t., prezentowana przez Hajtę (Hajto, 2006e), wskazuje, że w omawianym obszarze temperatura jest rzędu 40–45°C, a przy najlepiej dopasowanym modelu – 90 mW/m^2, dla głębokości 1000 m p.p.t. uzyskano temperaturę ok. 70°C (fig. 43B, krzywa 3), zaś przy modelach 80 i 105 mW/m^2 temperatury są rzędu, odpowiednio, 60 i 80°C (fig. 43B, krzywa 2 i 4). Podobne rozbieżności obserwujemy dla rozkładu temperatur w stropach przewierco-

nych kompleksów stratygraficznych – czerwonego spągowca, dolomitu głównego i triasu dolnego (Jaworski, 1987, 1988a; Hajto, 2006d, c).

Ze względu na tak znaczącą rozbieżność kalibracyjną do szczegółowej analizy rozwoju termicznego i dojrzałości materii organicznej przyjęto dwa modele:

– model I – o najlepszym dopasowaniu wielkości strumienia cieplnego – 90 mW/m^2,
– model II – o najlepszym dopasowaniu do temperatur wgłębnych – 57 mW/m^2.

Ze względu na obecność w profilu otworu luki stratygraficznej, od triasu środkowego do paleogenu, przetestowano w modelowaniach różne warianty stopnia erozji. Do odtworzenia paleomiąższości brakujących w profilu ogniw stratygraficznych wykorzystano pracę pod redakcją Marka i Pajchlowej (1997).

W modelach o najlepszym dopasowaniu krzywej dojrzałości założono następujące miąższości erozyjnie usuniętych utworów triasu środkowego i górnego – 250 m, jury środkowej – 100 m, jury górnej – 50 m i górnej kredy – 450 m (fig. 44). Uwzględniono w tym późnotriasowo-wczesnojurajską erozję osadów triasu, erozję wczesnokredową utworów jury oraz erozję pokredową, w wyniku której zostały całkowicie usunięte utwory kredowe (fig. 44). Uzyskany model nie jest unikatowy, tzn. są możliwe inne jego warianty.

ANALIZA SUBSYDENCJI I TEMPA DEPOZYCJI

Najstarszymi utworami w otworze Nowa Rola P 9 są nierozdzielone utwory permo-karbonu (Kiersnowski i in., ten tom), reprezentowane przez zlepieńce i piaskowce z przewarstwieniami iłowców i melafirami i porfirytami w spągu. Skały wulkaniczne zostały nawiercone na głębokości 1391,18–1466,00 m (fig. 44). Na nich bezpośrednio zalega około 50 m miąższości kompleks piaskowców czerwonego spągowca i kilkumetrowy białego spągowca. Profil paleozoiku w otworze kończy 510 m ewaporatów i węglanów permu górnego. Profil mezozoiku jest silnie zredukowany, tworzy go jedynie ponad 650 m miąższości kompleks piaskowców i iłowców z wapieniami i marglami triasu dolnego oraz wapienie ilaste, margle i iłowce triasu środkowego o miąższości 34,3 m (fig. 44). Profil osadowy w otworze Nowa Rola P 9 zamykają utwory miocenu dolnego i środkowego oraz plejstocenu. Występująca luka stratygraficzna została zrekonstruowana w oparciu o dostępne dane literaturowe, m.in. na podstawie map paleogeograficznych i paleomiąższościowych z opracowania Marka i Pajcholwej (1997) oraz skalibrowany model termiczno-pogrążeniowy.

Zrekonstruowana krzywa subsydencji tektonicznej wskazuje na bardzo szybkie tempo pogrążania (fig. 45) i wysokie, a nawet bardzo wysokie tempo depozycji, do około 500 m/mln lat w permie i ponad 200 m/mln lat w triasie dolnym (fig. 46). Tak wysokie tempo depozycji jest charakterystyczne dla basenu permskiego. W triasie środkowym i górnym, zerodowanych w późnym triasie i wczesnej jurze, nastąpił spadek szybkości subsydencji, a tempo depozycji w tym przedziale czasowym wynosi poniżej 20 m/mln lat (fig. 45 i 46). Podobnie w jurze środkowej i górnej oraz kredzie górnej, paleogenie i wczesnym neogenie, tempo depozycji było niewielkie, również poniżej 20 m/mln lat. Okresy pogrążania były przerywane okresami wypiętrzania i erozji, trwającymi do miocenu (fig. 46).

HISTORIA POGRZEBANIA I EWOLUCJA TERMICZNA

Model historii pogrążania osadów i ewolucji termicznej w otworze Nowa Rola P 9 został odtworzony od najstarszych utworów rozpoczynających profil osadowy, nierozdzielonych utworów permo-karbonu (fig. 44). Utwory te reprezentują stropowe partie tych utworów i brak jest informacji o ich sumarycznej miąższości i tempie depozycji, niemniej początek depozycji został umownie zdefiniowany na 300 mln lat. Ponieważ kompleks permsko-karboński czasowy nie wpłynął na przyrost dojrzałości materii organicznej w permie górnym, ten przedział czasowy został pominięty w szczegółowej analizie historii pogrzebania.

Kolejny cykl sedymentacyjny, zainicjowany depozycją ewaporatów permu górnego charakteryzował się intensywnym, ale zmiennym przyrostem głębokości. W modelu I głębokość pogrążenia na koniec depozycji utworów cechszyńskich przekroczyła 900 m (fig. 44 i 45). Duże, ale malejące tempo depozycji i przyrost głębokości były kontynuowane w triasie. Głębokość pogrążenia na koniec permsko-triasowego etapu rozwoju wyniosła około 1600 m (fig. 44 i 45). Uzyskane w procesie pogrążenia maksymalne paleotemperatury zależą od przyjętego modelu termiczno-pogrążeniowego. Paleotemperatura w spągu cechsztynu przekroczyła 90°C, co oznacza otwarcie tzw. „okna ropnego" (fig. 44A i 47, krzywa 1), czyli początku zmian termogenicznych materii organicznej obecnej w profilu osadowym. Wzrost pogrążenia wynikający z depozycji utworów triasu, a tym samym wzrost paleotemperatur powodował wzrost dojrzałości materii organicznej do około 0,7% R_O, czyli końca fazy wczesnej „okna ropnego" (fig. 47).

Przy założeniach modelu II, opartego o rozkład temperatur, nie obserwuje się inicjacji fazy przemian termogenicznych (fig. 47, krzywa 2). Inwersja z przełomu triasu i jury przerywa proces pogrążania i przyrostu temperatur oraz przyrostu dojrzałości materii organicznej. Kolejny impuls to depozycja niewielkiej miąższości utworów jury środkowej i górnej, zakończona kolejnym okresem wypiętrzenia i erozji. Maksymalne głębokości pogrążenia i temperatury oraz dojrzałość termiczna materii organicznej nie przekroczyły tych z końca triasu. Spąg utworów permu górnego osiągnął z początkiem późnej jury głębokość pogrążenia około 1400 m i temperaturę powyżej 70°C (fig. 44). Okres wczesnej kredy został zdefiniowany jako okres hiatusu. Kolejny impuls intensywnej depozycji i pogrążania to późna kreda. W tym etapie rozwoju procesów pogrążenia i przyrostu temperatur w profilu otworu obserwujemy maksymalne głębokości pogrążenia, wynoszące 1700 m dla spągu utworów permu górnego i temperatury poniżej 90°C (fig. 44). Erozja późnokredowa i wczesnopaleogeńska przerywają okres pogrążania i wypiętrza utwory permsko-mezozoiczne o 450 m, tj. o wielkość przyjętej erozji.

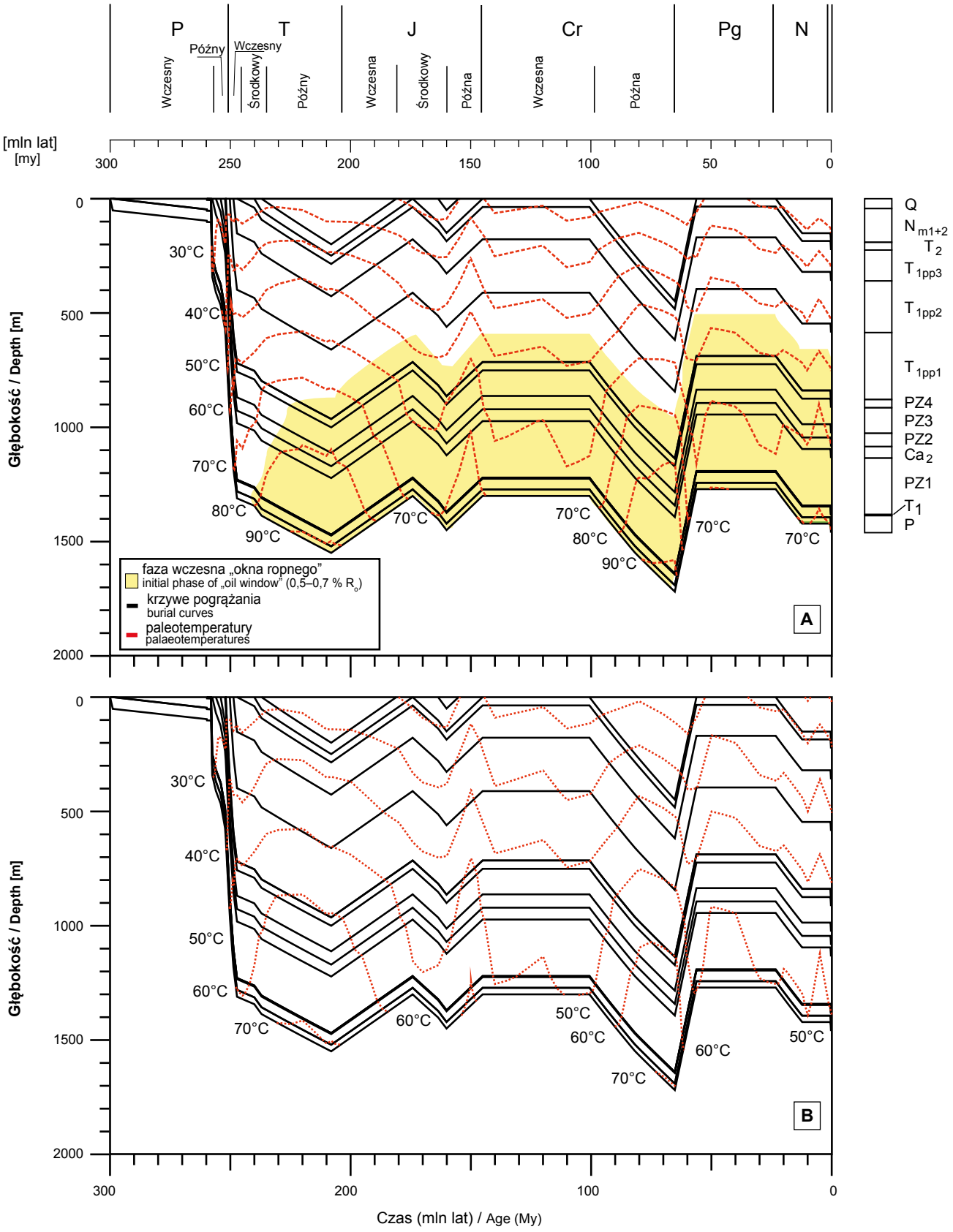


Fig. 44. Krzywe pogrążania wyróżnionych poziomów profilu osadowego w otworze Nowa Rola P 9 z przedziałami dojrzałości termicznej dla (A) modelu termicznego I – 90 mW/m², (B) modelu termicznego II – 57 mW/m²

Burial history and thermal evolution plot of the Nowa Rola P 9 borehole with thermal maturity zones for (A) thermal model I – 90 mW/m², (B) thermal model II – 57 mW/m²

Etap kenozoiczny to okres umiarkowanej depozycji. Pomimo przyrostu głębokości pogrążenia nie przekracza ona tej z końca depozycji triasu i jury, a uzyskana paleotemperatura przekroczyła jedynie 70°C. Maksymalna modelowana dojrzałość górnopermskiej materii organicznej nieznacznie wzrosła, nie przekraczając jednak fazy wczesnej „okna ropnego", czyli 0,7% R_O i nie odbiega znacznie od określonych pomiarami maksymalnych wartości refleksyjności autogenicznego witrynitu 0,75–0,98% R_O (Speczik i in., 2003a; Kotarba, red., 2009; Oszczepalski, ten tom), co potwierdza słuszność założeń przyjętego modelu termiczno-pogrążeniowego.

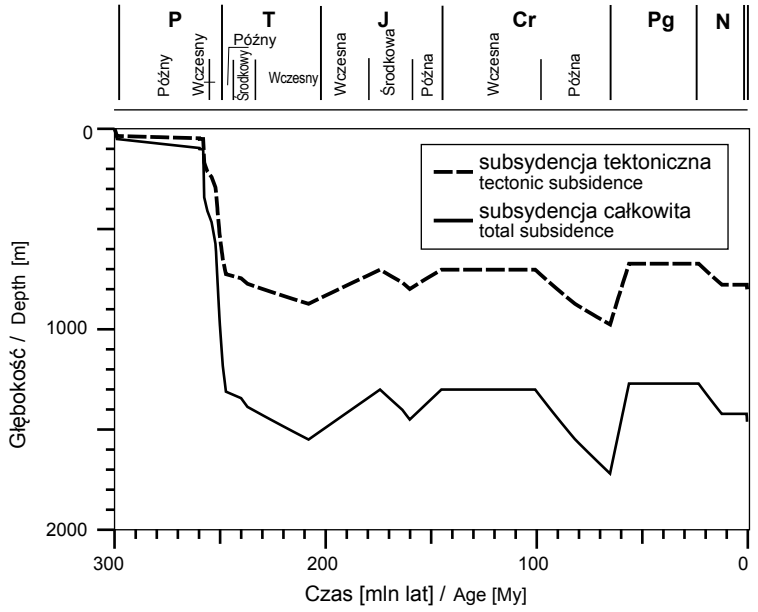


Fig. 45. Krzywa pogrążenia dla nierozdzielonych utworów permo-karbonu i subsydencji tektonicznej dla profilu otworu Nowa Rola P 9.

P1 – perm dolny, P2 – perm górny, T1 – trias dolny, T2 – trias środkowy, Pa – paleogen, N – neogen, Q – czwartorzęd

Burial history of the Permian-Carboniferous (undivided) sediments and tectonic subsidence for the section of Nowa Rola P 9 borehole.

P1 – Lower Permian, P2 – Upper Permian , T1 – Lower Triassic, T2 – Middle Triassic, Pa – Paleogene, N – Neogene, Q – Quaternary

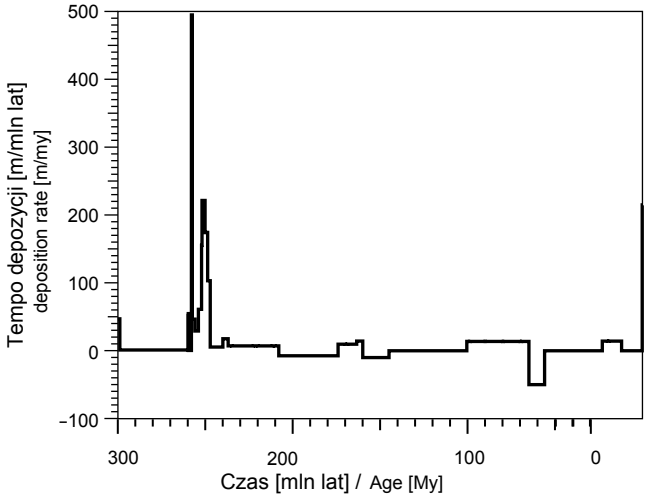


Fig. 46. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu Nowa Rola P 9

Sediment deposition rate for the section of Nowa Rola P 9 borehole

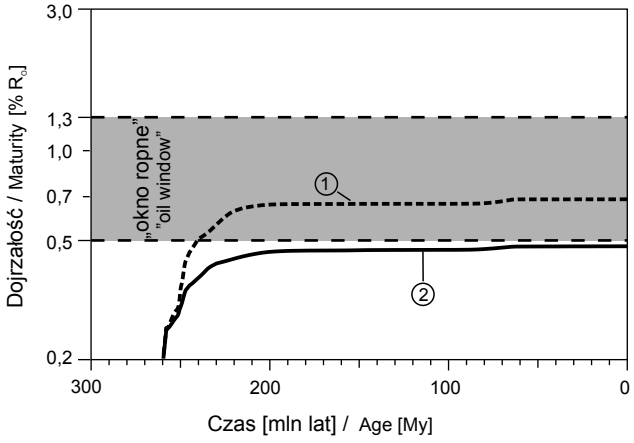


Fig. 47. Ewolucja dojrzałości termicznej kerogenu w utworach permu górnego otworu Nowa Rola P 9 w warunkach modelu termicznego I (krzywa 1) i II (krzywa 2)

Thermal evolution of organic matter in the Upper Permian horizon of the Nowa Rola P 9 borehole for thermal model I