WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Andrzej GŁUSZYŃSKI

INTERPRETACJA PROFILU SEJSMICZNEGO

Otwór wiertniczy Unisław IG 1 jest zlokalizowany w obrębie synklinorium brzeżnego, niedaleko od północno-wschodniej krawędzi antyklinorium środkowopolskiego, a w planie głębszym (podpermskim) – w strefie granicznej (strefa Teisseyre'a-Tornquista) między prekambryjską platformą wschodnioeuropejską a paleozoiczną platformą zachodnioeuropejską (por. Pożaryski, 1974; Żelaźniewicz i in., 2011). W latach 2011–2012 w rejonie otworu Unisław IG 1 wykonano zdjęcie sejsmiczne 2D, w którego ramach pomierzono między innymi profil sejsmiczny FX228211x1 (fig. 30), przechodzący przez omawiany otwór. Profil został udostępniony do celów niniejszego opracowania przez Orlen Upstream Sp. z o.o. Zapis sejsmiczny na tym profilu ujawnia dość złożoną budowę geologiczną, obejmującą dwa piętra strukturalne: paleozoiczno-dolnopermskie oraz górnopermsko-mezozoiczne, dla których powierzchnią graniczną jest spąg cechsztynu (fig. 30).

Utwory piętra paleozoiczno-dolnopermskiego są pocięte uskokami o przeważającym kierunku NW–SE, zgodnym z przebiegiem strefy T-T. Dyslokacjom tym towarzyszą uskoki poprzeczne, o przebiegu NE–SW (niewidoczne na omawianym profilu sejsmicznym), dzielące podłoże paleozoiczne na szereg pochylonych i zrotowanych bloków tektonicznych. Nie można wykluczyć, że utwory dewońskie w centralnej części profilu są ujęte w łagodny wielkopromienny fałd, który powstał jeszcze przed depozycją osadów czerwonego spągowca. Zapis sejsmiczny wskazuje, że dyslokacje podłoża podcechsztyńskiego wygasają ku górze w spągu utworów cechsztynu (fig. 30).

Obecność licznych bloków tektonicznych w podłożu podcechsztyńskim stanowi o jego perspektywiczności pod względem prawdopodobnej obecności pułapek strukturalnych na węglowodory. Pomimo stwierdzonego niskiego nasycenia węglowodorami przedcechsztyńskich skał paleozoicznych w profilu otworu Unisław IG 1 nie można wykluczyć obecności komercyjnych akumulacji węglowodorów w potencjalnych pułapkach znajdujących się w sąsiednich blokach.

Uskok Chełmży (nazwany tak do celów niniejszego opracowania), rozcinający podcechsztyńskie podłoże w rejonie otworów Unisław IG 2 i Chełmża 1, może stanowić północno-wschodnią granicę występowania utworów dewońskich oraz przykrywających je utworów czerwonego spągowca (fig. 30). W północno-wschodnim skrzydle tego uskoku na powierzchni podcechsztyńskiej mogą odsłaniać się utwory ordowicko-sylurskie. Nie można jednak wykluczyć obecności tam osadów górnego paleozoiku, jednak niska jakość danych sejsmicznych nie pozwala na wiarygodną interpretację strukturalną podłoża podcechsztyńskiego.

Słaby zapis sejsmiczny poniżej utworów cechsztynu również w południowo-zachodniej części profilu sejsmicznego sprawia, że zaproponowana interpretacja, w której zasugerowano obecność osadów karbońskich, jest jednie jednym z możliwych rozwiązań (fig. 30).

W górnopermsko-mezozoicznym piętrze strukturalnym rozpoznano szereg uskoków normalnych o geometrii (przynajmniej częściowo) listrycznej i zrzuconych skrzydłach południowo-zachodnich. Uskoki te są zakorzenione w solach cechsztyńskich (prawdopodobnie w solach cyklotemu PZ2) (fig. 30). Uskoki obserwowane w tym piętrze strukturalnym, podobnie jak dyslokacje w podłożu podcechsztyńskim, wykazują rozciągłość NW–SE. Głównym powierzchniom uskokowym towarzyszą sprzężone z nimi antytetyczne i syntetyczne uskoki niższego rzędu (fig. 30). Powstanie systemu uskoków normalnych jest związane z ekstensyjnym rozwojem basenu polskiego i nachylaniem się podłoża tej części basenu ku południowemu zachodowi oraz zachodzącą równocześnie halotektoniką.

Zwiększona miąższość profilu cechsztynu w skrajnie południowo-zachodniej części profilu sejsmicznego jest związana z obecnością dużej poduszki solnej o przebiegu NW–SE, rozciągającej się od Kamienia Krajeńskiego do Torunia (Dadlez, 1998). Widoczna na profilu sejsmicznym zwiększona miąższość osadów w obniżonych (stropowych) skrzydłach uskoków normalnych oraz geometria depozycyjna osadów wskazują na synsedymentacyjną aktywność sieci uskokowej (fig. 30). Zaobserwować można zróżnicowanie czasu zakończenia aktywności tektonicznej poszczególnych uskoków. Dyslokacje znajdujące się w pobliżu otworu Unisław IG 1 (w częściach południowo-zachodniej i środkowej profilu sejsmicznego) były aktywne od triasu do środkowej jury, natomiast uskoki widoczne w północno-

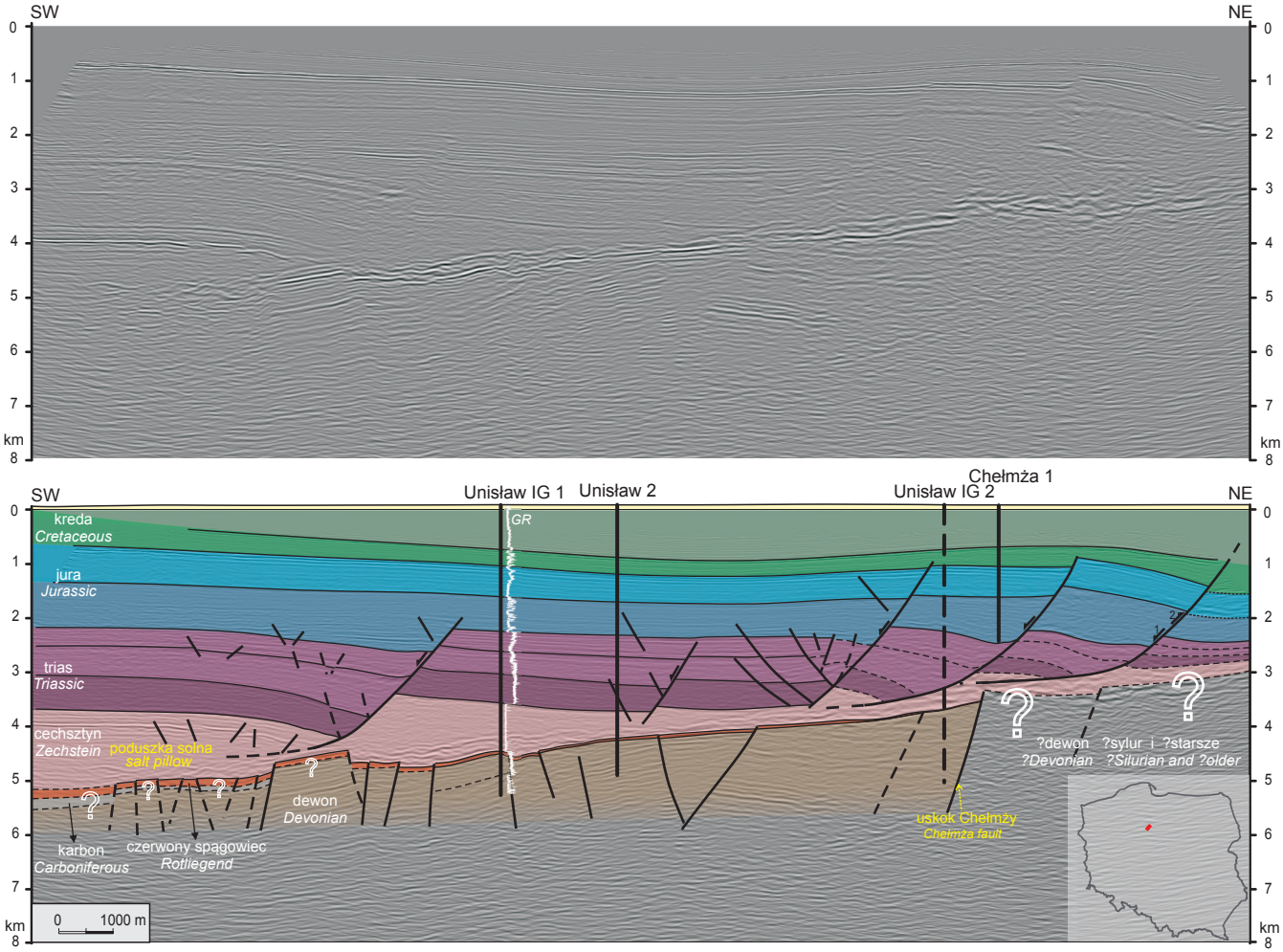

Fig. 30. Interpretacja profilu sejsmicznego FX228211x1

Seismic interpretation of section FX228211x1

-wschodniej części profilu funkcjonowały jako synsedymentacyjne uskoki normalne również jeszcze we wczesnej kredzie (fig. 30).

Efekty inwersji basenu z przełomu późnej kredy i paleogenu (Krzywiec, 2002; Krzywiec i in., 2003) zaznaczają się wyraźnie w północno-wschodniej części analizowanego profilu sejsmicznego, gdzie uskok listryczny o pierwotnie normalnym charakterze (od środkowego triasu do dolnej kredy) uległ inwersji i podczas ?późnej kredy funkcjonował jako uskok odwrócony. W efekcie inwersji osady mezozoiczne znajdujące się ponad tym uskokiem utworzyły antyklinę o przebiegu NW–SE (fig. 30). Przejawy inwersji basenu w omawianym regionie są znacznie lepiej widoczne na sąsiednich profilach sejsmicznych sięgających dalej ku północnemu wschodowi (np. Krzywiec, 2006).

Serdeczne podziękowania autor kieruje do firmy Orlen Upstream Sp z o.o. za udostępnienie profilu sejsmicznego oraz do panów Pawła Aleksandrowskiego i Romana Piotrowskiego za cenne wskazówki dotyczące interpretacji.

Ireneusz DYRKA

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI ORAZ MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

WSTĘP I METODY BADAŃ

Dla profilu otworu wiertniczego Unisław IG 1 przeprowadzono analizę tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania. Modelowania w wariancie jednowymiarowym (1D) wykonano za pomocą programu PetroMod 1-D firmy Schlumberger. Do modelowania wykorzystano takie dane wejściowe, jak: stratygrafia, litologia, miąższość jednostek wydzielonych w profilu oraz parametry petrofizyczne skał. Każdej jednostce stratygraficznej przypisano wiek bezwzględny na podstawie danych Gradsteina i in. (2012). Modelowania przeprowadzono metodą wprost (ang. *forward modelling*), w której założono stan wyjściowy systemu oraz określony proces, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego
rozkładu stopnia dojrzałości termicznej w profilu otworu. W przypadku niezgodności między dojrzałością obliczoną a pomierzoną w profilu otworu procedura była powtarzana aż do optymalnej kalibracji modelu. Analizowano również inne modele o podobnej kalibracji. Dojrzałość termiczną materii organicznej obliczono za pomocą algorytmu opracowanego przez Sweeneya i Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii pogrążania zastosowano poprawkę na dekompakcję. W procedurze dekompakcji uwzględniono parametry petrofizyczne skał – współczynniki kompakcji i porowatość pierwotną utworów. Parametry te były przyjmowane dla poszczególnych typów litologicznych w miarę dostępnych danych publikowanych lub z biblioteki programu. W procedurze odtwarzania historii termicznej i warunków pogrzebania rekonstruowano miąższości zerodowanych fragmentów profili litostratygraficznych. Dotyczyło to zwłaszcza erozji części utworów dewonu górnego oraz karbonu (missisipu). Miąższości zerodowanych utworów określono na podstawie ekstrapolacji miąższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach oraz przez kalibrację profili dojrzałości termicznej, pomierzonej i obliczonej. Kalibrację modeli historii termicznej przeprowadzono głównie na podstawie średniej wartości refleksyjności witrynitu i macerałów witrynitopodobnych (% R_o), określonych w próbkach z utworów od dewonu (fran i famen) do permu (cechsztynu) (Grotek, 2018 – ten tom). W modelowaniach uwzględniono dane charakteryzujące współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009), czyli pomiary temperatury w otworach wiertniczych, przewodność cieplną szkieletu ziarnowego oraz pomiary gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego. Ponadto w modelowaniach uwzględniono zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (Wygrala, 1989), której wartości znajdowały się w bibliotece programu.

W strefie lokalizacji otworu Unisław IG 1 występują nałożone na siebie utwory trzech basenów sedymentacyjnych. Pierwszym z nich jest basen dolnopaleozoiczny, nieudokumentowany wiertniczo przez otwór Unisław IG 1, drugi stanowi basen dewońsko-karboński (południowa część pomorskiego basenu dewońsko-karbońskiego), natomiast trzecim jest permsko-mezozoiczny basen polski. Baseny te w skali czasu geologicznego różnią się ramami geometrycznymi, mechanizmami subsydencji oraz tempem depozycji osadów.

Na tym obszarze prace w zakresie analizy tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania zostały wykonane między innymi przez: Narkiewicza i in. (1998), Karnkowskiego (1999), Poprawę i Grotek (2004), Poprawę i in. (2011) oraz Poprawę (2011, 2012). Wyniki tych prac posłużyły jako baza porównawcza doprowadzonych analiz odtwarzania warunków pogrzebania i historii termicznej dla profilu otworu Unisław IG 1.

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI

Najstarszymi utworami w profilu otworu Unisław IG 1 są klastyczno-węglanowe utwory dewonu środkowego (żywetu). Jako, że utwory te nie zostały w całości przewiercone, niemożliwe było ustalenie dla nich w miarę wiarygodnego tempa depozycji. Nad nimi zalegają również utwory klastyczno-węglanowe dewonu górnego (franu i famenu). Tempo depozycji tych utworów było umiarkowanie wysokie i wynosiło ok. 42–48 m/mln lat (fig. 31). Od środkowego dewonu rozpoczął się rozwój pomorskiego basenu dewońsko-karbońskiego na tym obszarze. Charakter subsydencji był zbliżony do indykatywnych dla reżimu ekstensyjnego, po którym nastąpiła faza subsydencji termicznej (Poprawa, 2011). Taki rozwój subsydencji interpretowano jako efekt ekstensji w waryscyjskim basenie załukowym (Narkiewicz i in., 1998).

Dla karbonu nie analizowano tempa depozycji materiału osadowego, gdyż utwory tego wieku nie występują w profilu otworu Unisław IG 1. Zostały one prawdopodobnie w całości zerodowane w późnym karbonie i we wczesnym permie. Erozja ta była wynikiem tektonicznego wypiętrzenia basenu, które wiązało się z kompresyjnym oddziaływaniem orogenu waryscyjskiego na płytę przedpola (Poprawa, 2011).

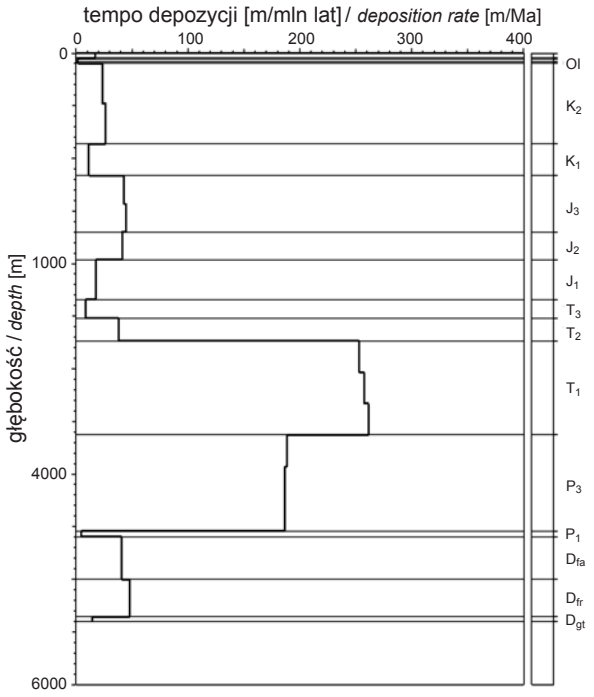

Fig. 31 Tempo depozycji osadów dla profilu otworu Unisław IG 1

Stratygrafia: Ol – oligocen; K_2 – kreda górna; K_1 – kreda dolna; J_3 – jura górna; J_2 – jura środkowa; J_1 – jura dolna; T_3 – trias górny; T_2 – trias środkowy; T_1 – trias dolny; P_3 – perm górny; P_1 – perm dolny; D_{fm} – dewon, famen; D_{fr} – dewon, fran; Dgt – dewon, żywet

Sediment deposition rate for the Unisław IG 1 borehole

Stratigraphy: Ol – Oligocene; K_2 – Upper Cretaceous; K_1 – Lower Cretaceous; J_3 – Upper Jurassic; J_2 – Middle Jurassic; J_1 – Lower Jurassic; T_3 – Upper Triassic; T_2 – Middle Triassic; T_1 – Lower Triassic; P_3 – Upper Permian; P_1 – Lower Permian; D_{fm} – Devonian, Famennian; D_{fa} – Devonian, Frasnian; D_{gt} – Devonian, Givetian

Z początkiem późnego permu w okresie sedymentacji klastycznych utworów czerwonego spągowca tempo sedymentacji było niewielkie i wynosiło zaledwie ok. 6 m/mln lat. W cechsztynie natomiast obserwuje się wyraźny wzrost tempa depozycji utworów węglanowo-ewaporatowych, które wynosiło ok. 186–190 m/mln lat. We wczesnym triasie tempo depozycji utworów klastycznych nadal utrzymywało się na wysokim poziomie, a nawet wzrosło i wyniosło ok. 252–262 m/mln lat. Tak wyraźny wzrost sedymentacji osadu jest związany ze zdarzeniem tektonicznym charakteryzującym się fazą gwałtownej subsydencji w późnym permie i wczesnym triasie, po której nastąpił okres spowolnienia w mezozoiku – z fazą ryftowania w basenie polskim (Dadlez i in., 1995). Główną fazę ekstensji synryftowej można utożsamiać z fazą szybkiej subsydencji w późnym permie i wczesnym triasie, a następujące spowolnienie subsydencji można interpretować jako wyraz poryftowej subsydencji termicznej (Poprawa, 2011).

W dalszej części mezozoiku począwszy od triasu środkowego nastąpiło znaczące spowolnienie tempa sedymentacji osadów, co jak już wspomniano, było związane z poryftową subsydencją termiczną. W środkowym triasie wynosiło ono ok. 38 m/mln lat, a w późnym trasie zmalało do 8 m/mln lat. Wraz z początkiem jury nastąpił kolejny, konsekwentny wzrost tempa depozycji osadu. We wczesnej jurze wynosiło ono 18 m/mln lat, w jurze środkowej – 42 m/mln lat, a w późnej – 44 m/mln lat. We wczesnej kredzie znowu zaznaczył się spadek tempa depozycji do ok. 12 m/mln lat, a następnie wzrost w późnej kredzie do ok. 25 m/mln lat. Wzrost tempa sedymentacji w późnej kredzie, jak również jego zmienne tempo w poszczególnych piętrach tego okresu, wiąże się ze wzmożoną subsydencją basenu i sugeruje reaktywację tektoniczną w basenie polskim.

Utwory kenozoiku (paleogenu, neogenu i czwartorzędu) kończą profil otworu Unisław IG 1. Średnie tempo akumulacji tych osadów nie przekraczało 8 m/mln lat.

MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu Unisław IG 1 wykonano jednowymiarowe modelowania i rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania (fig. 32. Podstawowym celem analizy było odtworzenie warunków paleotermicznych oraz stopnia pogrzebania skał w basenie. Do kalibracji modelu wykorzystano wyniki 15 pomiarów refleksyjności witrynitu (R_O) określających dojrzałość termiczną utworów (fig. 33). Pomiary te obejmują utwory dewonu górnego i permu. Wyniki stanowią względnie równomierny rozkład w tej części profilu. Niestety nie dysponowano wynikami pomiarów dla utworów mezozoicznych, co znacznie utrudniło określenie, czy krzywa dojrzałości termicznej jest dobrze skalibrowana w utworach mezozoiku, stanowiących znaczącą część profilu otworu. Opracowany model historii termicznej jest najbardziej prawdopodobny, ale nie jest jednoznaczny i są możliwe jego inne rekonstrukcje.

Gęstość współczesnego strumienia cieplnego dla otworu Unisław IG 1 obliczono na podstawie współczesnych wartości temperatury pomierzonej w górotworze (Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009). Ponieważ nie dysponowano pomiarami laboratoryjnymi przewodnictwa cieplnego skał z otworu wiertniczego, to wartości te dla wydzielo-

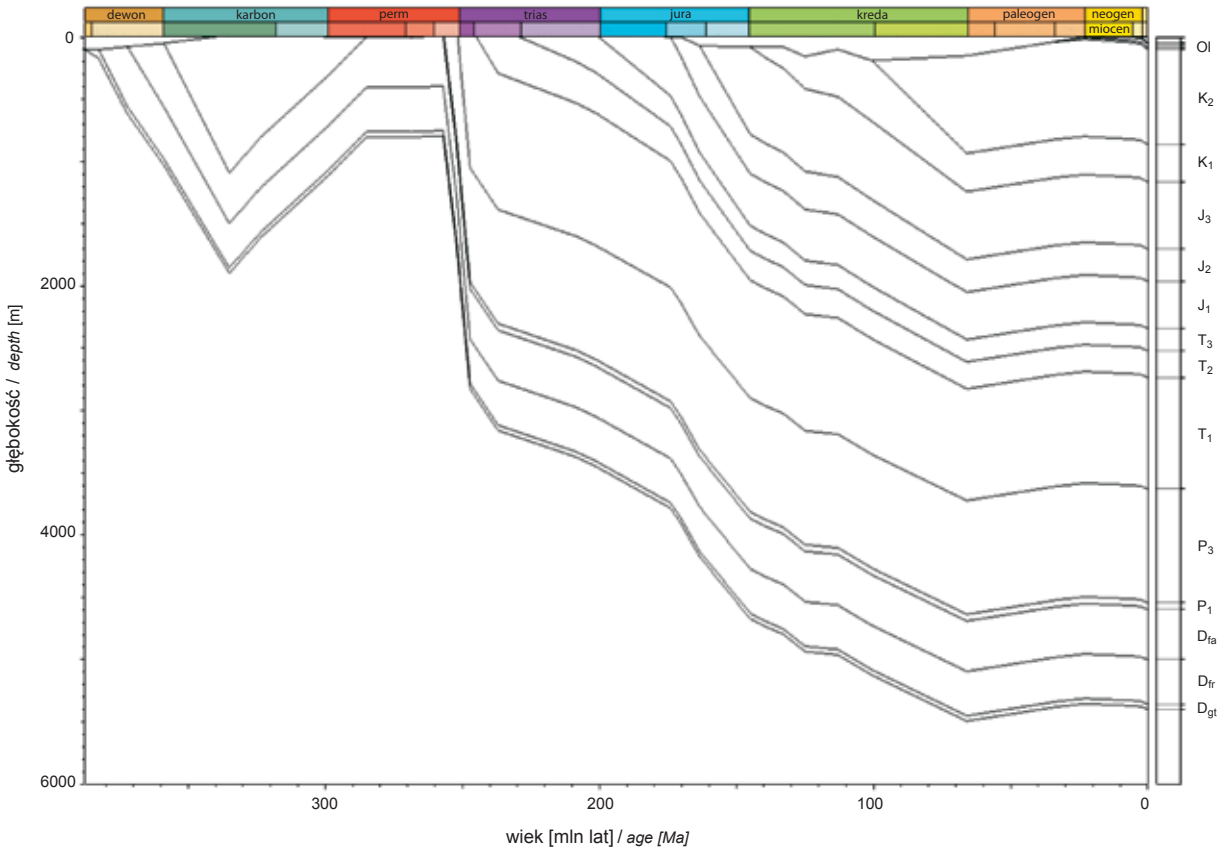

Fig. 32. Historia pogrzebania utworów z profilu otworu Unisław IG 1

Objaśnienia na figurze 31

Burial history for the Unisław IG 1 borehole

For explanations see Figure 31

nych typów litologicznych przyjęto z biblioteki programu. Obliczony współczesny strumień cieplny wynosi 45 mW/m^2.

Miąższość erozyjnie usuniętych osadów karbonu (i częściowo dewonu górnego) na poziomie 1000 m odtworzono na podstawie ekstrapolacji miąższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach, jak również wykorzystano prace Modlińskiego i in. (2010) oraz Matyi i Poprawy (2006).

Profil otworu Unisław IG 1 charakteryzuje obecność kilku faz zwiększonego pogrzebania i szybkiego tempa depozycji materiału. Bezpośrednio po okresach wzrostu pogrzebania następowały okresy erozji lub stagnacji.

Model pogrążania osadów dla profilu otworu Unisław IG 1 rozpoczyna się w środkowym dewonie. Od środkowego dewonu do wczesnego karbonu trwała faza intensywnego pogrzebania związana z ekstensją basenu. Faza ta doprowadziła do powstania pokrywy osadowej o miąższości ok. 1900 m.

W późnym karbonie i we wczesnym permie nastąpiła faza wypiętrzania tektonicznego, prowadząca do erozji utworów karbonu dolnego (missisipu) oraz części utworów dewonu górnego (famenu). Erozję tę szacuje się na ok. 1000 m.

Od wczesnego do późnego permu panowały stagnacja i niewielka depozycja osadów. W trakcie rozwoju permsko-mezozoicznego basenu permskiego, począwszy od późnego permu, czyli depozycji osadów cechsztynu, nastąpił kolejny etap gwałtownego pogrzebania, kontynuującego się aż do końca kredy. Główna faza intensywnego pogrzebania przypadła na późny perm i wczesny trias. W środkowym triasie pokrywa osadowa osiągnęła już miąższość ok. 3160 m. Maksymalne pogrzebanie w historii tego profilu miało miejsce najprawdopodobniej pod koniec kredy, kiedy pokrywa osadowa osiągnęła miąższość ok. 5490 m.

W kenozoiku nastąpiło dalsze, ale bardzo niewielkie pogrążenie, które ostatecznie ukształtowało miąższość i głębokość pokrywy osadowej w profilu otworu Unisław IG 1.

Wykonane różne warianty modelowań historii termicznej potwierdziły założenia Poprawy i in. (2011), zgodnie z którymi, żeby uzyskać odpowiednią kalibrację modelu, należy założyć stały w czasie strumień cieplny równy współczesnemu, czyli 45 mW/m^2. Przyjęcie stałego w czasie strumienia cieplnego i erozji osadów karbonu oraz stropowej części utworów dewonu górnego o łącznej miąższości 1000 m pozwoliło na uzyskanie bardzo dobrej kalibracji modelu

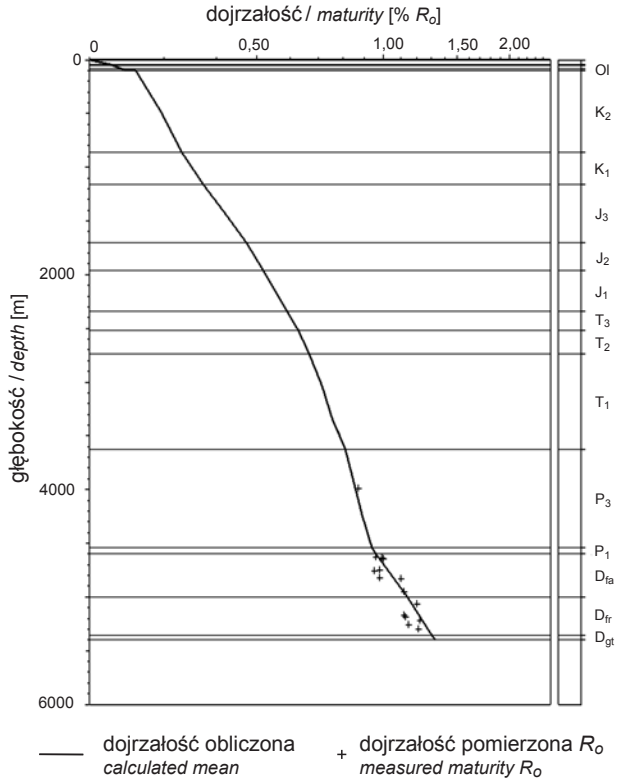

Fig. 33. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej dla profilu otworu Unisław IG 1

Objaśnienia na figurze 31

Calibration of thermal history model with thermal maturity measurements for the Unisław IG 1 borehole

For explanations see Figure 31

(fig. 33), który odzwierciedla w sposób najbardziej prawdopodobny warunki pogrzebania i historię termiczną tego obszaru.

Na podstawie wyników modelowań można określić strefy faz generacyjnych węglowodorów oraz śledzić to zjawisko w czasie. Na podstawie wyników modelowania jednowymiarowego dla otworu Unisław IG 1 w strefie generowania węglowodorów znajdują się utwory od dolnej części profilu otworu (żywetu) do środkowej części utworów jury dolnej włącznie. Utwory żywetu, franu i dolnej części famenu znajdują się obecnie w oknie generowania gazu mokrego/kondensatu (1,1–1,4% R_O). Pozostała część wymienionych utworów znajduje się w zakresie okna dojrzałości odpowiadającej generowaniu ropy naftowej (0,55–1,1% R_O). Proces generowania ropy naftowej dla utworów żywetu i franu rozpoczął się w środkowym triasie, natomiast kolejna faza generowania gazu ziemnego/ kondensatu miała miejsce na przełomie wczesnej i późnej kredy. Proces generowania ropy naftowej dla utworów famenu rozpoczął się w późnym triasie, a dla utworów cechsztynu – w jurze środkowej i późnej. Utwory triasu i jury dolnej osiągnęły okno dojrzałości do generowania ropy naftowej we wczesnej kredzie.