

WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Modelowanie historii termicznej osadów z profilu otworu Nieświń PIG 1 wykonało niezależnie od siebie dwóch autorów: Paweł Poprawa w 2008 r. oraz Ireneusz Dyrka dla

niniejszego tomu. P. Poprawa wykorzystał program Basin-Mod 1-D, natomiast I. Dyrka – PetroMod 1-D firmy Schlumberger.

Ireneusz DYRKA

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI ORAZ MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

METODYKA BADAŃ

Dla profilu otworu wiertniczego Nieświń PIG 1 przeprowadzono analizę tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebienia. Modelowania w wariantcie jednowymiarowym (1D) wykonano za pomocą programu PetroMod 1-D firmy Schlumberger. Modelowania wykonano na podstawie takich danych wejściowych jak: stratygrafia, litologia, miąższość jednostek wydzielonych w profilu oraz parametry petrofizyczne skał. Każdej jednostce stratygraficznej przypisano wiek liczbowy 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 alternatywne modele o podobnej kalibracji. Dojrzałość termiczną materii organicznej obliczono za pomocą algorytmu opracowanego przez Sweeney i Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii pogrzebienia zastosowano poprawkę na dekompakcję. W procedurze dekompakcji uwzględniono takie parametry petrofizyczne

skał jak: współczynniki kompaktacji i porowatości pierwotne 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 pogrzebienia rekonstruowano miąższości zerodowanych fragmentów profili litostratygraficznych. Miąższości zerodowanych utworów były określone na podstawie ekstrapolacji miąższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach oraz poprzez kalibrację profili dojrzałości termicznej, pomierzonej i obliczonej. Kalibrację modeli historii termicznej przeprowadzono głównie na podstawie średniej wartości refleksyjności witrynitów i macerałów witrynitopodobnych, określonych w próbkach z utworów karbonu, permu (cechsztynu), triasu (kajpru) oraz jury dolnej (Grotek, ten tom). W modelowaniach zostały uwzględnione dane, charakteryzujące współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, 2005; Szewczyk, Gientka, 2009), tj. pomiary temperatury w otworach i przewodności cieplne szkieletu ziarnowego. Ponadto, w modelowaniach uwzględniono zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (Wygrala, 1989), której wartości znajdowały się w bibliotece programu.

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI

Otwór Nieświń PIG 1 jest zlokalizowany na obszarze północnego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich w obrębie południowo-wschodniej części

bruzdy śródpolskiej. W strefie lokalizacji tego otworu zostały rozpoznane utwory dwóch basenów sedymentacyjnych, różniących się ramami geometrycznymi oraz mecha-

nizmami subsydencji: basen dewońsko-karboński (brak rozpoznania utworów dewonu, utwory karbonu rozpoznane częściowo) i basen permsko-mezozoiczny. W obszarze tym prace w zakresie analizy tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania, do tej pory nie były przedmiotem zbyt wielu analiz. Niektóre informacje z tego zakresu można znaleźć w pracy Nar-kiewicza (1998) i Poprawy i in. (2011).

Najstarszymi utworami w profilu otworu Nieświń PIG 1 są mułowce i iłowce karbonu (missisipu). Odtworzenie tempa depozycji tych utworów jest niemożliwe z uwagi na fakt, że utwory te nie zostały w całości przewiercone, a ponadto są silnie zaburzone (sfałdowane) m.in. dyslokacją odpowiedzialną za powtórzenie w profilu kontaktujących się ze sobą warstw permu (cechsztynu) i karbonu.

Na częściowo zerodowanych utworach karbonu zalegają utwory węglanowo-ewaporatowe cechsztynu. Tempo depozycji tych utworów było znaczące i wynosiło około 115–120 m/mln lat (fig. 52). Miało to związek z pierwszym etapem rozwoju basenu permsko-mezozoicznego, który według Dadleza i in. (1998) charakteryzował się największą subsydencją tektoniczną ze znaczącym udziałem subsydencji termicznej.

Z początkiem triasu, kiedy to subsydencja basenu nadal była znacząca, tempo depozycji utworów pstręgo piaskowca było wysokie, niemalże identyczne jak w przypadku utworów cechsztynu – wynosiło około 112 m/mln lat. W tracie środkowym nastąpił gwałtowny spadek subsydencji tektonicznej, co odzwierciedliło się w postaci powolnego tempa depozycji utworów klastyczno-węglanowych wapienia muszlowego, wynosząc około 15 m/mln lat. W późnym triasie tempo depozycji iłowców i mułowców kajpru uległo zwiększeniu i wynosiło około 42–44 m/mln lat.

Kolejnym etapem ciągłej sedymentacji była depozycja utworów klastycznych jury dolnej z tempem około

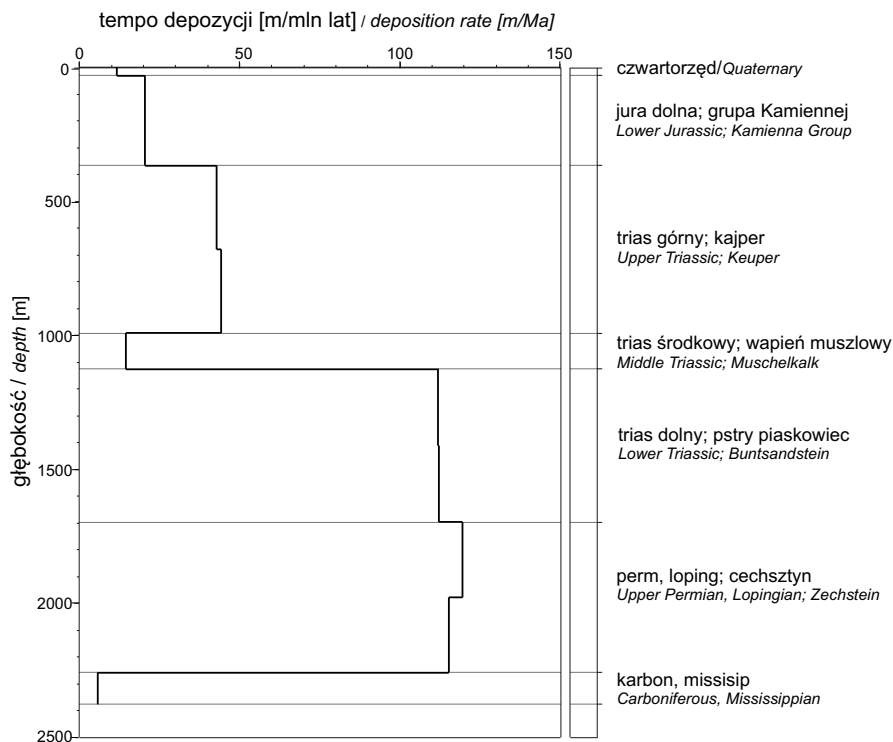


Fig. 52. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu Nieświń PIG 1

Sediment deposition rate for the Nieświń PIG 1 borehole section

20 m/mln lat. Na utworach tych bezpośrednio zalegają skały czwartorzędu, których tempo depozycji było nieznaczące i wynosiło około 12 m/mln lat. Między okresem wczesnej jury i czwartorzędu, których utwory nie występują w profilu otworu Nieświń PIG 1, miał miejsce kolejny etap subsydencji tektonicznej, przypadający na okres od wczesnej jury środkowej do wczesnej kredy. We wczesnej późnej kredzie nastąpiła ponownie wzmożona subsydencja, po której miała miejsce inwersja basenu na przełomie kredy i paleocenu. Wydarzenia te wiązały się zarówno z intensywną sedymentacją utworów jury, jak również kredy górnej, a następnie z ich późniejszą erozją. Nie pozwala to na dokładne określenie tempa depozycji tych utworów, ale z przeprowadzonego modelowania historii pograżania można przypuszczać, że tempo depozycji utworów jury środkowej i górnej było bardzo wysokie i mogło wynosić około 130–170 m/mln lat, natomiast kredy górnej około 60–90 m/mln lat.

MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu Nieświń PIG 1 wykonano jednowymiarowe modelowania i rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania (fig. 53). Podstawowym celem analizy było odtworzenie warunków paleotermicznych oraz stopnia pogrzebania skał w basenie. Do kalibracji modelu wykorzystano wyniki 18 pomiarów dojrzałości termicznej (fig. 54), wykonanych na próbkach skał, pochodzących z profilu otworu (Grotek, ten tom). Pomiaru obejmują

interwał od karbonu po jurę dolną i stanowią w miarę równomierny rozkład w profilu. Zróżnicowana jakość kalibracji powoduje, że model historii termicznej nie jest jednoznaczny i są możliwe alternatywne rekonstrukcje.

Gęstość współczesnego strumienia ciepłego obliczono na podstawie wartości temperatur odczytanych z map współczesnych temperatur na powierzchniach ścięć poziomych (Karwasiecka, Bruszezewska, 1997; Szewczyk, Gient-

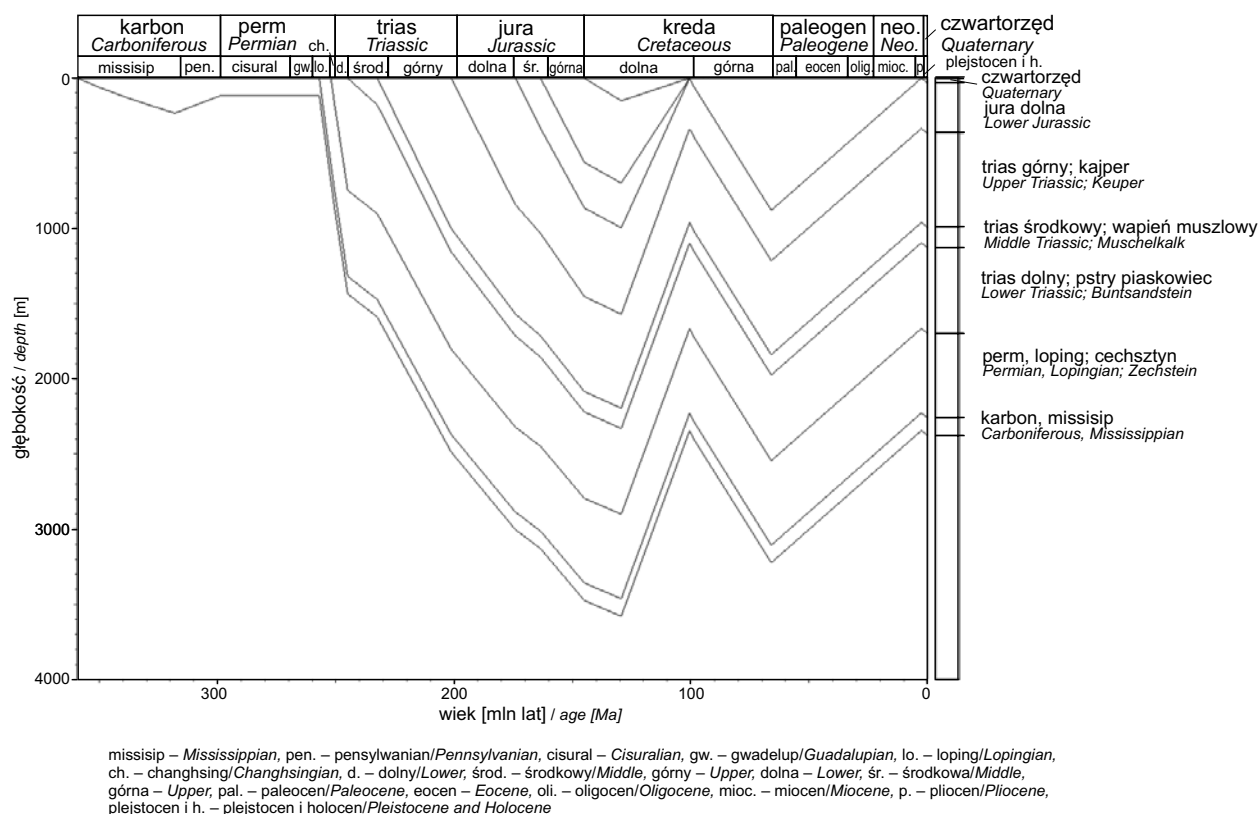


Fig. 53. Historia pogrzebania utworów w profilu otworu Nieświń PIG 1

Burial history for the Nieświń PIG 1 borehole section

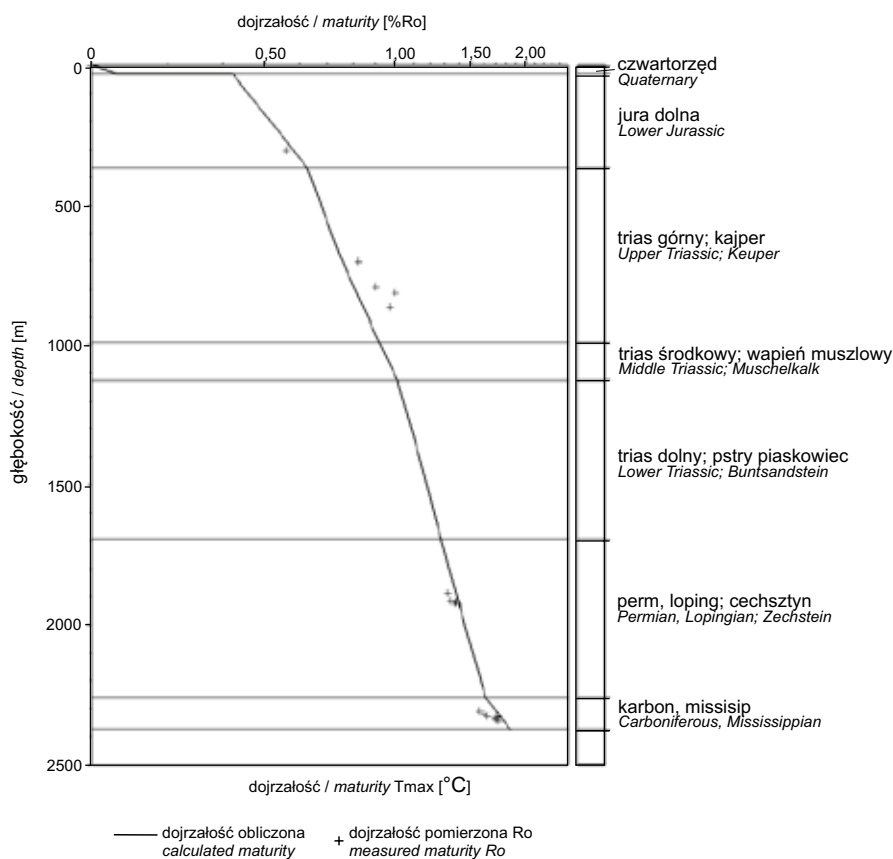


Fig. 54. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej dla profilu otworu Nieświń PIG 1

Calibration of thermal history model with thermal maturity measurements for the Nieświń PIG 1 borehole

ka, 2009). Ostatecznie do analiz przyjęto strumień ciepły, wynoszący 83 mW/m^2 , obliczony dla otworu Nieświń PIG 1 przez J. Szewczyka (2005), który pokrywa się z mapą gęstości strumienia ciepłego dla Polski (Szewczyk, Gientka, 2009). Wartości przewodnictwa ciepłego skał z profilu otworu przyjęto z biblioteki programu przy jednoczesnym uwzględnieniu obliczonej przewodności cieplnej skał w otworze przez J. Szewczyka (2005).

Miąższości erozyjnie usuniętych utworów, zwłaszcza części utworów jury dolnej, jury środkowej, jury górnej i kredy dolnej, dla których przyjęto sumarycznie 1250 m oraz utworów kredy górnej, dla których przyjęto erozję na poziomie 900 m, odtworzono na podstawie ekstrapolacji miąższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach oraz poprzez kalibrację profili dojrzałości termicznej pomierzonej i obliczonej. Do odtworzenia paleomiąższości wykorzystano prace: Marka i Pajchlowej (1997), Narkiewicza (1998) oraz Poprawy i in. (2011). Faza erozji części utworów karbonu była nieznaczna i nie miała wpływu na jakość i kalibrację modelu.

Profil otworu Nieświń PIG 1 charakteryzuje obecność kilku faz zwiększonego pogrzebania i szybkiego tempa depozycji materiału. Po okresach wzrostu szybkiego pogrzebania, bezpośrednio miały miejsce okresy erozji lub stagnacji.

Powstanie basenu późnopermsko-mezozoicznego w rejonie bruzdy śródpolskiej było poprzedzone długotrwałym wypiętrzeniem tego obszaru z kulminacją we wczesnym permie (czas tworzenia się czerwonego spągowca; Dadlez i in., 1998). Dlatego we wczesnym karbonie w obszarze lokalizacji otworu Nieświń PIG 1, miał miejsce okres niewielkiego pogrzebania i depozycji materiału osadowego, który w późnym karbonie został częściowo usunięty w fazie wypiętrzenia i erozji. Szacuje się, że wielkość erozji utworów karbonu mogła wynosić około 100 m. Po tym okresie, we wczesnym permie, brak było sedimentacji osadów.

Na skutek ekstensji, związanej z procesem ryftowania, zachodzącej wzdłuż strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), z początkiem późnego permu nastąpiło założenie basenu permsko-mezozoicznego. Późnopermska ekstensja (lub transtensja) nastąpiła z wyraźnym opóźnieniem względem ruchów przesuwczych na przedpolu niedawno uformowanego orogenu waryscyjskiego (Dadlez i in., 1998). Z tego też powodu okres późnego permu oraz triasu (i podrzędnie jury) charakteryzował się największą subsydencją tektoniczną, z czym jest związane również intensywne pograżanie i powstanie przestrzeni akomodacyjnej dla sedimentacji utworów tego okresu. W późnej jurze i wczesnej kredzie faza pograżania powoli ulegała wyhamowaniu. Jak wynika z modelowania historii pograżania, z początkiem wczesnej kredy, w obszarze otworu Nieświń PIG 1, została osiągnięta maksymalna głębokość pogrzebania pokrywy osadowej, wynosząca około 3570 m. Bezpośrednio po tym okresie, z końcem wczesnej kredy, nastąpiła górotwórcza faza austrijska, która spowodowała wypiętrzenie obszaru i znaczącą erozję zdeponowanych utworów kredy dolnej, jury górnej, środkowej oraz częściowo jury dolnej. Według przyjętego modelu faza ta doprowadziła do sumarycznej erozji około 1250 m wspomnianych utworów.

Wraz z początkiem późnej kredy nastąpił etap wzmożonej subsydencji i pograżania, co doprowadziło do utworzenia się pokrywy osadowej o miąższości około 3230 m. Bezpośrednio po tej fazie na przełomie kredy i paleocenu, nastąpiła inwersja basenu fazy laramijskiej, co doprowadziło do całkowitej erozji utworów kredy górnej, która, w rozpatrywanym modelu, mogła wynosić około 900 m. Oba procesy – wzmożonej subsydencji oraz inwersji – wiązały się zapewne z kompresją na przedpolu orogenu alpejskiego, przenoszona przez głębszą skorupę krystaliczną (Dadlez i in., 1998).

Wykonano różne warianty modelowań historii termicznej i warunków pogrzebania, jednak, aby uzyskać odpowiednią, najbardziej prawdopodobną kalibrację modelu, należy założyć stały w czasie strumień ciepły wynoszący 83 mW/m^2 . Takie założenie pozwala na przyjęcie, wspomnianej wcześniej, erozji utworów kredy dolnej, jury górnej, środkowej oraz częściowo dolnej na rozsądnym poziomie 1250 m. Inne brane pod uwagę założenie, w którym strumień ciepły wynosił 71 mW/m^2 do wczesnej kredy, a następnie uległ zmniejszeniu do współczesnego 61 mW/m^2 , wymagał założenia erozji utworów kredy dolnej, jury górnej, środkowej oraz częściowo dolnej na poziomie prawie 2000 m, co wydawało się mniej rozsądnym założeniem. Ponadto, najbardziej aktualne oszacowanie wielkości strumienia ciepłego dla otworu Nieświń PIG 1 przez Szewczyka (2005) oraz Szewczyka i Gientkę (2009), wynosiło właśnie 83 mW/m^2 . Należy podkreślić, że nawet przyjęty ostatecznie model nie jest jednoznaczny, a kalibracji modelu możemy dokonać w różnych wariantach. Jednak przyjęty wariant wydaje się najbardziej prawdopodobny.

Anomalne pomiary refleksyjności witrinitu w utworach triasu górnego (kajpru), które nie pokrywają się z obliczoną krzywą kalibracyjną (fig. 54), są najprawdopodobniej związane z migracją w obrębie tych utworów gorących rozтворów i jednoczesnym podniesieniem dojrzałości termicznej tych utworów, co postuluje Poprawa i in. (2005).

Na podstawie wyników modelowań można określić strefy faz generacyjnych węglowodorów oraz śledzić to zjawisko w czasie. W otworze Nieświń PIG 1, w strefie generowania węglowodorów, znajdują się utwory od dolnej części profilu otworu (karbon) do utworów triasu (kajpru) włącznie. Utwory karbonu oraz połowy dolnej części profilu utworów permu (cechsztynu) znajdują się obecnie w oknie suchym generowania gazu ziemnego. Generowanie węglowodorów z tych utworów, począwszy od fazy ropnej, rozpoczęło się najprawdopodobniej na przełomie triasu środkowego i górnego, natomiast faza gazowa została osiągnięta we wczesnej jurze. Połowa górnej części utworów permu (cechsztynu) oraz większa część utworów triasu (pstręgo piaskowca) znajduje się w oknie generowania gazu mokrego. Pozostała część utworów triasu znajduje się obecnie w oknie generowania ropy naftowej.

Obecna dojrzałość wszystkich utworów została ostatecznie ukształtowana z końcem jury w wyniku intensywnej fazy pogrzebania. Kolejne etapy erozji i pogrzebania nie miały znaczącego wpływu na dalszy wzrost dojrzałości termicznej utworów w profilu otworu Nieświń PIG 1.

Andrzej GŁUSZYŃSKI, Katarzyna SOBIEN

INTERPRETACJA DANYCH SEJSMICZNYCH

Otwór wiertniczy Nieświń PIG 1 jest zlokalizowany w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w segmencie szydłowieckim antyklinorium śródpolskiego (Żelaźniewicz i in., 2011). W otoczeniu otworu znajduje się bardzo rzadka siatka profili sejsmicznych pomierzonych w latach 1986–2002. Analizowany profil sejsmiczny 2-4-87W przebiega w kierunku NE–SW (fig. 2). Został wykonany w 1987 r. przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie w ramach tematu „Północno-zachodnie i północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich” (Pepel, 1988).

Jakość danych dostępnej wersji profilu jest niska. W miarę dobry zapis uzyskano jedynie w NE i SW jego części. Bazując na danych z otworu Nieświń PIG 1 oraz Przysucha 1, dowiązano horyzonty sejsmiczne do danych otworowych. Podjęto próbę prześledzenia spągu i stropu utworów cechsztynu, horyzontu wewnątrzcechsztyńskiego, stropu triasu i dwóch horyzontów wewnątrztriasowych związanych z utworami kajpru i wapienia muszlowego (fig. 55).

Niska jakość danych w permo-mezozoiku w centralnej części profilu skutkuje brakiem możliwości ciągłego prze-

śledzenia głównych horyzontów sejsmicznych. Zapis sejsmiczny w utworach paleozoiku jest bardzo słabej jakości i nie pozwala na wykonanie wiarygodnej interpretacji. Na obniżenie jakości obrazu sejsmicznego ma wpływ obecność soli kamiennych w cechsztynie oraz skomplikowana budowa tektoniczna podłoża podpermskiego. Dolna część cechsztynu pocięta jest licznymi dyslokacjami, które częściowo wygasają w utworach najstarszej soli kamiennej (Na1). Utwory mezozoiku (triasu) charakteryzują się zmienną miąższością. Pocięte są uskokami, które mogą być, w dużej części, przedłużeniem starszych dyslokacji z podłoża podpermskiego, utworzonych w trakcie orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej, reaktywowanych w trakcie późniejszych etapów deformacji (w fazie kimeryjskiej i laramijskiej orogenezy alpejskiej). Otwór Nieświń PIG 1 przechodzi przez jedną z takich stref uskokowych, rozcinając południowo-zachodnie skrzydło antyklinorium.

Na obecny obraz strukturalny, widoczny na profilu sejsmicznym centralnej części antyklinorium, miała wpływ laramijska inwersja basenu polskiego na przełomie kredy i paleogenu, w trakcie której uformowane zostało antykli-

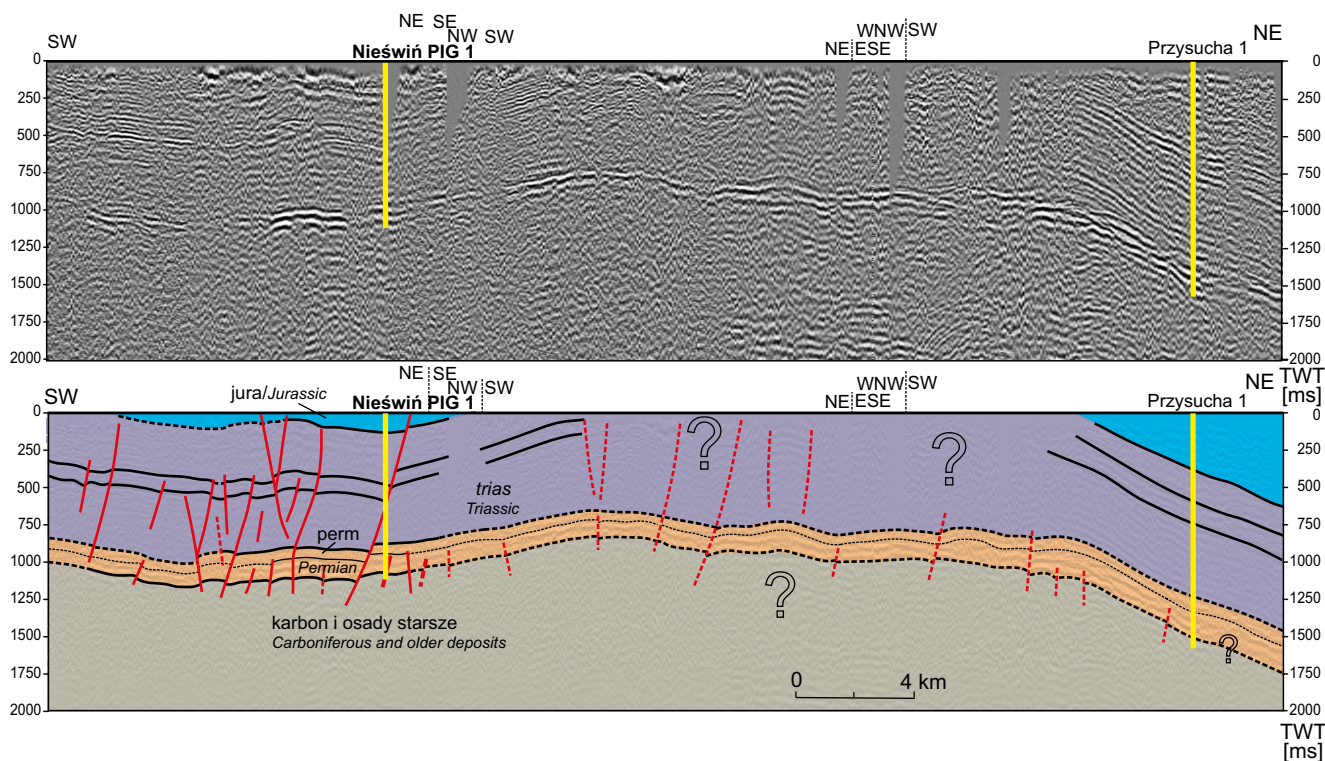


Fig. 55. Interpretacja profilu sejsmicznego 2-4-87W

Kolorem czerwonym oznaczono uskoki, linie przerywane oznaczają niepewność interpretacji

Seismic interpretation of a section 2-4-87W

Red line – faults, dashed lines – interpretation uncertainties

norium śródpolskie. W trakcie przebudowy strukturalnej basenu część uskoku powstałych podczas etapów ekstensji (w fazie kimeryjskiej) uległa inwersji. Skutkowało to m.in. powstaniem stref uskoku na SW od otworu, sugerujących swą geometrią (pozytywna struktura kwiatowa)

ich powstanie jako efekt ruchów przesuwczych (Krzywiec, 2006; Krzywiec i in., 2006). W następstwie inwersji basenu doszło do całkowitej erozji utworów kredy i redukcji miąższości utworów jurajskich w środkowej części obszaru.

Zbigniew KOWALCZEWSKI

UWAGI DOTYCZĄCE TEKTONIKI W PROFILU NIEŚWIŃ PIG 1

Otwór Nieświń PIG 1 został zlokalizowany na wychodniach jury dolnej, w północnym skrzydle szerokopromiennej strefy depresyjnej – megasykliny Opoczna. Ta permsko-mezozoiczna struktura powstała, jako forma potomna, ponad również obniżonym, zapewne synklinorialnym, młodopaleozoicznym, elementem strukturalnym, tzw. depresją konecką, rozdzielającą bloki suchedniowsko-serbiowski i radoszycko-maleniecki (Kowalczewski, 1985).

W rejonie Nieświnia skały permu, triasu i jury są dosyć słabo odkształcone plastycznie, silniej zaś dysjunktywnie. Wyniki badań geofizycznych i wiertniczych sugerują, że w pokrywie permsko-mezozoicznej dyslokacje – uskoki, a w pewnym stopniu i relief podłoża podpermńskiego – decydują o stylu i skali odkształceń. Warstwy permu, które oblekają bezpośrednio podłoże, w miejscach niewielkich „nierówności” tworzą słabo zaznaczające się wypaczenia antyklinalne i synklinalne. Podpermskie i popermskie dyslokacje komplikują, niekiedy „zaostwiają” wtórnie te formy.

W pokrywie triasowej i dolnojurajskiej ondulacje plastyczne, o niewielkiej amplitudzie, mają zazwyczaj charakter przydyslokacyjny (Dziwińska i in., 2001; Dziwińska, Petecki, 2004a, b). Upady warstw w obrębie skał liasu oraz triasu górnego i środkowego, mniej więcej do głęb. 1176,0 m, zawierają się w granicach 0–6°. W jurze dolnej (do 380,0 m) oscylują w przedziale 0–3° (najczęściej 2–3°). W wyższym triasie zaś zmieniają się w granicach 0–6° (często 1–2°).

W profilu otworu, poniżej głęb. 1176,0 m, a więc w triasie dolnym, upady warstw pstrego piaskowca ogólnie zmieniają się w granicach 2–20° i wynoszą na ogół 5–10°. Przyspągowe warstwy pstrego piaskowca i wyższej części permu górnego (cyklotemy PZ3 i PZ2), nawiercone w profilu Nieświnia na głęb. 1660,0–1928,0 m, upadają w granicach 3–16°.

Na kontakcie nawierconych skał triasu i permu nie potrafimy dowieść dyskordancji. Skały permu zdają się mieć nieco bardziej zróżnicowany upad (3–16°) niż pstrego piaskowca. Wiązać to jednak można z urozmaiconą litologią, a więc i różną kompetencją mechaniczną kontaktujących ze sobą osadów.

W kompleksie gipsowo-solnym cyklotemu PZ1 (obejmującym poziomy A1g, Na1, A1d), wyróżniającym się dużą, jak na warunki świętokrzyskie, pierwotną miąższością, doszło, w wyniku halokinezy, do wzrostu miąższości

członu solnego (Na1) do 279 m. Nachylenie warstw w tym kompleksie jest zmienne i przekracza miejscami nawet 45–50°.

Upady warstw niższej części profilu skał cyklotemu PZ1 oscylują w przedziale wartości 2–28°, najczęściej wynoszą 15–25°. W warstwach karbonu dolnego, „powtórzonych” tektonicznie, wahają się w granicach 37–80°.

Strefę kontaktową permu z karbonem zaburzają dyslokacje, które powodują dwukrotne występowanie w spągu profilu warstw permskich i karbońskich (fig. 4). W sąsiedztwie dyslokacji i między dyslokacjami, na tektonicznie nieskruszonych, większych fragmentach rdzenia, pomierzono upady zmieniające się w granicach 20–80°.

Opisywana strefa kontaktowa jest niewątpliwie obarczona waryscyjską niezgodnością kątową, której w badanym profilu nie da się jednak określić dokładnie.

Geologiczna natura dyskutowanego kontaktu, na którym brak jest całkowicie warstw dolnego pstrego piaskowca znanych z sąsiadujących terenów, wiązać się może nie tylko z pojurajską strefą dyslokacyjną, ale też z luką sedymentacyjną, redukującą profil najniższego triasu w tej okolicy. Jeśli tak rzeczywiście jest, to można założyć, że we wczesnym triasie aktywne były w bliskim sąsiedztwie otworu uskoki synsedymmentacyjne. Uskoki te, regenerowane później po wczesnym triasie, wynosiły lub zmieniały swoje skrzydło w kierunkach przeciwnych. Inwersyjny charakter tych dyslokacji trzeba będzie w przyszłości dokładnie zbadać.

W rejonie Nieświnia, uskoki rozbijają na bloki zarówno podłoże karbońskie, jak i pokrywę permsko-mezozoiczną. Taką rolę odgrywa tutaj duża, poliasowa strefa dyslokacyjna. Tworzy ją wiązka równoległych uskoku, o płaszczyznach nieciągłości nachylonych ogólnie ku NE pod kątem 55°. Skrzydło zrzucone znajduje się po stronie północno-wschodniej, zawieszono zaś – na południowym zachodzie. Naprężenia tektoniczne, które powstały w dole pokrywy permsko-mezozoicznej, przy kontakcie z podłożem karbońskim o urozmaiconym reliefie, rozładowały się być może w kolejnej, młodszej fazie ruchów tektonicznych o charakterze kompresyjnym.

Obserwacje, poczynione w profilu Nieświń PIG 1, potwierdzają wcześniejsze opinie o zaangażowaniu tektonicznym dalekiego NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w ruchach powizeńskich, a przedgórnopermskich – ogólnie synwaryscyjskich. Brak skał czerwonego spągowca, przy znacznej miąższości cyklotemu PZ1, przekonuje, że teren

ten, mocno wydźwignięty w ruchach synwaryscyjskich, podlegał później długotrwałej denudacji, zaś w początkach sedymentacji osadów cechsztynu znalazł się w strefie szybko obniżanej o dużej subsydencji. Pozostawał w niej też w początkach cyklotemu PZ2 i przez czas dłuższy w triasie i wczesnej jurze. Pulsacje obniżające słabły wyraźnie z końcem sedymentacji utworów cechsztynu, a przede wszystkim, w początku osadzania się skał pstrego piaskowca. Traciły też na sile w trakcie sedymentacji utworów górnego wapie-

nia muszlowego, a okresowo także kajpru środkowego i górnego oraz jury dolnej.

Chociaż dyslokacje nieciągłe zaburzają, zwłaszcza w części dolnej, pierwotny obraz pokrywy permsko-mezozoicznej w rejonie Nieświnia, tym niemniej zebrane dane pozwalają sądzić, że pokrywa ta jest strukturalnie jednorodna. Budujące ją kompleksy były po wczesnej jurze wspólnie odkształcone dyslokacyjnie i plastycznie. Deformacje nieciągłe warunkowały słabe undulacje fałdowe.