

# WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Paweł POPRAWA

## ANALIZA SUSBYDENCJI TEKTONICZNEJ ORAZ TEMPA DEPOZYCJI

Dla profilu otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 wykonano jednowymiarową analizę neoproterozoiczno-fanerozoicznej subsydencji tektonicznej (*backstripping*), jak również analizę tempa depozycji osadów. Stwierdzono, że późnoneoproterozoiczna aktywność magmowa i intensywne subsydencja tektoniczna zachodziły w reżimie ekstensyjnym, związanym z procesami ryftowania. W kambrze środkowym i ordowiku dominował mechanizm poryftowej subsydencji termicznej. Począwszy od późnego ordowiku zachodził proces fleksuralnego uginania płyty w trakcie kaledońskiej kolizji, prowadzący do stopniowego przyśpieszenia subsydencji tektonicznej. Bardzo wysokie tempo sylurskiej depozycji ilustruje dużą aktywność obszaru źródłowego. Intensywna

subsydencja tektoniczna kontynuowała się jeszcze we wczesnym dewonie, w czasie depozycji utworów pokolizyjnej molasy facji old-red. Od końca dewonu do wczesnego wizeanu zachodziło tektoniczne wypiętrzanie i erozja, prawdopodobnie związane z transpresyjnym reżimem tektonicznym. Intensywna subsydencja w późnym wizenie i namurze przypuszczalnie była wynikiem transtensji. Pod koniec karbonu i/lub we wczesnym i środkowym permie analizowany obszar ulegał kompresyjnemu, bądź transpresyjnemu wypiętrzaniu i erozji. Mechanizmy subsydencji tektonicznej tej części regionu lubelskiego w mezozoiku były związane z procesami tektonicznymi zachodzącymi w centralnej części basenu polskiego (bruździe śródpolskiej).

### METODYKA

Dla neoproterozoiczno-fanerozoicznego profilu otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 przeprowadzono jednowymiarową analizę subsydencji tektonicznej (*backstripping*). Wykorzystano w tym celu takie dane jak miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia, litologia, parametry petrofizyczne skał, zmiany batymetryczno-topograficzne oraz eustatyczne. 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* uwzględniono poprawkę na dekompakcję, którą obliczano 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.

Występowanie w profilu otworu luk erozyjnych powoduje, że dla odtworzenia historii subsydencji istotna jest rekonstrukcja miąższości utworów usuniętych w trakcie poszczególnych epizodów erozji. Najistotniejszym z nich były erozja z końca dewonu i wczesnego karbonu oraz erozja z późnego karbonu i/lub wczesnego permu, a w mniejszym stopniu także erozja wczesnokredowa. Miąższości zerodowanych utworów określono poprzez oboczną ekstrapolację trendów miąższości ze stref o pełniej zachowanych profilach, jak również poprzez modelowanie dojrzałości termicznej.

### WYNIKI

Najstarszymi utworami w profilu Łopiennik IG 1 są wulkaniczne skały zasadowe, których geneza jest związana z procesami ryftowymi (Białowolska i in., 2002). Wiek synryftowych utworów wulkanicznych w regionie lubelskim można oszacować na około (?660)600–550 mln lat (Compton i in., 1995; Poprawa, 2006a), tj. na późny ediakar. W części regionu lubelskiego i obniżenia podlaskiego ediakarskie utwory

wulkaniczne są podścielone przez klastyczne osady formacji poleskiej, przypuszczalnie stanowiące wypełnienie ryftowych rowów tektonicznych, najprawdopodobniej neoproterozoicznych (ok. 700–600 mln lat) (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a).

Po ustaniu synryftowej aktywności magmowej począwszy w okresie od późnego ediakaru do kambru środkowego

miała miejsce stosunkowo szybka subsydenca tektoniczna (fig. 62). Niezależnie od wysokich średnich wartości tempa subsydenacji tektonicznej (20–30 m/mln lat), w okresie tym obserwowana jest tendencja do stopniowego spowalniania subsydenacji, związana z ówczesną ewolucją tektoniczną basenu od fazy synryftowej do poryftowej. Tempo depozycji późnoedziarskich, dolno- i środkowokambryjskich osadów, w większości silikoklastycznych, zawiera się w zakresie 50–70 m/mln lat (fig. 63). Według Pacześnej (2006) wzmożona dostawa materiału detrytycznego mogła po części wiązać się z wypiętrzaniem i erozją grzbietów ekstensyjnych półrowów.

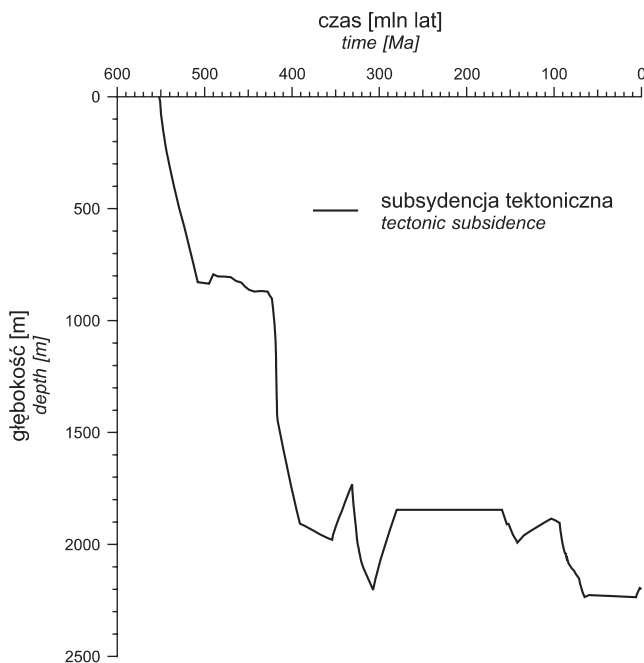
Cechą charakterystyczną regionu lubelskiego, w tym obszarze gdzie zlokalizowany jest otwór wiertniczy Łopiennik IG 1, jest obecność fazy wpiętrzania i erozji o względnie niewielkich rozmiarach, zachodzących pod koniec kambru środkowego oraz w późnym kambrze (fig. 62). Zjawisko to nie może być wytłumaczone eustatycznym spadkiem poziomu morza i wymaga mechanizmu tektonicznego. Biorąc pod uwagę historię akrecji terranów w strefie szwu transeuropejskiego (np. Belka i in., 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006), jak również regionalny rozkład stref, w których występują zwiększonej miąższości osady wyższej części kambru, jak również stref gdzie utworów tych brak, można przypuszczać, że proces ten był spowodowany dokowaniem bloku małopolskiego do Baltiki (Poprawa, 2006a).

We wczesnym i środkowym ordowiku nastąpiło znaczące spowolnienie subsydenacji tektonicznej (do ok. 1–3 m/mln lat). Tempo depozycji wynosiło w tym okresie zaledwie 1–5 m/mln (fig. 63). Zarówno spowolnienie subsy-

dencji, jak i osłabiona dostawa materiału, mogą być tłumaczone modelem poryftowej, regionalnej subsydenacji (Poprawa, Pacześna, 2002).

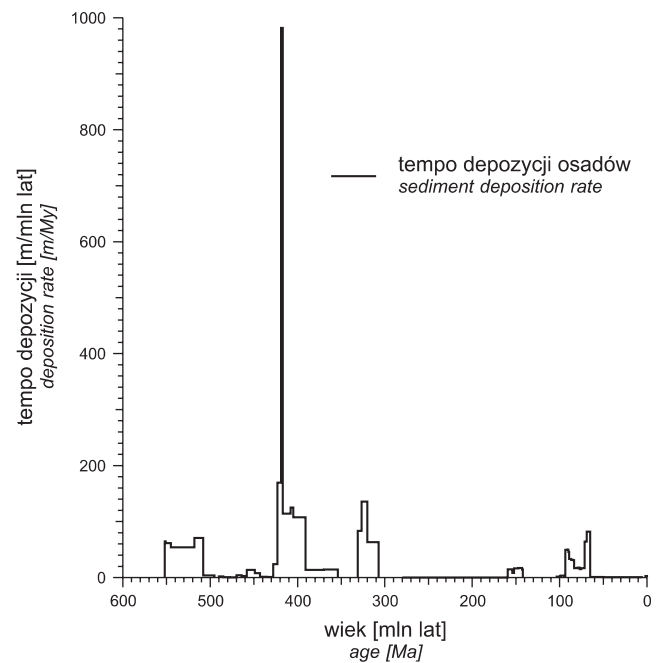
Biorąc pod uwagę krzywą subsydenacji tektonicznej dla profilu otworu Łopiennik IG 1, jak również innych otworów w tym regionie, w późnym ordowiku nastąpiła zasadnicza zmiana reżimu tektonicznego w basenie, charakteryzująca się systematycznym wzrostem tempa subsydenacji tektonicznej w czasie, której maksimum nastąpiło w późnym sylurze (fig. 62). Krzywa subsydenacji tektonicznej dla późnego ordowiku i syluru cechuje się specyficznym, „kolanowym” kształtem, który jest uważany za wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego, w tym basenów przedgórskich. Przyjając można, że w późnym ordowiku i sylurze w rozwoju basenu dominował mechanizm fleksuralnego uginania płyty, genetycznie związany z procesami kaledońskiej kolizji (Poprawa, Pacześna, 2002).

Wraz z narastaniem następowało zwiększanie się tempa depozycji. W późnym ordowiku i wczesnym sylurze utrzymywało się ono w zakresie względnie niskich wartości (ok. 1–15 m/mln lat). Jedynie w wenloku tempo depozycji wzrosło do około 25 m/mln lat. W karadoku, późnym landowerze oraz wenloku subsydenca nie była w pełni kompensowana sedymentacją i powstawały ilasto-margliste osady o wysokiej zawartości substancji organicznej. W późnym aszgilu i wczesnym landowerze sedymentacja została zakłócona przez eustyczne obniżenie się poziomu zbiornika morskiego. W ludlowie tempo depozycji znacząco wzrosło, a jego średnia wartość dla profilu otworu Łopiennik IG 1 wynosi około 170 m/mln lat (fig. 63). W przydolu nastąpiło dalsze,



**Fig. 62. Historia subsydenacji tektonicznej dla profilu otworu wiertniczego Łopiennik IG 1**

Tectonic subsidence history for the section of Łopiennik IG 1 borehole



**Fig. 63. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu wiertniczego Łopiennik IG 1**

Sediment deposition rate for the section of Łopiennik IG 1 borehole

znaczące wzmoczenie tempa depozycji, której wartość trudno precyzyjnie określić z uwagi na niewystarczającą precyzję danych stratygraficznych oraz geochronologicznych. Mogło ono wynosić kilkaset, a nawet do 1000 m/mln lat. Bardzo duża dostawa do basenu materiału detrytycznego znamionuje znaczące uaktywnienie obszaru źródłowego, który może być utożsamiany z kaledońską strefą kolizji (Poprawa, 2006b).

We wczesnym dewonie tempo subsydenacji tektonicznej obniżyło się w stosunku do późnego syluru, niemniej jednak nadal utrzymywało się w zakresie względnie wysokich wartości (ok. 15–20 m/mln lat). W okresie tym osadzały się utwory pokolizyjnej molasy facji old-red, których średnie tempo depozycji wynosiło około 105–115 m/mln lat (fig. 63). W profilu otworu Łopiennik IG 1 utwory dewonu środkowego i górnego nie są zachowane, ale na podstawie ich wykształcenia w sąsiednich strefach można stwierdzić, że nastąpiło wyraźne spowolnienie subsydenacji (fig. 62). Wyraźnie odróżnia to tą strefę od strefy rowu lubelskiego, charakteryzującego się obecnością fazy intensywnej subsydenacji tektonicznej w środkowym i późnym dewonie (Narkiewicz i in., 1998; Poprawa, 2007).

Pod koniec dewonu nastąpiło zatrzymanie subsydenacji, a następnie znaczące wypiętrzanie tektoniczne i związana z nim erozja, kontynuujące się do wczesnego wizenu (fig. 62). Były one związane z procesami tektonicznymi tzw. fazy bretońskiej. Usuniętych zostało wówczas kilkaset metrów osadów najwyższej części dewonu dolnego oraz dewonu środkowego i górnego. Przerwa w sedymentacji kontynuowała się do późnego wizenu. W okresie od późnego wizenu do namuru miała miejsce kolejna faza stosunkowo szybkiej subsydenacji tektonicznej (ok. 30–70 m/mln lat), przypuszczalnie związanej z transtensyjną aktywnością tektoniczną (Narkiewicz i in., 1998). Biorąc pod uwagę wykształcenie utworów karbonu górnego w omawianej strefie subsydenacja ta kontynuowała się w westfalu (fig. 62). Tempo depozycji utworów wizenu górnego i namuru wynosiło około 80–140 m/mln lat (fig. 63).

W późnym westfalu rozpoczął się proces wypiętrzania i erozji (fig. 62) oraz deformacji kompresyjnych. W profilu otworu Łopiennik IG 1 na utworach namurskich spoczywają bezpośrednio osady oksfordu, niemniej jednak biorąc pod uwagę profile innych otworów wiertniczych w regionie lubelskim przyjąć można, że główny epizod wypiętrzania i erozji zakończył się przed późnym permem.

Począwszy od oksfordu rejon otworu Łopiennik IG 1 objęty został zasięgiem basenu polskiego. Epizod subsydenacji tektonicznej w późnej jurze stanowił odzwierciedlenie fazy ekstensyjnej aktywności tektonicznej w południowej części basenu polskiego (np. Dadlez i in., 1995). Średnie tempo depozycji w przewadze węglanowych utworów jury górnej wynosiło około 15–20 m/mln lat (fig. 63). W profilu otworu Łopiennik IG 1 okres od wyższego kimerydu do albu górnego reprezentowany jest przez hiatus. W okresie tym miała miejsce erozja osadów o względnie niewielkiej miąższości.

W późnym albie rozpoczęła się kolejna faza subsydenacji, która kontynuowała się przypuszczalnie do wczesnego paleocenu (fig. 62). Analizowany profil zlokalizowany jest w peryferyjnej części późnokredowego basenu, z uwagi na co krzywa subsydenacji tektonicznej dla tego okresu nie ilustruje w pełni reprezentatywnie ówczesnych mechanizmów subsydenacji. Jednak biorąc pod uwagę krzywe subsydenacji tektonicznej dla głównych depocentrowców późnokredowych basenu polskiego można przypuszczać, że w okresie tym basen, w tym analizowana tu jego strefa, rozwijał się ogólnie w kompresyjnym reżimie tektonicznym (Dadlez i in., 1995).

Tempo depozycji w albie i cenomanie zawierało się w zakresie względnie niskich wartości (2–3 m/mln lat). Natomiast od turonu do mastrychtu tempo depozycji utworów, wykształconych w facjach zbliżonych do kredy pizającej, wzrosło do około 15–70 m/mln lat (fig. 63). Podobnie jak w pozostałych częściach Niziu Polskiego w kenozoiku subsydenacja tektoniczna była bardzo ograniczona (fig. 62).

**Paweł POPRAWA**

## MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ ORAZ WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu Busówno IG 1 wykonano jednowymiarowe modelowanie dojrzałości termicznej i historii termicznej z zamiarem określenia reżimów paleotermicznych w basenie, a w szczególności zmian strumienia ciepłego, jak również określenia warunków maksymalnego pogrążenia. Stwierdzono, że w ewolucji geologicznej analizowanej strefy miało miejsce znaczące zdarzenie termiczne, powodujące podwyższenie dojrzałości termicznej w profilu otworu. Przeprowadzone modelowania pozwalają symulować to zdarzenie przyjmując dodatkową dostawę energii cieplnej do komplek-

su utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub paleocenu w warunkach stałego w czasie strumienia ciepłego. Wykazano, że przyjęcie karbońskiego wieku przegrzania górotworu skutkuje nierealistycznie dużymi wartościami miąższości zerodowanych utworów karbońskich, wyliczanych w procedurze modelowań. Istnieje jednak możliwość nałożenia się w pomierzonej dojrzałości termicznej efektu częściowego przegrzania górotworu w czasie późnkarbońskiego pogrążenia oraz dodatkowego, mezozoicznego zdarzenia termicznego.

## METODYKA

Rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania przeprowadzono przy użyciu techniki jednowymiarowych modelowań komputerowych. Model historii pogrzebania stworzono opierając się na takich danych wejściowych jak: miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia, litologia oraz parametry petrofizyczne skał. Poszczególnym jednostkom stratygraficznym, wydzielonym w profilu, przyporządkowano wieki liczbowe korzystając z danych zawartych w pracach Gradsteina i Ogga (1996) oraz Gradsteina i in. (2004). Przy odtwarzaniu historii pogrzebania zastosowano poprawkę na dekompakcję, którą obliczano według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). W procedurze dekompakcji uwzględniono wybrane parametry petrofizyczne skał, głównie współczynniki kompaktacji oraz porowatości pierwotne, które przyjęto według publikowanych, typowych wartości dla podstawowych typów litologicznych.

Na odtwarzaną historię pogrzebania istotnie wpływają rekonstruowane miąższości utworów usuniętych w trakcie poszczególnych epizodów erozji, zwłaszcza erozji z końca dewonu i wczesnego karbonu oraz erozji z późnego karbonu i/lub wczesnego permu, w mniejszym stopniu erozji wczesnokredowej. Miąższości zerodowanych utworów określano dwoma metodami: poprzez oboczną ekstrapolację trendów miąższości ze stref o pełniej zachowanych profilach, a także poprzez wertykalną ekstrapolację profili dojrzałości termicznej w procedurze modelowań dojrzałości termicznej.

Rekonstrukcję historii termicznej przeprowadzono przy użyciu techniki jednowymiarowych modelowań dojrzałości

termicznej. Do kalibracji modeli wykorzystano laboratoryjne pomiary dojrzałości termicznej, głównie refleksyjności wityrynitów i macerałów wityrynitopodobnych (Grotek, 2007, ten tom). W modelowaniach historii termicznej dodatkowo uwzględniono takie parametry petrofizyczne skał jak przewodnictwo termiczne oraz pojemność cieplną skał, uśrednione dla poszczególnych jednostek stratygraficznych, na które podzielono profil. W modelowaniach wykorzystano ponadto dane charakteryzujące współczesny reżim cieplny (Karwasiecka, Bruszevska, 1997). Uwzględniono również zmiany średniej temperatury powierzchniowej, tj. temperatur do których cały system osadowego wypełnienia basenu był studzony.

W trakcie przeprowadzonych modelowań dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem standardowego dla tej metody algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). Modelowania dojrzałości prowadzono metodą forward, tj. zakładano stan wyjściowy systemu oraz określony proces geologiczny, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między wyliczonym profilem dojrzałości a jej profilem pomierzonym, procedurę powtarzano przy innych parametrach modelu aż do osiągnięcia optymalnej kalibracji modelu. W procedurze modelowań szczególną uwagę poświęcano problemowi unikalności modelu, tj. analizowano alternatywne modele o analogicznej lub zbliżonej jakości kalibracji. Dwoma najistotniejszymi czynnikami rzutującymi na rezultaty modelowań były historia pogrzebania oraz historia strumienia cieplnego.

## WYNIKI

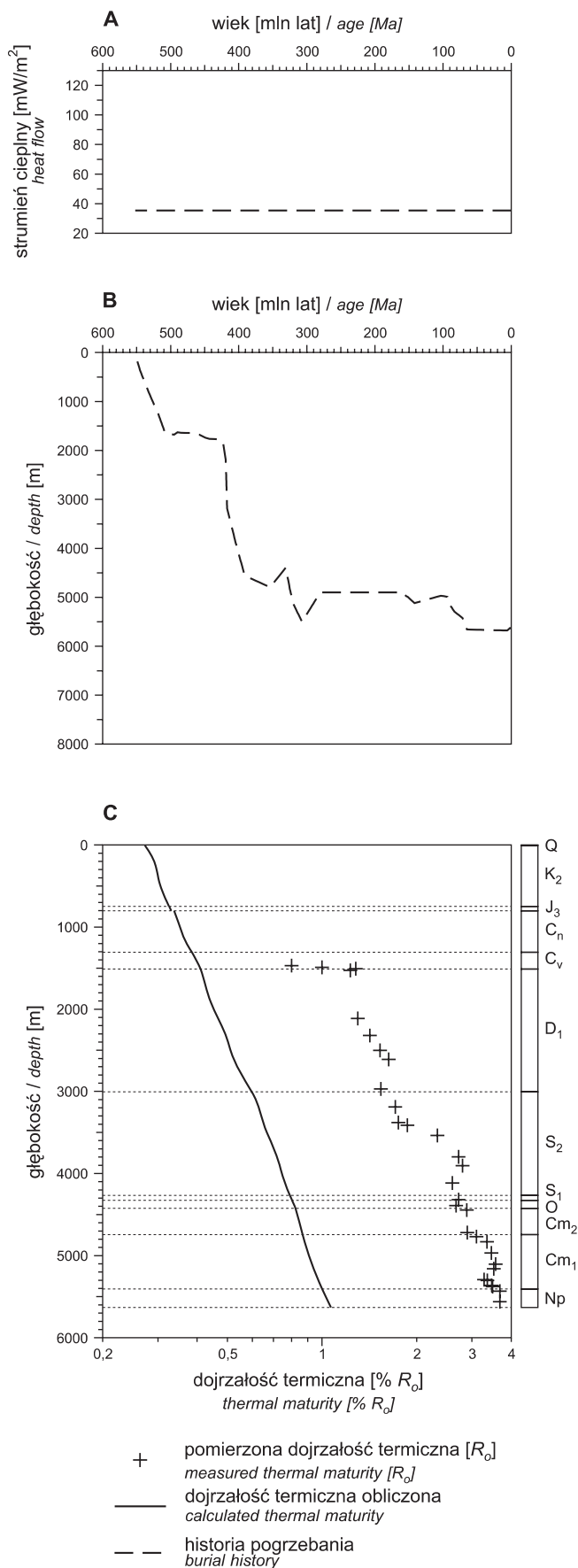
Dla profilu otworu Łopiennik IG 1 współczesny strumień cieplny obliczono na podstawie termogramu otworowego oraz wartości przewodnictwa termicznego dla podstawowych typów litologicznych przyjętych w oparciu o dane literaturowe. Jako że w modelu średnie przewodnictwo termiczne dla poszczególnych jednostek zmienia się w czasie geologicznym wraz z mechaniczną kompaktacją osadów, to przy różnej przyjętej miąższości zerodowanego, pierwotnego nadkładu wartości współczesnego przewodnictwa termicznego w profilu są różne. W efekcie współczesny strumień cieplny, obliczony w poszczególnych modelach też jest różny i w analizowanych przypadkach zawiera się w zakresie od 34 mW/m<sup>2</sup> (fig. 64A, 65A) do 37 mW/m<sup>2</sup> (fig. 66A)

Należy podkreślić, że przy innej metodyce określania rozkładu współczesnego przewodnictwa termicznego w profilu, np. w oparciu o jej analityczne pomiary laboratoryjne, bądź obliczanie jej syntetycznych wartości w oparciu o profile geofizyki wiertniczej, obliczona wartość strumienia cieplnego może być znacząco odmienna od wyżej podanego zakresu. Z punktu widzenia modelowania dojrzałości termicznej oraz historii termicznej nie jest to jednak problem stanowiący istotne źródło możliwego błędu, gdyż zasadnicze znaczenie ma jedynie zgodność obliczonej w modelu

współczesnej temperatury w profilu z jej wartościami pomierzonymi. Taka zgodność występuje we wszystkich analizowanych modelach, niezależnie od różnic co do wartości przewodnictwa termicznego.

Do kalibracji modelu historii termicznej użyto 31 pomiarów refleksyjności wityrynitów lub macerałów wityrynitopodobnych ( $R_0$ ), wykonanych dla utworów obejmujących odcinek profilu od górnego wizeny po neoproterozoik (fig. 64–66). Względnie równomierny rozkład pomiarów  $R_0$  w profilu paleozoicznym oraz duża miąższość profilu z pomierzonymi wartościami  $R_0$  powodują, że zakres możliwych rozwiązań w modelowaniach jest stosunkowo ograniczony. Jedynym istotnym problemem z punktu widzenia modelowań dojrzałości jest brak pomiarów dla utworów nadścielających zasadniczą powierzchnię niezgodności, tj. dla utworów mezozoicznych.

Oboczna ekstrapolacja miąższości erozyjnie usuniętych osadów z otworów o pełniej zachowanych profilach pozwala stwierdzić, że w profilu otworu Łopiennik IG 1 brak jest około 500,0 m utworów najwyższego dewonu dolnego oraz dewonu środkowego i górnego. W przypadku utworów górnokarbońskich na tej samej podstawie oszacować można, że w analizowanym profilu zostało zerodowanych około



500–700 m utworów wyższego namuru i westfalu. Pozostałe fazy erozji doprowadziły do usunięcia osadów o mniejszych miąższościach, nie mających wpływu na wyniki modelowań.

Przeprowadzone analizy pozwoliły wykazać, że przyjęcie modelu stałego w czasie strumienia ciepłego, równego współczesnemu (fig. 64A), czy też stałego w czasie gradientu geotermicznego, równego współczesnemu, oraz przyjęcie powyżej wymienionych wartości miąższości erozyjnie usuniętych osadów (fig. 64B) prowadzą do wyliczenia syntetycznego profilu dojrzałości o znacząco mniejszych wartościach niż wartości pomierzonego  $R_o$  (fig. 64C).

Rozbieżność między profilem dojrzałości termicznej obliczonym w modelu oraz jej pomierzonym profilem narastają wraz z głębokością. Dla utworów wizenu jest to rozbieżność między około 0,4%  $R_o$  a około 1,0–1,2%  $R_o$ , zaś dla spągu utworów kambru między około 1,0%  $R_o$  a około 3,5%  $R_o$  (fig. 64C). Rozbieżności te dalece przewyższają zakres możliwego błędu analitycznego pomiarów  $R_o$ . W efekcie należy stwierdzić, że model przedstawiony na figurze 64 dowodzi, że w ewolucji geologicznej strefy, w której zlokalizowany jest otwór Łopiennik IG 1, miało miejsce znaczące zdarzenie termiczne, powodujące podwyższenie dojrzałości termicznej w profilu otworu (Poprawa, Żywiecki, 2005). Genezę tego zdarzenia przedstawiono poniżej w dwóch alternatywnych modelach.

Stwierdzono, że profil pomierzonych wartości dojrzałości termicznej dla otworu Łopiennik IG 1 można wytłumaczyć przyjmując stały w czasie strumień ciepły oraz dodatkową dostawę energii ciepłej do kompleksu utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub paleocenie (fig. 65). Aby uzyskać poprawną kalibrację modelu dodatkową dostawę energii ciepłej musiała wynosić około 400  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  utworów górnokredowych. Jako potencjalny mechanizm dostarczania dodatkowej energii ciepłej do kompleksu utworów górnokredowych

**Fig. 64. Elementy modelu historii termicznej dla profilu Łopiennik IG 1, zakładającego stały w czasie strumień ciepły (równy współczesnemu), a także miąższości erozyjnie usuniętych osadów określone na podstawie obocznej ekstrapolacji z otworów o pełniej zachowanych profilach**

Ekstrapolacja wynosi w przypadku utworów dewonu około 500,0 m, zaś w przypadku karbonu około 700,0 m; **A** – założona historia strumienia ciepłego, **B** – model pogrzebania dla utworów spągowej części ediakaru, **C** – kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Elements of a thermal history model for the Łopiennik IG 1 borehole, which assumes heat flow constant in time, as well as thickness of eroded sediments as estimated by lateral extrapolation from zones with better preserved sections

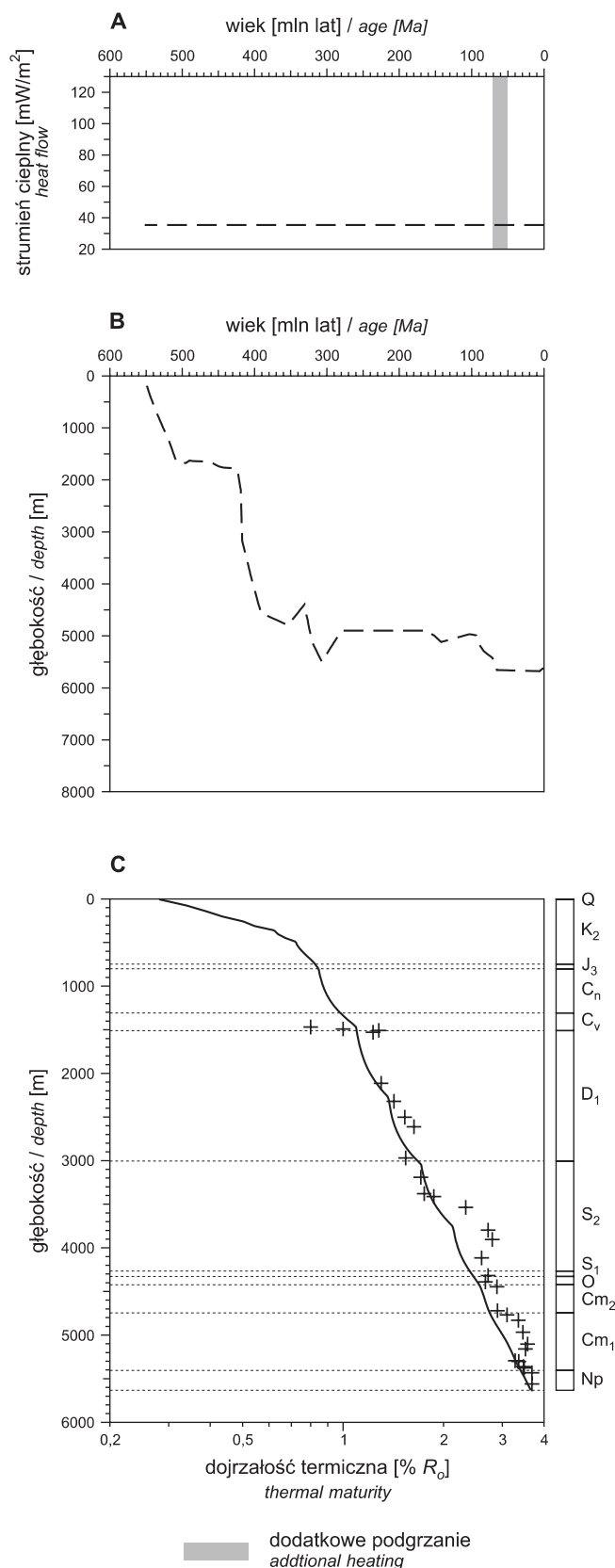
Extrapolation is approx. 500.0 m in a case of the Devonian sediments and is approx. 700.0 m in a case of the Carboniferous ones; **A** – assumed heat flow history, **B** – burial history model for the bottom of the Ediacaran, **C** – calibration of the thermal history model with measurements of thermal maturity

kredowych wskazać można migrację w obrębie tych utworów gorących roztworów (por. Żywiecki, 2003; Poprawa, Żywiecki, 2005).

Zaletą tego modelu jest to, że pozwala on przyjęc miąższość erozyjnie usuniętych utworów górnokarbońskich wynoszącą około 500,0–700,0 m, tj. wartość realistyczną w odniesieniu do miąższości utworów karbońskich z sąsiednich stref o lepiej zachowanych profilach. Z uwagi na powyższe model ten uznano za preferowany.

Alternatywnie analizowano model, w którym dojrzałość utworów paleozoicznych w profilu otworu Łopiennik IG 1 ukształtowała się głównie w czasie późnokarbońskiego pogrzebania (fig. 66) (por. Botor i in., 2002, Karnkowski, 2003). W modelu takim pomierzoną, stosunkowo wysoką dojrzałość termiczną można wytłumaczyć poprzez przyjęcie dużej miąższości zerodowanego, pierwotnego nadkładu karbońskich skał, bądź też przez nałożenie się powyższego czynnika oraz obecności w czasie maksymalnego karbońskiego pogrzebania strumienia ciepłego/gradientu geotermicznego podwyższonego w stosunku do współczesnego.

Aby wytłumaczyć wysoką, pomierzoną dojrzałość utworów paleozoicznych w profilu otworu Łopiennik IG 1 zjawiskiem późnokarbońskiego pogrzebania o znacznych rozmiarach, to przy założeniu stałego w czasie strumienia ciepłego należy przyjąć w modelu miąższość zerodowanych utworów karbońskich wynoszącą około 5000,0 m. W świetle wykształcenia osadów karbońskich w lepiej zachowanych profilach uznać można, że wartość ta jest całkowicie nierealistyczna.

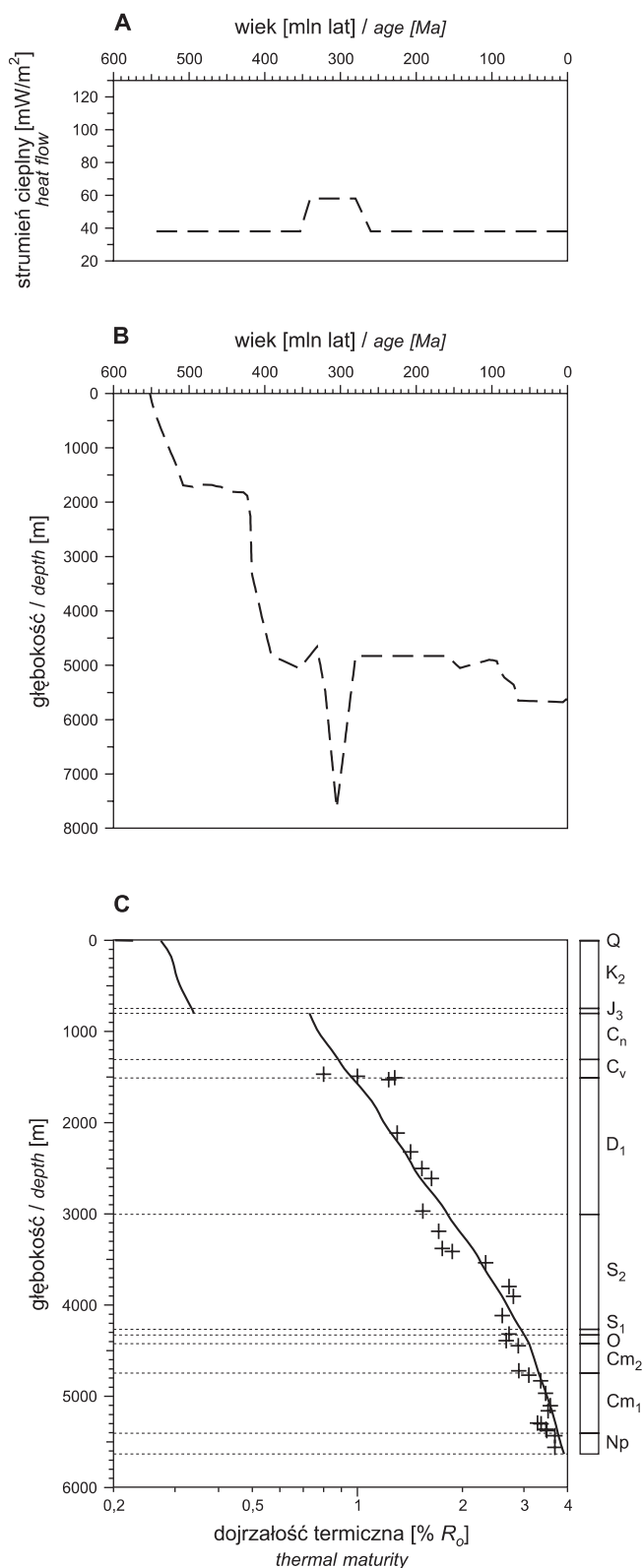


**Fig. 65. Elementy modelu historii termicznej dla profilu Łopiennik IG 1, zakładającego miąższości erozyjnie usuniętych osadów jak na figurze 64, a także dodatkową dostawę energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub w paleocenie**

**A** – założona historia strumienia ciepłego; **B** – model pogrzebania dla utworów spągowej części ediakaru; **C** – kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Elements of a thermal history model for the Łopiennik IG 1 borehole, which assumes thickness of missing section as in a case of figure 64, as well as presence of additional heating within the Upper Cretaceous section during time of their deposition and/or in Paleocene

**A** – assumed heat flow history; **B** – burial history model for the bottom of the Ediacaran; **C** – calibration of the thermal history model with measurements of thermal maturity



Mniejszą miąższość zerodowanych utworów karbońskich pozwala przyjąć w modelu założenie, że w czasie karbońskiego pogrzebania strumień ciepły był stosunkowo wysoki. Prawidłową kalibrację modelu można uzyskać przyjmując, że w późnym karbonie strumień ciepły był wyższy od współczesnego o około 20 mW/m<sup>2</sup> (fig. 66A). Niemniej jednak nawet wówczas konieczne jest założenie w modelu, że miąższość zerodowanych utworów karbońskich wynosi około 2800 m. Modele, w których znacząco zmniejszono by miąższość zerodowanych utworów, a podwyższono by późnkarboński strumień ciepły nie pozwalają uzyskać prawidłowej kalibracji z uwagi na rozbieżność wyliczanego i pomierzonego gradientu dojrzałości termicznej.

W efekcie stwierdzono, że modele przyjmujące karboński wiek przegrzania górotworu skutkują nierealistycznie dużymi wartościami miąższości zerodowanych utworów karbońskich. W efekcie taki wiek postulowanego tu zdarzenia termicznego uznano za mniej prawdopodobny. Istnieje jednak możliwość, że w późnym karbonie nastąpiło przegrzanie górotworu, powodujące częściowy wzrost dojrzałości termicznej, a następnie w mezozoiku miało miejsce dodatkowe zdarzenie termiczne, które ostatecznie ukształtowało obserwowaną dziś dojrzałość termiczną utworów paleozoicznych w profilu otworu Łopiennik IG 1.

**Fig. 66. Elementy modelu historii termicznej dla profilu Łopiennik IG 1, przyjmującego że dojrzałość termiczna utworów paleozoicznych została osiągnięta w czasie późnkarbońskiego pogrzebania, w warunkach strumienia ciepłego podwyższonego w stosunku do współczesnego**

**A** – założona historia strumienia ciepłego; **B** – model pogrzebania dla utworów spągowej części ediakaru; **C** – kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Elements of a thermal history model for the Łopiennik IG 1 borehole, which assumes that thermal maturity of the Paleozoic sediments was achieved during late Carboniferous burial with heat flow elevated with relation to the recent one.

**A** – assumed heat flow history; **B** – burial history model for the bottom of the Ediacaran; **C** – calibration of the thermal history model with measurements of thermal maturity

Piotr KRZYWIEC

## INTERPRETACJA TEKTONICZNA PROFILU SEJSMICZNEGO 1-10-97K W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO ŁOPIENNIK IG 1

Otwór wiertniczy Łopiennik IG 1 ulokowany jest w południowo-zachodnim segmencie basenu lubelskiego. Odwiercony on został ponad antyklinalną strukturą widoczną w obrębie utworów syluru, dewonu i karbonu, i sięgnął podłoża prekambryjskiego.

Dowiązania głębokościowych danych otworowych (stratygrafia, karotaże) do czasowych danych sejsmicznych dokonano wykorzystując pomiary prędkości średnich.

Otwór wiertniczy Łopiennik IG 1 położony jest w bliskim sąsiedztwie profilu sejsmicznego 1-10-97K (lokalizacja patrz fig. 1), pomierzonego przez Geofizykę Kraków S.A. na zlecenie firmy Apache Polska, i udostępnionego przez nią Państwowemu Instytutowi Geologicznemu do prac naukowo-badawczych. Profil 1-10-97K charakteryzuje się stosunkowo wysoką jakością pola falowego. Utwory kambru zobrazowane na tym profilu wykazują niewielki wzrost miąższości w kierunku na południowy zachód, utwory ordowiku charakteryzują się niewielką i raczej stałą miąższością. Miąwszy kompleks sylurski i dewoński cha-

rakteryzuje się również raczej stałą miąższością, jedynie w strefie otworu Łopiennik IG 1 widzimy w ich obrębie lokalnie rozwiniętą strukturę antyklinalną. Karbon, charakteryzujący się ciągłymi refleksami sejsmicznymi, również zaangażowany jest w tę strukturę. W stopniu karbonu obserwujemy poważną niezgodność kątową, ponad którą występują połogo leżące utwory jury i kredy (fig. 67). Struktura antyklinalna Łopiennika jest najprawdopodobniej strukturą naskórkową, zakorzenioną w plastycznym kompleksie sylurskich łupków graptolitowych (por. Pelc, 1999; Krzywiec, 2007; Narkiewicz i in., 2007a, b). Być może reprezentuje ona frontálną, kompresyjną strukturę naskórkową rozwiniętą na dalekim przedpolu orogenu waryscyjskiego i, prawdopodobnie, odkłutą na granicy ordowik/sylur (por. Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004). Powstała ona w późnym karbonie, w trakcie inwersji basenu lubelskiego. W obrębie kompleksu jurajsko-kredowego nie obserwujemy żadnych efektów mezozoicznej reaktywacji tej struktury.

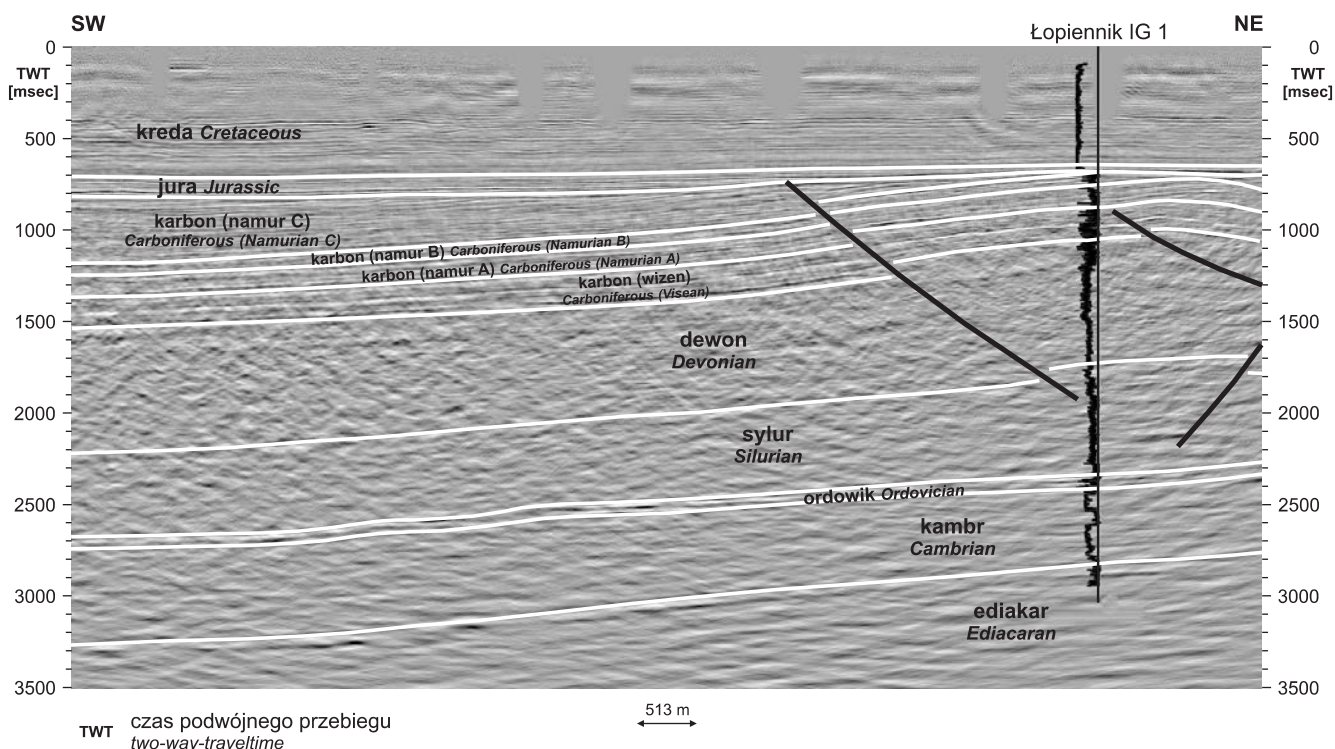


Fig. 67. Zinterpretowany profil sejsmiczny 1-10-97K skalibrowany przez otwór Łopiennik IG 1

Lokalizacja na figurze 1

Interpreted seismic profile 1-10-97K calibrated by Łopiennik IG 1 borehole

For location see Figure 1



Marek JAROSIŃSKI

## STRUKTURY TEKTONICZNE NA RDZENIU WIERTNICZYM

## CEL I METODYKA BADAŃ

Badania mezostruktur tektonicznych na rdzeniu wiertniczym przeprowadzono w celu określenia kinematyki głównych stref dyslokacyjnych, sukcesji zmian reżimu naprężeń oraz następstwa zdarzeń tektonicznych (tab. 30). Tam gdzie było to możliwe, przy upadzie warstw większym niż 10°, struktury tektoniczne zorientowano względem kierunku zapadania warstw. W jednym przypadku orientację warstw wykonano na podstawie technologicznych pęknięć rdzenia (typu *core discing*), których orientacja uwarunkowana jest kierunkiem największego współczesnego naprężenia poziomego ( $SH_{max}$ ) (Jarosiński, 1994). Zgodnie z wynikami pomiaru struktur *breakouts* na obszarze lubelskim (Jarosiński, 2005), kierunek największego współczesnego naprężenia poziomego jest tu wyjątkowo stabilny i mieści się w przedziale azymutów 4–11°. Jako podłużne określane są te struktury, których bieg jest zgodny z biegiem warstw; jako poprzeczne, te o biegu prostopadłym względem biegu warstw. Orientacja rys ślizgowych na powierzchniach luster jest podawana w konwencji ich znaczenia kinematycznego (w nawiasie podawane są kryteria kinematyczne służące określeniu zwrotu przemieszczenia). Górny fragment otworu jest rdzeniowany odcinkami. Począwszy od ordowiku (włącznie) aż do spągu otworu pobrano niemal ciągły rdzeń. W magazynie jest zdeponowany rdzeń poniżej 1468,0 m. Ze względu na małe zagęszczenie

struktur tektonicznych profil otworu nie jest opisywany systematycznie, a wskazane są tylko te miejsca, w których występują struktury tektoniczne. Uproszczony profil strukturalny otworu Łopiennik IG 1 przedstawiony został na fig. 68.

W otworze Łopiennik IG 1 wydzielić można dwa interwały różniące się charakterem struktur tektonicznych:

- 1468,0–3674,0 m – skały od wizenu po niższą część przydolu o upadach 5–20° (w kierunku południkowym). Tylko w dolnej partii upady wzrastają do 30°, co świadczy o zbliżaniu się do głównej strefy nasuwczej. Przeważają tu lustra tektoniczne nasunięć niskokątowych i poślizgów nasuwczych na powierzchniach warstw. W najwyższym interwale występuje pojedyncze lustro przesuwcze, lewoskrętne. Sporadycznie występuje mineralizacja kalcytem w postaci żył połączonych i nachylonych oraz stromych żył płaskich (poprzecznych i ewentualnie podłużnych) rozwieranych przesuwczo.
- 3722,0–5608,0 m – obejmuje zalegające położe skały od przydolu do ediakaru. Odcinek ten prawie pozbawiony jest struktur tektonicznych. Bardzo nielicznie występują poślizgi na powierzchniach warstw z mineralizacją kalcytową. Również sporadycznie występują poprzeczne żyły strome, kalcytowo-pirytowe. W ediakarskich bazaltach stwierdzono jedno lustro przesuwcze, lewoskrętne.

Tabela 30

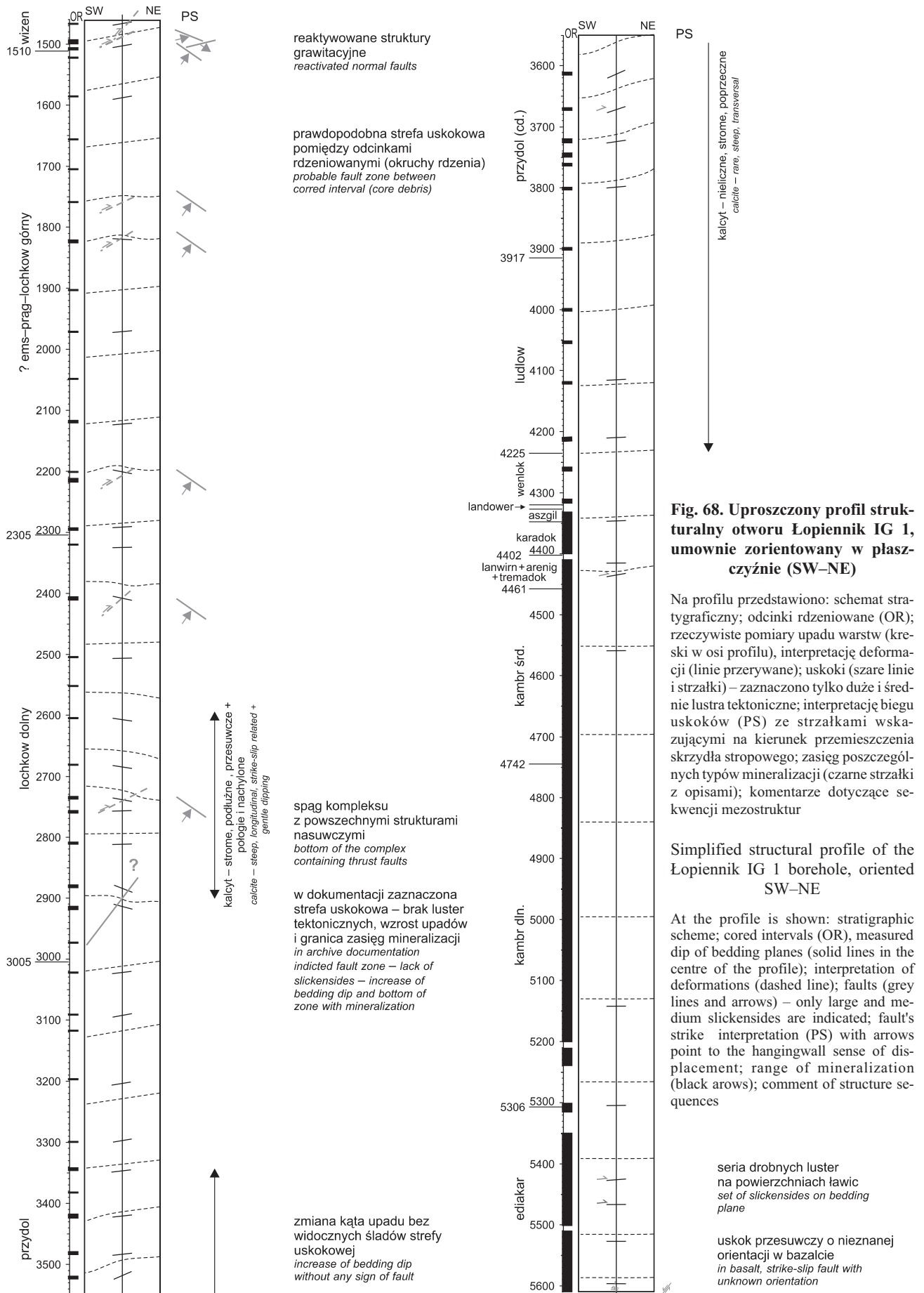
## Profil drobnych struktur tektonicznych pomierzonych na rdzeniu wiertniczym

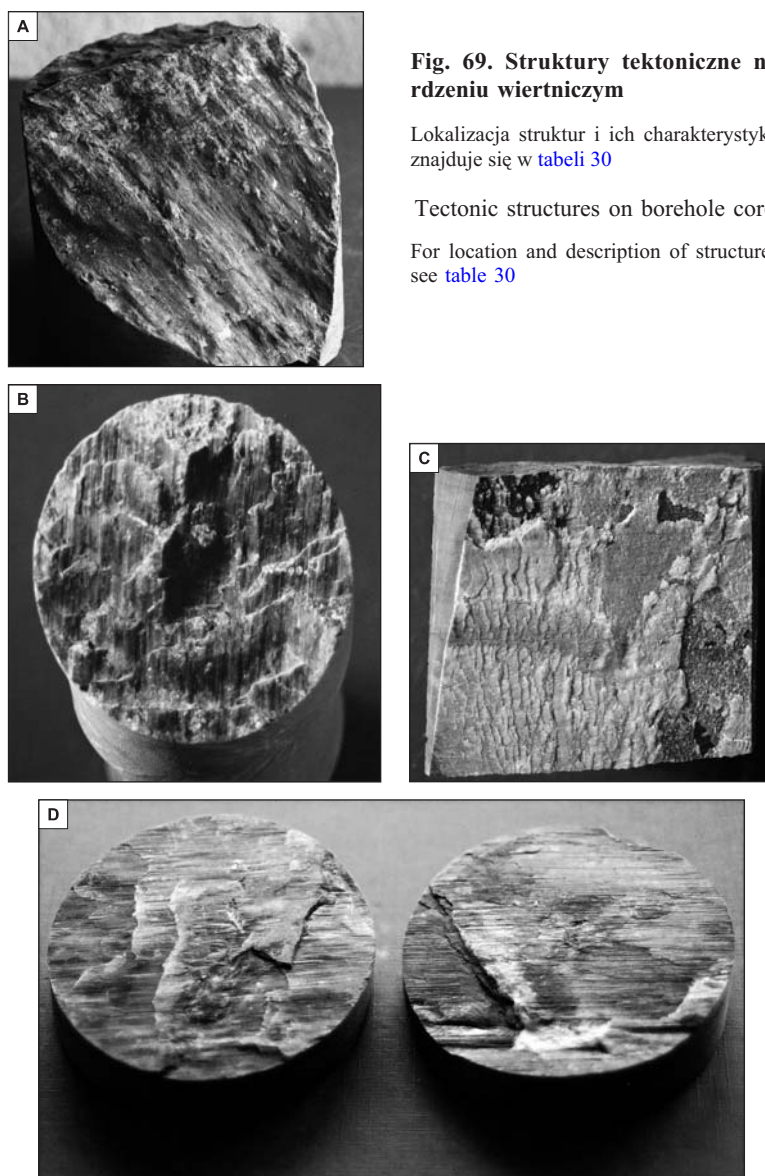
Profile of small-scale tectonic structures measured on a borehole core

Głębokość	Struktury tektoniczne	Komentarz, fotografie
1	2	3
1468	Warstwy, upad 10–15°	heterolit
1491	Strefa uskoku o szerokości 30,0 cm; lustra tektoniczne (2 w zespole), średnie, upad 45°, nierówne rysy ślizgowe przesuwczo-skośne, lewoskrętne (z kryterium gładkości); lustro tektoniczne, średnie, upad 30°, nierówne rysy ślizgowe upadowe, ?nasuwcze (z kryterium gładkości); szew stylolitowy nachylony, tektoniczny, przyuskokowy	–
1495	Lustro tektoniczne, średnie, upad 45°, równe rysy ślizgowe, skośno-upadowe, ?normalne-lewoskrętne (z kryterium gładkości)	fig. 69A
1507	Lustro tektoniczne, średnie, upad 35°, płaskie rysy ślizgowe, nasuwcze (z cieni kalcytowych); żyła, średnia kalcyt, płaska	karbon (w spągu karbonu piaskowiec mniej zdiagnozowany niż w stropie dewonu)
1585	Warstwy, upad 10°; brak struktur tektonicznych	dewon
1759	Lustro tektoniczne, średnie, upad 10°, gładkie rysy ślizgowe nasuwcze (z cieni kalcytowych); żyła, średnia	–
1822	Mułowiec i ilowiec stektonizowany; warstwy poziome; lustro tektoniczne małe, drobne rysy (x 2); strefa uskoku, szerokość 20,0 cm; lustro tektoniczne, średnie, upad 35°, nierówne rysy ślizgowe nasuwcze (z kryterium gładkości)	–

Tabela 30 cd.

1	2	3
1970	Warstwy, upad ok. 5°; spękania strome, płytkowe, z reliefem przesuwczym	brak mineralizacji i rozpuszczania na spękaniach stromych
2201–2202	Warstwy, upad 15° (?sedymenacyjny) ku $S_{Hmax}$ (na podstawie <i>core disk</i> ing); lustro tektoniczne, duże, upad 25°, równe rysy ślizgowe nasuwcze (z cieni mineralizacji i kryterium gładkości)	fig. 69B
2212	Warstwy, upad 10°	–
2293	Warstwy, upad 0–10°; lustro tektoniczne (3 w zespole), średnie rysy ślizgowe; lustro tektoniczne, średnie, upad 30–35°, równe rysy ślizgowe nasuwcze (z cieni kalcytowych)	–
2408	Lustro tektoniczne, upad 40°, bez rys ślizgowych	–
2612	Żyła cienka, kalcytowa, połoga i nachylona, spajająca brekcję spękaniaową	–
2738	Żyły (3 w zespole) średnie (1–2 mm), kalcytowe, upad 40–50°, płaskie; lustro tektoniczne (2 w zespole), średnie, upad 20°, równe rysy ślizgowe nasuwczo-skośne (z cieni mineralizacji)	–
2876–2877	Żyły (3 w zespole) średnie, kalcytowe, strome, zespół $\pm 10^\circ$ , ?podłużne, rozwierane przesuwczo, mineralizacja włóknista; żyła drobna, kalcytowa, połoga, nierówna; żyła gruba, kalcytowa, upad 55°, równa, synkinematyczna	fig. 69C
2918	Warstwy, upad 20°; brak struktur tektonicznych	–
3090	Warstwy, upad ~10–15°; brak struktur tektonicznych	–
3345	Warstwy, upad 5–10°; żyły (2 w zespole) drobna i średnia, kalcytowe, strome, ?poprzeczne, płaskie	–
3418	Warstwy, upad 5°; lustra tektoniczne (2 w zespole), drobne, płaskie, drobne rysy, nasuwcze (z cieni kalcytowych)	–
3480	Warstwy, upad 5°; brak struktur tektonicznych	–
3536–3544	Warstwy, upad 25–30°; brak struktur tektonicznych	–
3608–3614	Warstwy, upad 20–30°; lustra tektoniczne (2 w zespole), średnie, płaskie rysy ślizgowe, nasuwcze (z cieni kalcytowych – późne przemieszczenie)	–
3670–3674	Warstwy, upad 20°; lustra tektoniczne (2 w zespole), drobne, równe rysy ślizgowe nasuwcze (z cieni krystalizacyjnych)	–
3722–3730	Warstwy, upad 10°; brak struktur tektonicznych	–
3798	Warstwy, upad 5°; lustro tektoniczne małe, płaskie, drobne rysy nasuwczo-skośne (z cieni mineralizacyjnych, późne przemieszczenie)	–
4215	Warstwy, upad 0–5°; żyły małe (4 w zespole), kalcytowe z pirytem, strome, ?poprzeczne, płaskie	–
4348	Warstwy, upad 0°; żyła kalcytowa (szczota), rozwierana ?nasuwczo	–
4418	Warstwy połogie; spękania płytkowe; brak struktur tektonicznych	heterolit, litologia sprzyjająca deformacjom
4430	Warstwy, upad <10°; lustro tektoniczne, drobne, płaskie rysy ślizgowe nasuwcze (z kryterium gładkości); lustra tektoniczne (2 w zespole), drobne, połogie, bez rys ślizgowych	heterolit, mułowce
4458	Warstwy połogie; lustro tektoniczne, drobne rysy ślizgowe, nasuwcze	–
4560	Warstwy połogie, w otoczeniu kilkumetrowe przewarstwienia piaskowca; brak struktur tektonicznych	heterolit
5141	Warstwy połogie; lustro tektoniczne, drobne, ~kompakcyjne, nierówne; drobne rysy ślizgowe upadowe	heterolit
5300	Łupliwość płytkowa	mułowce
5428	Warstwy, upad 5°; lustro tektoniczne, średnie płaskie, rysy ślizgowe (cienie kalcyt) (x 4)	fig. 69D
5465	Warstwy połogie; lustro tektoniczne, płaskie (x 8)	–
5608	Lustro tektoniczne, średnie strome, drobne rysy ślizgowe, przesuwcze, lewoskrętne (z kryterium gładkości)	bazalty





**Fig. 69. Struktury tektoniczne na rdzeniu wiertniczym**

Lokalizacja struktur i ich charakterystyka znajduje się w [tabeli 30](#)

Tectonic structures on borehole core

For location and description of structures see [table 30](#)

## MAKROSTRUKTURY I EWOLUCJA

Wszystkie struktury tektoniczne w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 można uznać za waryscyjskie. Towarzyszy im wyłącznie mineralizacja kalcytowa, związana z reżimem nasuwczym i przesuwczym. Nieznaczne deformacje nasuwcze obejmują górną część profilu otworu, łącznie z większym odcinkiem przydołu, w obrębie którego występują maksymalne upady warstw (do 30°) świadczące o zbliżaniu się do strefy nasunięcia głównego. Na podstawie nikłego stopnia deformacji można stwierdzić, że rozmiar nasunięcia nie powinien przekroczyć kilku metrów. Poniżej tego nasunięcia (3722,0

m) deformacje są znikome i przejawiają się wyłącznie drobnymi poślizgami na powierzchniach warstw. Nieliczne lustra z rysami skośnymi mogą świadczyć o reaktywacji kompresyjnej wcześniej powstałych struktur np. ekstensyjnych. Na głębokości około 2900,0 m w dokumentacji zaznaczona jest strefę uskokową. Jednakże na rdzeniach nie obserwuje się zagęszczenia luster w jej sąsiedztwie, a jedynie zagęszczenie mineralizacji w jej skrzydle stropowym. Występujące tu żyły nachylone i strome, rozwierane są w reżimie przesuwczym, przemawiają za transtensyjną kinematyką tej strefy.