

WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, WARUNKÓW POGRZEBANIA I HISTORII TERMICZNEJ

Piotr KRZYWIEC

INTERPRETACJA TEKTONICZNA PROFILU SEJSMICZNEGO TO690481 W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO PARCZEW IG 10

Otwór wiertniczy Parczew IG 10 jest zlokalizowany w centralnej części lubelskiego basenu sedymentacyjnego, na północny wschód od strefy uskoku Kocka. Strefa ta oddziela osiową część basenu lubelskiego charakteryzującą się dużymi miąższościami utworów dewonu i karbonu od jego części peryferycznej, ułożonej ponad kratonem wschodnioeuropejskim, gdzie utwory dewonu występują tylko sporadycznie, a karbon ma istotnie mniejsze miąższości (Narkiewicz i in., 2007). W części centralnej utwory górnego paleozoiku uległy znacznym późnokarbońskim, waryscyjskim deformacjom tektonicznym, natomiast deformacje fazy bretońskiej (wczesny karbon) zaznaczyły się powstaniem regionalnej luki stratygraficznej. Wyraźna niezgodność kątowa występuje między zdeformowanym kompleksem paleozoicznym (bez permu), a położej leżącą pokrywą osadową powstałą w brzeżnej części bruzdy śródpolskiej (w zależności od frag-

mentu basenu lubelskiego są to utwory permu, triasu bądź jury). Na północny wschód od strefy Kocka ruchy tektoniczne związane z fazą bretońską doprowadziły do powstania istotnej niezgodności kątowej i luki stratygraficznej między utworami karbonu (missisip–pensylwan), a utworami starszymi, z kolei istotnej niezgodności kątowej między utworami karbonu i jury w tym rejonie nie obserwujemy (por. również Krzywiec, 2007, 2009).

Otwór Parczew IG 10 położony jest w bliskim sąsiedztwie profilu sejsmicznego TO690481, charakteryzującego się stosunkowo wysoką rozdzielczością pola falowego (fig. 1). Dowiązania głębokościowych danych otworowych (stratygrafia, karotaże) dla otworu Parczew IG 10 oraz dla pozostałych otworów do czasowych danych sejsmicznych dokonano wykorzystując pomiary prędkości średnich. Na figurze 39 pokazano szczegółową korelację otworu Parczew IG 10 z tym

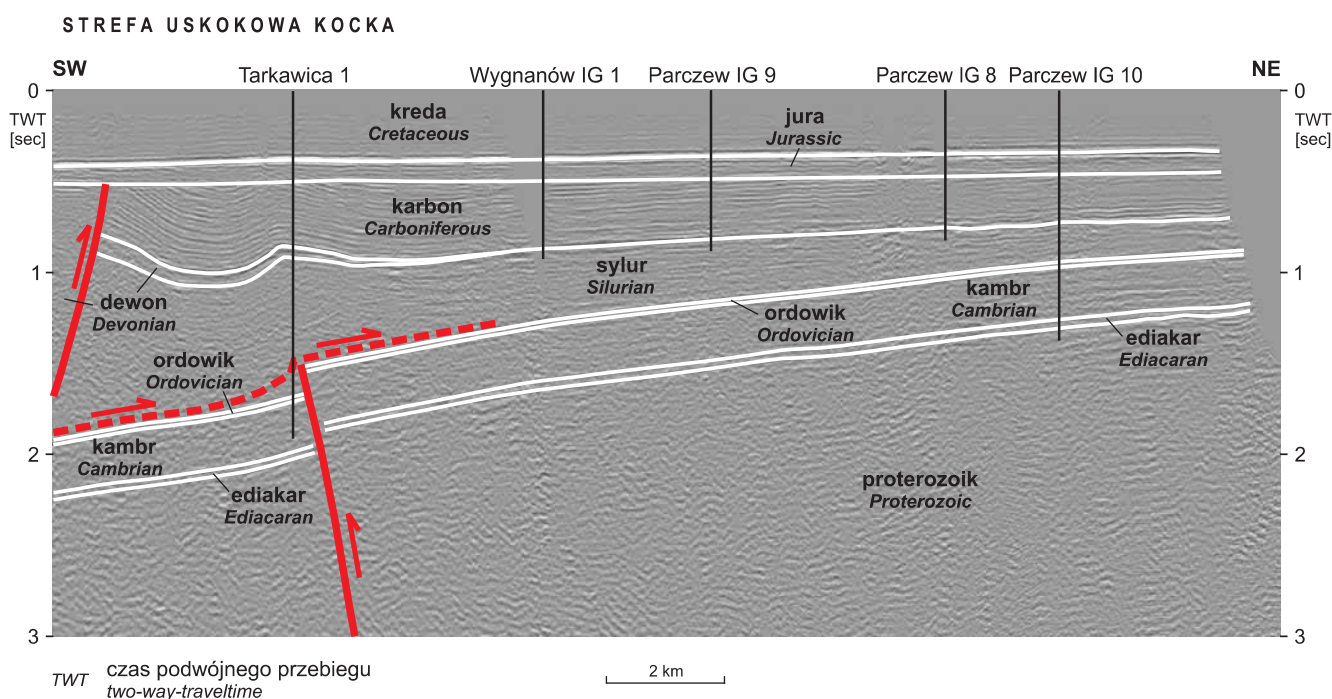


Fig. 39. Zinterpretowany profil sejsmiczny TO690481 skalibrowany przez otwór wiertniczy Parczew IG 10

Interpreted seismic profile TO690481 calibrated by the Parczew IG 10 borehole

profilem sejsmicznym, obrazującą lokalizację wszystkich wyróżnionych w nim granic stratygraficznych oraz wybranych krzywych karotażowych (GR i NEGR) na tle obrazu falowego. Na **figurze 40** przedstawiono szczegółowo wydzielenia stratygraficzne w profilu Parczew IG 10.

W rejonie profilu sejsmicznym TO690481 strefa Kocka składa się z głównego nasunięcia (stromego uskoku odwróconego), wzdłuż którego utwory dewonu i karbonu (nie zobrazowane już na tym profilu) zostały w trakcie ruchów waryscyjskich znacznie uniesione i obecnie przykryte są niezgodnie leżącymi utworami jury i kredy. Oprócz tego uskoku, znanego również z innych części basenu lubelskiego (por. Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Krzywiec, 2007, 2009), w rejonie otworu Tarkawica 1 występuje potomne nasunięcie i towarzyszący mu fałd naduskokowy. Fałd ten powstał ponad rampą ułożoną ponad uskokiem odwróconym zakorzenionym w podłożu prekambryjskim. Uskok ten najprawdopodobniej był aktywny w trakcie fazy bretońskiej, w efekcie której na północny wschód od strefy Kocka erozji uległy utwory dewonu i star-

sze, przykryte następnie niezgodnie przez utwory karbońskie. W rejonie otworu Tarkawica 1 występują szczerunkowo zachowane utwory dewońskie, które na południowy zachód od strefy Kocka osiągają znacznie większe miąższości.

Struktura Kocka została zinterpretowana jako struktura naskórkowa, z głównym poziomem odklucia ułożonym na granicy ordowiku i syluru (por. Pelc, 1999; Krzywiec, 2007; 2009; Narkiewicz i in., 2007). Powstała ona w późnym karbonie, w trakcie inwersji basenu lubelskiego. W obrębie kompleksu jurajsko-kredowego nie obserwujemy żadnych efektów mezozoicznej reaktywacji tej struktury.

Otwór Parczew IG 10 znajduje się w rejonie gdzie późnokarbońskie deformacje waryscyjskie już się nie zaznaczyły. W strefie tej widać jedynie niewielką niezgodność kątową między utworami syluru (ludlowu) i karbonu (missisipu), będącą efektem ruchów tektonicznych fazy bretońskiej. Bardzo subtelną niezgodność kątową związaną ze znaczną luką erozyjną obserwujemy również pomiędzy karbonem a jurą.

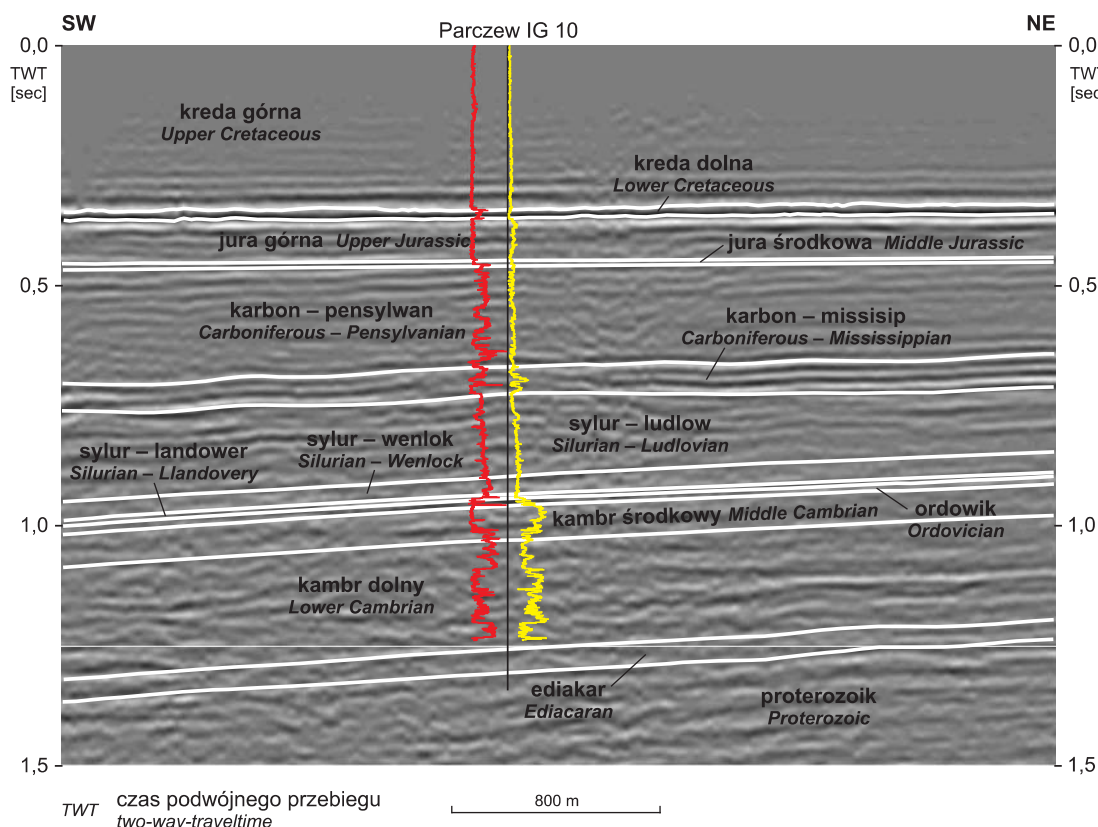


Fig. 40. Powiększony fragment profilu sejsmicznego TO690481 skalibrowanego przez otwór wiertniczy Parczew IG 10

Czerwona krzywa: krzywa naturalnego promieniowania gamma (GR), żółta krzywa: krzywa neutron-gamma (NEGR)

Enlarged part of seismic profile TO690481
calibrated by the Parczew IG 10 borehole

Red curve: natural gamma log (GR), yellow curve: neutron-gamma log (NEGR)

Paweł POPRAWA

ANALIZA SUBSYDENCJI TEKTONICZNEJ ORAZ TEMPA DEPOZYCJI

WSTĘP

W strefie, w której zlokalizowany jest otwór wiertniczy Parczew IG 10, występują nałożone na siebie utwory trzech basenów sedimentacyjnych, które różnią się wzajemnie ramami geometrycznymi, a także mechanizmami subsydencji. Stanowią je basen ediakarsko-dolnopaleozoiczny, dewońsko-karboński basen regionu lubelskiego, tu reprezentowany jedynie przez osady karbonu, oraz permsko-mezozoiczny basen polski, w tym obszarze reprezentowany przez osady jurajsko-kredowe. Celem omawianej analizy subsydencji tektonicznej było odtworzenie jej przebiegu w odniesieniu do każdego z tych basenów oraz określenie jej mechanizmów. Analizę tempa depozycji prowadzono w celu odtworzenia aktywności obszarów źródłowych materiału detrytycznego.

Badania o podobnym charakterze były wcześniej wykonywane. W odniesieniu do basenu ediakarsko-dolnopaleozoicznego są to prace Poprawy i Pacześnej (2002) oraz Poprawy (2006a), na których prezentowany w niniejszym tomie materiał bezpośrednio bazuje. Natomiast w odniesieniu do basenu dewońsko-karbońskiego są to prace Narkiewicza i innych (1998b), zaś dla basenu polskiego Dadleza i innych (1995) i Karnkowskiego (1999). W odniesieniu do tych prac prezentowane wyniki stanowią jedynie uzupełnienie.

Poprzednio prowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że w późnym ediakarze–najwcześniejszym kambrze zachodziły wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego procesy ryftowe, które wiązały się najprawdopodobniej z rozpadem superkontynentu Rodinii/Pannotii. Efektem ryftowania było powstanie wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego pasywnej krawędzi kontynentalnej,

która istniała przez większą część kambru oraz we wczesnym i środkowym ordowiku. Natomiast w późnym ordowiku i sylurze basen bałtycki stanowił zapadlisko przedgórskie kaledońskiej strefy kolizyjnej (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a).

We wczesnym dewonie w regionie lubelskim rozwijał się pokolizyjny basen old-redu, zaś w środkowym, a w większym stopniu w późnym dewonie ewolucja regionu lubelskiego zdeterminowana była przez rozwój transtensyjnego rowu lubelsko-radomskiego (Narkiewicz i in., 1998). Z końcem dewonu, a większym zakresie we wczesnym karbonie (turneju–wczesnym wizenie) region lubelski ulegał obocznie zróżnicowanemu tektonicznemu wypiętrzaniu i erozji oraz deformacjom tektonicznym, określanym jako bretońska faza deformacji (Żelichowski, Kozłowski, 1983). W okresie od późnego wizenu do westfału w regionie lubelskim miały miejsce kolejne fazy szybkiej subsydencji tektonicznej, które wiązano z transtensyjną aktywnością tektoniczną (Narkiewicz i in., 1998).

W strefie, w której zlokalizowany jest otwór Parczew IG 10, na utworach górnokarbońskich niezgodnie zalegają jurajskie i kredowe osady basenu polskiego. Dla basenu polskiego przyjmowano genezę ryftową (Dadlez i in., 1995; Karnkowski, 1999; Kutek, 2001), z możliwym wpływem tektoniki transtensyjnej (Hakenberg, Świdrowska, 1997; Poprawa, 1997). Ponieważ otwór Parczew IG 10 jest zlokalizowany na wschodnim obrzeżeniu głównego depocentrum basenu, wyniki analizy subsydencji w tym przypadku nie są w pełni reprezentatywne dla basenu polskiego.

METODYKA I ZAŁOŻENIA MODELU

Jednowymiarową analizę subsydencji (*backstripping*) przeprowadzono w celu wyodrębnienia z zapisu osadowego wypełnienia poszczególnych basenów sedimentacyjnych tektonicznej składowej całkowitej subsydencji. Jej celem była identyfikacja mechanizmów subsydencji oraz określenie tektonicznego modelu dla poszczególnych basenów. *Backstripping* wykonano z użyciem programu BasinMod 1-D™ (Platte River Associates, Inc.).

Dane wejściowe, wykorzystane w analizie subsydencji, to: miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia (wyrażona wiekiem liczbowym), litologia, parametry petrofizyczne skał, zmiany batymetryczno-topograficzne oraz eustatyczne. Miąższość, stratygrafia i litologia są dla omawianego profilu szczegółowo przedstawione w rozdziale *Profil litologiczno-stratygraficzny*. Złożonym problemem była rekonstrukcja miąższości utworów usuniętych w trakcie poszczególnych faz erozji, przede wszystkim erozji fazy bretońskiej oraz erozji późno- i powaryscyjskiej. Znaczenie odtwarzania

rozmiarów pierwotnego, przederozyjnego pograżenia dla *backstrippingu* wynika z tego, że z jednej strony definiuje ono przebieg subsydencji w przedziale czasu reprezentowanym przez zerodowany osad, z drugiej zaś strony znacząco wpływa na rekonstrukcję procesu kompaktacji mechanicznej.

Wprowadzenie do obliczeń poprawki batymetryczno-eustatycznej pozwoliło uwzględnić tę część subsydencji basenu, która nie była kompensowana depozycją i nie znajduje zapisu w miąższości osadów. Poszczególnym jednostkom stratygraficznym wydzielonym w profilu, o randze zależnej od możliwej rozdzielczości stratygraficznej, przyporządkowano wieki liczbowe, stosując w tym celu tabelę stratygraficzną Gradsteina i innych (2004). Długości trwania poszczególnych pięter w obrębie ordowiku przyjęto na podstawie tabeli Gradsteina i Ogga (1996).

W przeprowadzonym *backstrippingu* uwzględniono poprawkę na dekompaktację, obliczaną w tym przypadku według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Możliwy zakres błędu

związany ze stosowaniem tej poprawki uznano za mało znaczący dla wyników *backstrippingu* (Poprawa, Paczeńska, 2002).

Parametrami petrofizycznymi skał, które uwzględniono w procedurze dekompakcji, były współczynniki kompaktacji oraz porowatości pierwotne, które przyjęto według publikowanych wartości, typowych dla podstawowych typów litologicznych. Dla poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu o złożonym składzie litologicznym, nieodpowiadającym podstawowym typom litologicznym, tworzono w bibliotece programu nowe wydzielienia litologiczne poprzez przyjęcie odpowiednich proporcji między podstawowy-

mi składnikami. Następnie wyliczono dla nich wartości parametrów petrofizycznych, określając średnią ważoną z poszczególnych składników.

W analizie subsydencji uwzględniono także poprawkę izostaticzną, pozwalającą wyodrębnić składową całkowitą subsydencji spowodowaną obciążeniem litosfery przez kolumnę osadów i wody. Poprawkę tę liczone według modelu izostazji Airy'ego, standardowo używanego w modelowaniach jednowymiarowych. Uznano, że przyjęcie takiego uproszczonego modelu poprawki izostaticznej nie wprowadza znaczącego błędu (por. Barton, Wood, 1984; King, 1994).

SUBSYDENCJA TEKTONICZNA ORAZ TEMPO DEPOZYCJI OSADÓW

Rozwój basenu sedymentacyjnego w centralnej części zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego rozpoczął się w neoproterozoiku od powstania systemu ryftowych rowów tektonicznych, w których zostały zdeponowane osady formacji poleskiej, po czym nastąpił okres związanej z ryftowaniem aktywności magmowej (np. Poprawa, Paczeńska, 2002). Pierwszy etap rozwoju basenu na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego cechuje obecność fazy szybkiej subsydencji tektonicznej w późnym ediakarze–wczesnym kambrze (fig. 41). Począwszy od środkowego kambru rozpoczęło się spowalnianie subsydencji tektonicznej, które kontynuowało się do środkowego ordowiku. W efekcie charakter krzywej subsydencji tektonicznej dla okresu od ediakaru do środkowego ordowiku jest zbliżony do krzywych wskaźnikowych dla basenów ekstensyjnych (fig. 41). Tempo depozycji osadów we wczesnym kambrze wynosiło średnio około 32 m/mln lat, zaś w środkowym kambrze średnio około 19 m/mln lat (fig. 42). We wczesnym i środkowym ordowiku tempo depozycji osadów było bardzo niskie, nie przekraczając 1 m/mln lat.

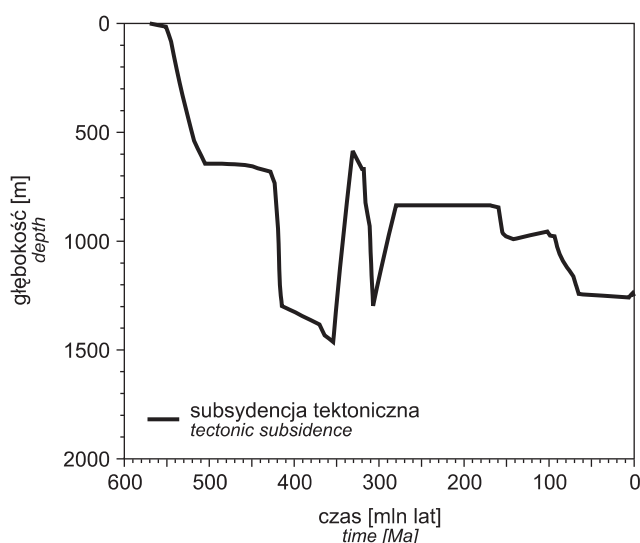


Fig. 41. Historia subsydencji tektonicznej dla profilu Parczew IG 10

Tectonic subsidence history for the Parczew IG 10 borehole

Omówiony charakter krzywej subsydencji tektonicznej pozwala sugerować, że na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego w ediakarze miała miejsce faza synryftowej ekstensji. Interpretację taką dodatkowo potwierdza obecność ediakarskiej aktywności magmowej, stowarzyszonej z ryftowaniem (Białowska i in., 2002; Poprawa, Paczeńska, 2002). Ponieważ rozmiary neoproterozoiczno-kambryjskiej subsydencji na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego ogólnie wzrastają ku zachodowi, przyjęto, że ryftowanie zachodziło w obszarze na zachód i południowy zachód od obecnej krawędzi kratonu (Poprawa, Paczeńska, 2002). Biorąc pod uwagę przebieg zachodniej krawędzi kratonu oraz przebieg strefy Orsza–Wołyń, której przedłużenie dochodzi do krawędzi kratonu w regionie lubelskim, przyjęto że analizowana strefa basenu znajdowała się w strefie szeroko rozumianego złącza potrójnego systemów ryftowych (Poprawa, Paczeńska,

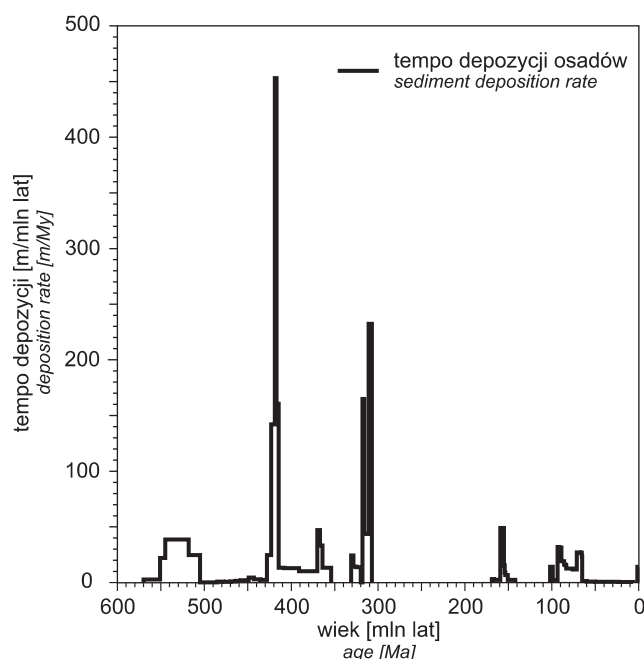


Fig. 42. Tempo depozycji osadów dla profilu Parczew IG 10

Sediment deposition rate for the Parczew IG 10 borehole

2002; por. Pożaryski, Kotański, 1979). Wulkanity strefy Orsza–Wołyń oraz podścielające je neoproterozoiczne utwory formacji poleskiej reprezentują w tym modelu synryftową fazę rozwoju basenu, podczas gdy zalegające na nich skały osadowe ediakaru są zapisem fazy przejściowej między etapem syn- i poryftowym (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a).

Ryft rozwijający się na przełomie neoproterozoiku i kambru wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki wiązano z późną fazą rozpadu prekambryjskiego superkontynentu Rodinii/Pannotii (por. Torsvik i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Poprawa, Paczeńska, 2002). Z kolei kambryjsko-środkowoodowickie baseny sedimentacyjne, rozwijające się na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, interpretowano jako pokrywę osadową pasywnego brzegu kontynentalnego Baltiki.

W późnym ordowiku rozpoczął się systematyczny wzrost tempa subsydencji tektonicznej oraz tempa depozycji osadów w czasie, który kontynuował się do późnego syluru. Ponadto dla tego przedziału czasu stwierdzono oboczny przyrost tempa subsydencji tektonicznej z NE ku SW, tj. ku krawędzi kratonu. Odtworzona krzywa subsydencji tektonicznej ma dla późnego ordowiku i syluru charakterystyczny kształt „kolanowy” (fig. 41). Jest on wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego, związanego z mechanizmem fleksuralnego uginania płyty. Między innymi na tej podstawie dla późnoordowicko-sylurskiego basenu sugerowano model przedgórskiego basenu kaledońskiego orogenu (Poprawa, Paczeńska, 2002).

W późnym ordowiku i sylurze tempo depozycji osadów, podobnie jak tempo subsydencji, systematycznie wzrastało (fig. 42). W karadoku wynosiło ono około 1 m/mln, w aszgilu i landowerze około 2–3 m/mln. Znaczący wzrost tempa depozycji obserwowany jest począwszy od wenloku, kiedy wynosiło ono średnio około 23 m/mln. W ludlowie średnie tempo depozycji wzrosło do około 135 m/mln, zaś w przydolu do około 430 m/mln (fig. 42). Wzrost tempa depozycji wiązał się z dwoma wzajemnie powiązаныmi procesami. Z jednej strony w wyniku fleksuralnego uginania krawędzi płyty powstawała w basenie przestrzeń akomodacyjna (Poprawa, 2006b), z drugiej zaś strony wzrastała dostawa materiału detrytycznego, erodowanego z wypiętrzanej kaledońskiej przyzmy akrecyjnej, rozwijającej się wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu.

W profilu otworu Parczew IG 10 występuje luka stratygraficzna, która obejmuje najwyższy sylur–niższą część dolnego karbonu. Rekonstrukcje miąższości zerodowanych utworów

charakteryzują się dużym zakresem niepewności, w efekcie czego analiza subsydencji dla tego przedziału czasu geologicznego jest mało wiarygodna, a w efekcie nieużyteczna. Niemniej jednak niezgodne zaleganie w regionie lubelskim karbońskich pokrywy osadowej na zerodowanych częściowo utworach dewonu i/lub dolnego paleozoiku i/lub prekambriu dokumentuje obecność wypiętrzania tektonicznego (fig. 41) i związanej z nim erozji. Procesy te zachodziły z końcem dewonu oraz we wczesnym karbonie (turneju–wczesnym wizenie). W rejonie otworu Parczew IG 10 doprowadziły one do całkowitego usunięcia utworów dewońskich oraz częściowego usunięcia utworów górnosylurskich. Wypiętrzanie i równoczesne deformacje tektoniczne, najprawdopodobniej o transpresyjnym charakterze, można interpretować jako efekt oddziaływania waryscyjskiego orogenu na płytę przedpola.

W wizenie rozpoczął się kolejny etap rozwoju basenu, który kontynuował się do westfalu. Charakteryzuje go krzywa subsydencji tektonicznej, ilustrująca pojedynczą fazę intensywnej subsydencji (fig. 41), którą można porównywać do krzywych wskaźnikowych dla basenów powstających w reżimie transtensyjnym (por. Angevine i in., 1990). W efekcie dla karbońskiego depocentrum, w obrębie którego znajduje się omawiany obszar, przyjęto genezę transtensyjną (por. Narkiewicz i in., 1998b). Tempo depozycji na wstępnym etapie rozwoju tego depocentrum (późny wizen–wczesny namur) wynosiło około 10–15 m/mln lat, zaś w pozostałej części namuru oraz w westfalu zawierało się w zakresie 37–205 m/mln lat (fig. 42).

W omawianym profilu na utworach górnego karbonu spoczywają bezpośrednio utwory środkowej i górnej jury. Hiatus odpowiadający wstępnym etapom rozwoju basenu polskiego spowodowany jest tym, że lokalizacja tej strefy jest odległą od głównego depocentrum basenu. Dla omawianego otworu obserwowany jest impuls subsydencji tektonicznej w późnej jurze (fig. 41), który wiązany jest z wpływem ówczesnej fazy ekstensji, mającej miejsce w głównym depocentrum basenu polskiego (Dadlez i in., 1995). Tempo depozycji w późnej jurze wynosiło około 37 m/mln lat (fig. 42). W późnej kredzie w basenie polskim zachodziła reaktywacja tektoniczna, wyrażająca się wzmożoną subsydencją, obserwowaną również na omawianym tu obszarze. Poprzez odniesienie do ówczesnej ewolucji basenu polskiego przyjęto, że proces ten zachodził w kompresyjnym reżimie tektonicznym (Dadlez i in., 1995; Krzywiec, 2002). Późnokredowe tempo depozycji ogólnie zawierało się w zakresie 10–23 m/mln lat.

Paweł POPRAWA

REKONSTRUKCJA HISTORII TERMICZNEJ ORAZ WARUNKÓW POGRZEBANIA

Niniejszy rozdział prezentuje wyniki jednowymiarowego modelowania i rekonstrukcji historii pogrzebania oraz historii termicznej dla profilu otworu Parczew IG 10. Prowadzone modelowania miały na celu odtworzenie historii zdarzeń termicznych w basenie oraz określenie ich mechanizmów. Punktem wyjścia do modelowań historii termicznej jest odtworze-

nie dojrzałości termicznej utworów w analizowanym profilu. W tym regionie badano ją dotychczas przede wszystkim z zastosowaniem metody analizy stopnia odbicia światła wityrytu i macerałów wityrytopodobnych (np. Grotek i in., 1998; Swadowska, Sikorska, 1998; Grotek, 2005), dodatkowo także metodą analizy zmian kolorystyki konodontów CAI (np. Neh-

ring-Lefeld i in., 1997; Narkiewicz i in., 1998a) oraz metodą pirolityczną (np. Kotarba i in., 1998; Matyasik, 1998; Botor i in., 2002). Modelowania historii termicznej i historii pogrzebania prowadzili w tym obszarze m.in. Maćkowski (1997), Burzewski i inni (1998), Botor i inni (2002) oraz Poprawa

i Żywiecki (2005). W poprzednich pracach jako główny mechanizm tworzenia się obecnie obserwowanej struktury dojrzałości termicznej sugerowano waryscyjskie przegrzanie, któremu nadawano różną genezę.

METODYKA

Historię termiczną i historię pogrzebania dla profilu Parczew IG 10 odtwarzano stosując jednowymiarowe, komputerowe modelowania dojrzałości termicznej. Modelowania kalibrowano pomiarami refleksyjności wityrynitów, bądź macełałów wityrynitopodobnych. W modelowaniach używano jako danych źródłowych: stratygrafię i miąższości poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu, parametry petrofizyczne skał, współczesny reżim cieplny oraz obecną dojrzałość termiczną. Dane stratygraficzne, miąższościowe, a także litologiczne, na podstawie których wyliczono parametry petrofizyczne, zostały szczegółowo omówione w rozdziale *Profil litologiczno-stratygraficzny*.

Najważniejsze znaczenie w procesie rekonstrukcji historii termicznej miały historia pogrzebania oraz historia strumienia cieplnego. Historia pogrzebania definiowana jest przede wszystkim przez miąższości i stratygrafię poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu. Dla poszczególnych wydziałów stratygraficznych wieki liczbowe przyporządkowano stosując tabelę stratygraficzną Gradsteina i innych (2004). W rekonstrukcji pogrzebania stosowano także poprawkę na dekompleksję, obliczaną z zastosowaniem algorytmu Baldwina i Butlera (1985).

Pierwotne miąższości utworów erozyjnie usuniętych, bądź częściowo zredukowanych odtworzono na podstawie obocznej ekstrapolacji miąższości ze stref o pełniej zachowanych profilach, wykorzystując m.in. paleomiąższości prezentowane w pracy Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983). Dla historii pogrzebania analizowanego profilu najistotniejsze znaczenie mają założenia co do miąższości erozyjnie usuniętych utworów górnego syluru i dewonu (tu przyjęto 1500 m), a także utworów karbonu górnego (tu przyjęto 700 m). Pozostałe epizody wypiętrzania i erozji prowadziły do erozji osadów o miąższości na tyle niewielkiej, że mają one znikome znaczenie dla odtwarzanej historii pogrzebania.

W modelowaniach dojrzałości stosowano procedurę *forward*, tj. zakładano wyjściowy stan systemu oraz określony proces geologiczny, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu.

W przypadku jeśli wyliczana dojrzałość termiczna nie była zgodna z jej pomierzoną wartością, procedurę powtarzano przy innych parametrach, aż do osiągnięcia optymalnej kalibracji modelu.

Dla profilu Parczew IG 10 nie dysponowano reprezentatywnymi pomiarami laboratoryjnymi przewodności termicznej i pojemności cieplnej dla szkieletu ziarnowego poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu. Z uwagi na to parametry te wyliczono poprzez przyjęcie odpowiednich proporcji między poszczególnymi, podstawowymi składnikami litologicznymi, dla których typowe wartości obu wymienionych parametrów znajdują się w bibliotekach programu. Wartości parametrów określano wyliczając średnią ważoną z poszczególnych składników. W modelowaniach uwzględniono zmiany w czasie wymienionych powyżej parametrów w funkcji zmian porowatości w trakcie postępującego pogrzebania. Przyjmowane wartości parametrów przewodności termicznej i pojemności cieplnej rzutowały przede wszystkim na obliczane wartości współczesnego strumienia cieplnego oraz paleostrumienia cieplnego. Wartość współczesnego strumienia cieplnego obliczono wykorzystując wartości współczesnych temperatur pomierzonych w górotworze według Karwasieckiej i Bruszewskiej (1997), a także uwzględniając syntetyczny model przewodnictwa cieplnego. Dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem standardowego algorytmu Sweeney'a i Burnhama (1990).

W rekonstrukcji historii termicznej zostały uwzględnione zmiany średniej temperatury powierzchniowej w basenie. Ich znaczenie dla modelu wynika z tego, że są to temperatury, do których na poszczególnych etapach rozwoju studził się cały system osadowego wypełnienia basenu. W przypadku utworów kontynentalnych średnie paleotemperatury powierzchniowe ustalano na podstawie odtworzonej historii klimatu, natomiast w przypadku osadów morskich stanowiły je średnie temperatury na dnie zbiornika. Długookresowe, średnie temperatury powierzchniowe odtworzono poprzez nałożenie zmian szerokości geograficznej europejskiej płyty litosferycznej w czasie na globalne zmiany klimatyczne (Wygrala, 1989).

HISTORIA TERMICZNA I HISTORIA POGRZEBANIA

Gęstość współczesnego powierzchniowego strumienia cieplnego wykonana dla lokalizacji otworu Parczew IG 10 została obliczona w oparciu o wartości temperatur odczytanych z map współczesnych temperatur powierzchniach ściąg poziomych (Karwasiecka, Bruszewska, 1997). Do obliczeń tych przewodnictwo cieplne skał przyjmowano dla poszczególnych typów litologicznych według danych z biblioteki programu, gdyż nie dysponowano jego laboratoryjnymi pomiara-

mi. W ten sposób określona wielkość współczesnego strumienia cieplnego wynosi 41 mW/m².

Należy podkreślić, że w przypadku zastosowania innej metodyki określania rozkładu współczesnego przewodnictwa termicznego w profilu obliczona wartość strumienia cieplnego może być odmienna od jej wyżej podanej wartości. Z punktu widzenia modelowania dojrzałości termicznej oraz historii termicznej nie stanowi to jednak istotnego źródła mo-

żliwego błędu, gdyż zasadnicze znaczenie ma jedynie zgodność obliczonej w modelu współczesnej temperatury w profilu z jej wartościami pomierzonymi. W analizowanych modelach taka zgodność występuje, niezależnie od różnic co do wartości przewodnictwa termicznego.

Dla profilu otworu Parczew IG 10 stwierdzono kilka faz szybkiego pogrzebienia, przeddzielonych fazami stagnacji, bądź okresami wypiętrzania tektonicznego (fig. 43). W okresie od kambru do środkowego ordowiku subsydencja termiczna, związana z syn- i poryftowym etapem rozwoju basenu, doprowadziła do powstania pokrywy osadowej o miąższości ponad 1000 m. Z kolei w trakcie rozwoju zapadliska przedgórskiego kaledonidów, a zwłaszcza w jego końcowej fazie w późnym sylurze, miało miejsce bardzo gwałtowne pogrzebienie. Pokrywa osadowa w lokalizacji omawianego profilu osiągnęła wówczas około 2300 m. W dewonie miało miejsce w tym obszarze dalsze, szybkie pogrzebienie, które zwiększyło miąższość pokrywy osadowej do około 2800 m. Z końcem dewonu najprawdopodobniej osiągnięta została maksymalna w tej lokalizacji głębokość pogrzebienia (fig. 43).

Począwszy od końca dewonu oraz wczesnym karbonie zachodziło w omawianym obszarze tektoniczne wypiętrzanie (fig. 43), związane z bretońską fazą deformacji (Żelichowski, Kozłowski, 1983), które doprowadziło do całkowitego zerodowania osadów dewońskich, a także częściowego usunięcia utworów górnosylurskich. W późnym wizenie–westfalu miała miejsce kolejna faza szybkiego pogrzebienia, po czym w stefanie i we wczesnym permie ponownie zachodziło wypiętrzanie i erozja. Na okres obejmujący przedział czasu od późnego permu do wczesnej jury przypadała stagnacja bądź niewielkie wypiętrzanie. W mezozoiku dwie główne fazy pogrzebienia przypadają na późną jurę i późną kredę (fig. 43).

Oboczna ekstrapolacja miąższości erozyjnie usuniętych utworów z otworów w pełni zachowanych profilach, jak również dane zawarte w pracy Żelichowskiego, Kozłowskiego (1983), stanowiły podstawę do tego, by dla profilu Parczew IG 10 przyjąć brak około 1500 m pierwotnie występujących utworów górnego syluru i dewonu. W przypadku utworów górnokarbońskich w oparciu o podobne przesłanki przyjęto, że w analizowanym profilu zostało zerodowanych około 700 m utworów wyższego westfalu. Pozostałe fazy erozji doprowadziły do usunięcia utworów o miąższościach na tyle niewielkich, że nie miały one większego znaczenia dla wyników modelowań.

Dla celów kalibracji modelowania dojrzałości termicznej i historii termicznej dla profilu Parczew IG 10 dysponowano 18 pomiarami R_o , wykonanymi dla odcinka profilu o miąższości blisko 1700 m (fig. 44C). Istotnym ograniczeniem dla prowadzonych modelowań było to, że pomiary dojrzałości termicznej dla otworu Parczew IG 10 dostępne są jedynie dla utworów dolnego i górnego paleozoiku. Brak danych do kalibracji modelowań dla utworów mezozoicznego nadkładu istotnie utrudnia rozstrzygnięcie alternatywy między modelami przyjmującymi waryscyjski oraz mezozoiczny czas ukształtowania się dojrzałości termicznej.

W profilu dojrzałości termicznej otworu Parczew IG 10, określonym wymienionymi pomiarami R_o , wyróżniono dwa odcinki o odmiennych gradientach dojrzałości: niższy w górnej części profilu oraz wyższy w jego części dolnej (fig. 44C). Jako że wyższy gradient dojrzałości stwierdzono w utworach dolnopaleozoicznych, a zatem w takich, w których nie może występować wityryt, wiarygodność wydzielenia dwóch odcinków o odmiennych gradientach dojrzałości można jednak poddawać pod dyskusję.

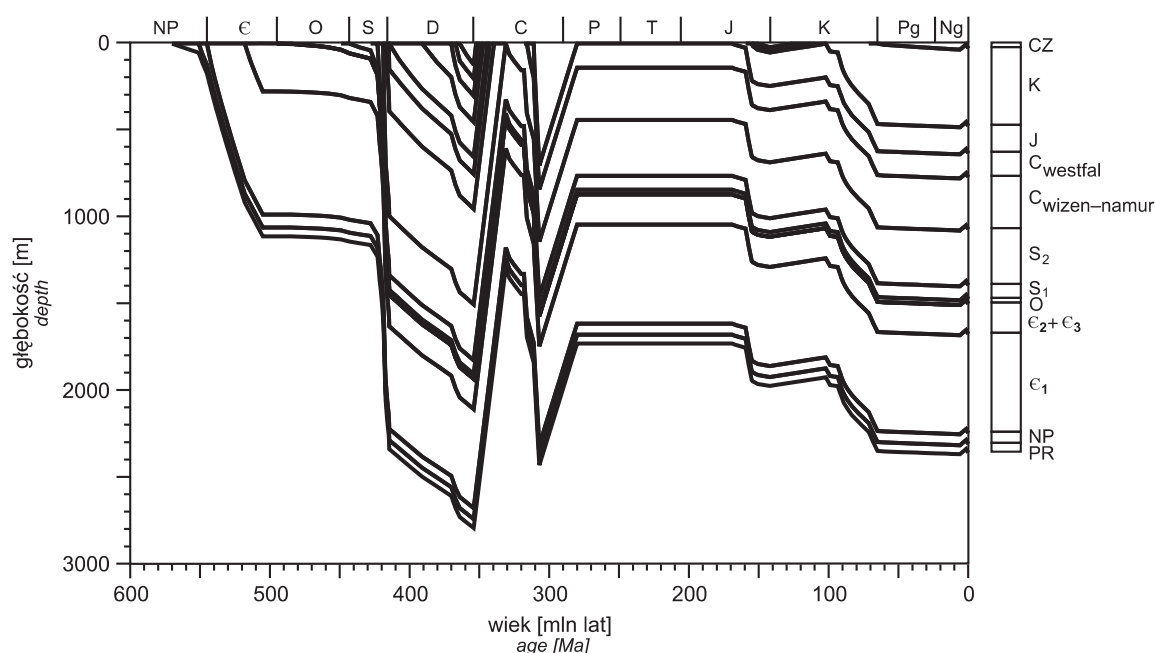


Fig. 43. Historia pogrzebienia utworów w profilu Parczew IG 10

Burial history for the Parczew IG 10 borehole section

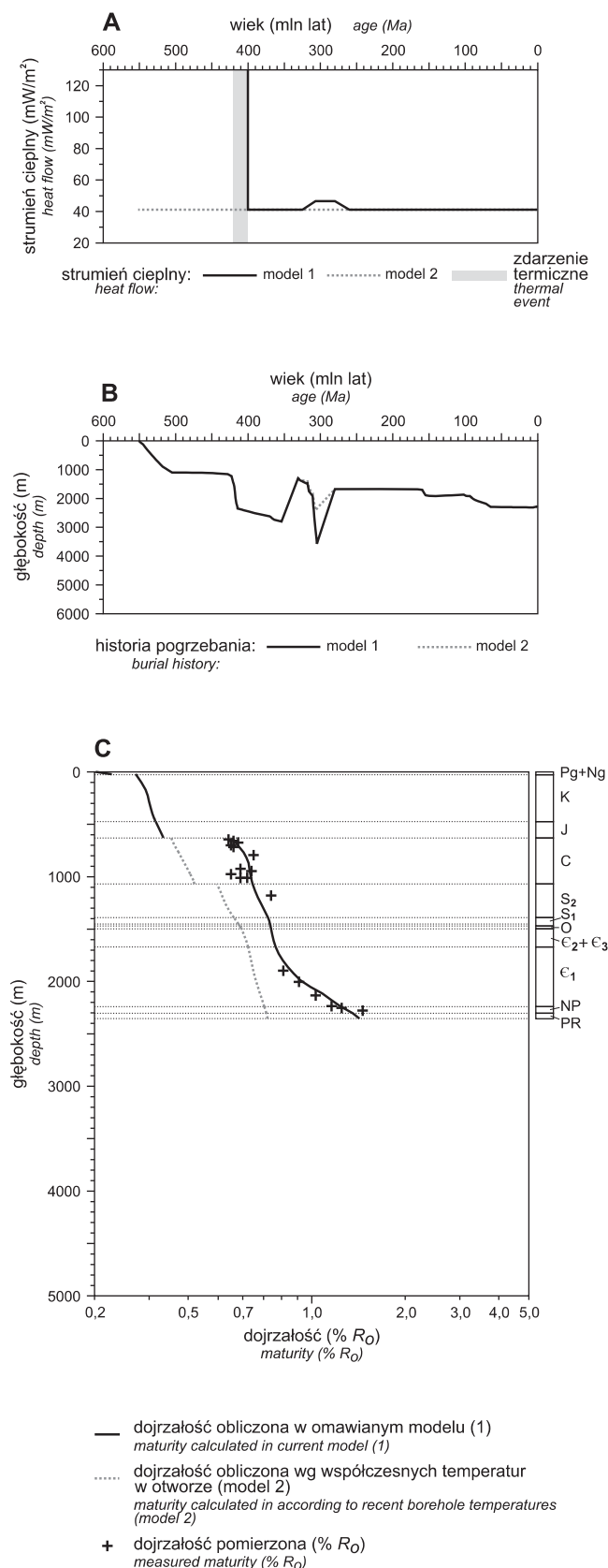


Fig. 44. Kalibracja analizowanego modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Calibration of the analyzed model with measurements of thermal maturity

W trakcie modelowań stwierdzono, że przyjęcie modelu stałego w czasie strumienia ciepłego, równego współczesnemu (Fig. 44A) oraz przyjęcie powyżej omówionych wartości miąższości erozyjnie usuniętych osadów (fig. 44B) prowadzą do wyliczenia syntetycznego profilu dojrzałości o znacząco mniejszych wartościach niż pomierzone wartości R_o (fig. 44C). Stwarza to zatem konieczność przyjęcia w modelu pozytywnego zdarzenia paleotermicznego i/lub większych miąższości zerodowanych osadów.

Aby otrzymać zgodność modelu z pomierzonymi wartościami R_o w obrębie dolnej części profilu, która charakteryzuje się podwyższonym gradientem dojrzałości (fig. 44C), konieczne jest przyjęcie w modelu pozytywnego zdarzenia termicznego we wczesnym dewonie lub na przełomie syluru i dewonu. Jeżeli zdarzenie takie miało by charakter podwyższonego strumienia ciepłego, to musiał by on wynosić około 150 mW/m², co jest wartością mało realną. Alternatywnie założyć można, że zdarzenie to ma charakter transportu energii ciepłej w górotworze za pomocą np. migracji gorących roztworów. Przyjmując jednak wyżej wzmiankowane ograniczenia co do wiarygodności pomiarów R_o w tym odcinku profilu, omawiane zdarzenie termiczne można określić jako słabo udokumentowane, bądź spekulatywne.

W alternatywnym modelu założono późnokarboński wiek ukształtowania się obserwowanej dojrzałości termicznej. W takim modelu należy przyjąć nieco podwyższony strumień ciepły z okresu maksymalnego, karbońskiego pogrzebania (do około 49 mW/m², w porównaniu do 41 mW/m² współcześnie) oraz miąższość zerodowanych utworów westfalskich wynoszącą 1900 m (w porównaniu do pierwotnie założonej miąższości 700 m). Jednak przyjęcie tak dużych rozmiarów pierwotnej miąższości utworów westfalskich ponownie stwarza wątpliwość co do wiarygodności omawianego modelu.

Następną alternatywą jest przyjęcie modelu pozytywnego zdarzenia termicznego zachodzącego w mezozoiku (w późnej kredzie?). W takim modelu nie jest możliwe zwiększanie dojrzałości termicznej w profilu poprzez zwiększanie miąższości zerodowanego nadkładu. Osiągnięcie prawidłowej kalibracji modelu jest natomiast możliwe przy założeniu dostawy dodatkowej ilości energii ciepłej (tu około 500 mW/m³) do mezozoicznej części profilu, np. poprzez migrację gorących roztworów w obrębie tego kompleksu. Określenie który z powyższych modeli jest bardziej uprawniony przy dostępnej bazie analitycznej jest trudne.