

**WYKORZYSTANIE SEJSMOSTRATYGRAFII
DO ROZPOZNANIA ROZKŁADU
MIOCEŃSKICH FACJI ZBIORNIKOWYCH
W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI
ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO**

The use of seismostratigraphy for exploration of Miocene gas-bearing reservoir facies in the NE part of the Carpathian Foreland Basin (Poland)

Kaja PIETSCH¹, Szczepan J. POREBSKI² & Paweł MARZEC¹

¹*Akademia Górniczo-Hutnicza,*

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;

e-mail: pietsch@agh.edu.pl, marzec@geol.agh.edu.pl

²*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie;*

ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; e-mail: ndporebs@cyf-kr.edu.pl

Treść: Interpretacja sedimentologiczna i seismostratygiczna, wykonana dla przekroju usytuowanego w północno-wschodniej części rowu Wielkich Oczu i przebiegającego poprzez wyniesienie Markowice – Lubliniec oraz dalej na NE, umożliwiła identyfikację spągowej niezgodności kątowej sarmatu (UN0) oraz wydzielenie w formacji z Machowa nie mniej niż siedmiu sekwencji genetycznych zbudowanych głównie z osadów deltowych. Niezgodność UN0 odzwierciedla epizod ekstensyjny nałożony na regionalną, fleksuralną rotację dna basenu w kierunku SW i jest przykryta zespołem frontalnych, podnoszących się w przeciwnym kierunku wyklinowań litosomów deltowych zasilanych ze źródła orogenicznego. Wyklinowania te mogą stanowić pułapki dla gazu generowanego i akumulowanego w heterolitach czoła delty i prodelty. W kierunku SE niezgodność ta przykryta jest lokalnie przez gazonośne, gruboławicowe arenity kwarcowe o proveniencji platformowej. Jest możliwe, iż podobne piaskowce występują także lokalnie na wyniesieniu Markowice – Lubliniec na powierzchni UN0, poniżej zespołu wspomnianych wyklinowań.

Słowa kluczowe: zapadlisko przedkarpackie, miocen, seismostratigrafia, stratigrafia sekwencji, pułapka stratygiczna

Abstract: Sedimentological and seismostratigraphic interpretation of a dip cross-section located in the northwestern part of the Wielkie Oczy Graben, across the Markowice – Lubliniec elevation and farther to the NE resulted in the identification of the base-Sarmatian angular unconformity (UN0) and allowed to subdivide the Machów Formation into seven genetic sequences composed mainly of deltaic deposits. The unconformity reflects extension episode superimposed on regional south-westward rotation of the basin floor and is overstepped and overlapped towards the NE by deltaic bodies fed from an southerly (orogenic) source. The overlapping pinchouts may form combined, structural-stratigraphic traps for methane generated in delta front-prodelta heteroliths. Unconformity UN0 is farther to the SE overlain locally by gas-bearing massive sandstones of intrabasinal or northerly provenience, and similar sandstones may be expected to occur in the study area below the belt of overlapping pinch-outs.

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, seismostratigraphy, sequence stratigraphy, stratigraphic trap

WSTĘP

Mioceńskie poziomy gazonośne zapadliska przedkarpackiego są zróżnicowane pod względem litologiczno-facjalnym. Chociaż obszar ten był przedmiotem licznych badań, w dalszym ciągu odczuwa się brak modelu geologiczno-geofizyczno-złożowego, który mógłby ograniczyć niejednoznaczność wyników interpretacji geofizycznej (Borys *et al.* 1999, 2000) i tym samym w istotny sposób przyczynić się do podniesienia trafności lokalizacji wierceń poszukiwawczych. Przyczyn porażek należy szukać w dużej zmienności parametrów fizycznych skał budujących strefy złożowe, co jest ściśle związane tak z małymi rozmiarami poszukiwanych obiektów, jak i znaczną zmiennością facjalną sukcesji mioceńskiej (Maksym *et al.* 1997, Pietsch *et al.* 1999, Dziadzio 2000).

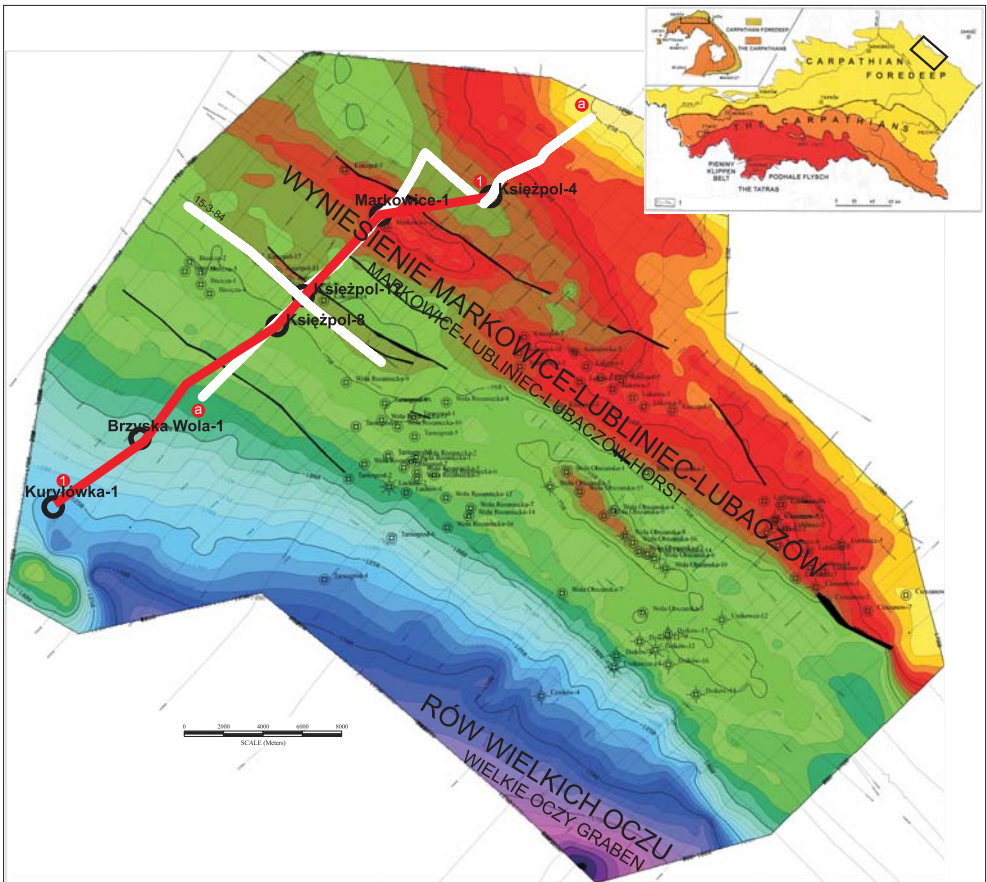


Fig. 1. Mapa strukturalna stropu anhydrytu wraz z lokalizacją przekroju korelacyjnego (1-1) oraz trawersu sejsmicznego (a-a)

Fig. 1. Structural map of anhydrite top, showing the location of well-correlation section (1-1) and seismic cross-section (a-a)

Niemal wszystkie złoża gazu ziemnego w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego udokumentowane zostały dotychczas w pułapkach strukturalnych związanych z nasunięciem karpacko-stebnickim oraz z ugięciami kompakcyjnymi nad wyniesieniami podłoża (Borys *et al.* 2000). Jednak potencjał tej strategii poszukiwawczej powoli się wyczerpuje, co zapewne wymusi wzrost zainteresowania identyfikacją stratygraficznych pułapek złożowych węglowodorów. W takiej sytuacji rozwiązywanie lokalnych zagadnień facjalno-stratygraficznych na bazie metodyki stratygrafii sekwencji opartej na integracji danych sejsmicznych, profilowań geofizyki otworowej i rdzeni jest niezbędnym elementem konstrukcji generalnego modelu facjalnego przydatnego do precyzowania kryteriów identyfikacji pułapek stratygraficznych.

Badania wykonano dla przekroju usytuowanego w północno-zachodniej części rowu Wielkich Oczu, pomiędzy zrębem Ryszkowej Woli na SW, poprzez wyniesienie Markowice – Lubliniec i przyległą doń dystalną część basenu miocenijskiego na NE (Fig. 1). Do interpretacji sejsmostratygraficznej wykorzystano dane geofizyczno-geologiczne z odwiertów: Kuryłówka-1, Brzyska Wola-1, Potok Górny-3, Księżpol-8, -12, Markowice-1 i Księżpol-4 oraz wchodzące w skład, pokrywającego się z linią otworów, trawersu sejsmicznego a-a, profile sejsmiczne: 11-3-95K, 1-2-97K i TO 010202 (Fig. 1) zarejestrowane przez Geofizykę Kraków Sp. z o.o. i Geofizykę Toruń Sp. z o.o.

TŁO GEOLOGICZNE

Głównym elementem litostratygraficznym wschodniej części zapadliska przedkarpackiego jest zbudowana z piaskowców i mułowców formacja z Machowa (Jasionowski 1997) obejmująca górny baden i sarmat, a w części północnej basenu również panon (Olszewska 1999, Dziadzio *et al.* 2006, Oszczytko *et al.* 2006). Jest ona podścielona osadami ewaporatowymi formacji bocheńskiej *sensu* Kuciński (1982) o wieku późnobadeńskim (Peryt 1997), ale tradycyjnie traktowanych jako „baden środkowy” w opracowaniach przemysłu naftowego. Najniższą część sukcesji miocenijskiej w tym obszarze stanowią warstwy baranowskie zbudowane z piaskowców z domieszką detrytycznych węglanów, interpretowane jako osady transgresywnego przybrzeża (Dziadzio 2000). W skali regionalnej formacja z Machowa wykazuje genetyczną trójdzielność (Myśliwiec 2004), gdzie: (I) agradacyjny kompleks stożków podmorskich i pelitów basenowych (Maksym *et al.* 1997), przykryty jest (II) kompleksem deltowym (Dziadzio 2000, Porębski *et al.* 2000), przechodzącym ku górze w (III) osady płytkiego morza i osłoniętych zatok (Dziadzio 2000).

Miażdżość sukcesji miocenijskiej sięga nie mniej niż 3600 m w depocentrum rowu Wielkich Oczu (Karnkowski 1969), a w obszarze badań waha się w granicach 720–1450 m. Sukcesja podścielona jest wałną niezgodnością kątową, odzwierciedlającą ugięcie fleksuralne południowej części platformy wschodnioeuropejskiej pod nasunięciem karpacko-stebnickim oraz wielkoskalową erozję miocenijskiego podłoża (Karnkowski & Ozimkowski 2001) w przedziale późna kreda-paleocen (Porębski 1999).

Rów Wielkich Oczu jest strukturą ekstensyjną o przebiegu NW-SE, usytuowaną na skrzydle spągowym systemu uskokowego Wielkich Oczu, która zainicjowana została w późnym badenie (Dziadzio *et al.* 2006) i interpretowana jest jako pochodna fleksuralnego

uginania platformowego podłoża basenu (Krzywiec 1997). Skrzydło spągowe tego systemu stanowi pas elewacji strukturalnych rozciągający się pomiędzy strukturą Markowice na NW i wyniesieniem Lubaczowa na SE, którego ewolucja strukturalna obejmowała epizod sarmackiej, lewoskrętnej transpresji udokumentowany na zrzebie Ryszkowej Woli (Krzywiec *et al.* 2005).

DOWIĄZANIE DANYCH SEJSMICZNYCH DO DANYCH OTWOROWYCH

Wykorzystanie danych sejsmicznych do interpretacji sejsmostratygraficznej wymaga w pierwszej kolejności dowiązania zapisu sejsmicznego do danych z odwiertów. Wykonano je za pomocą sejsmogramów syntetycznych. Wykorzystane dane otworowe to pomierzone oraz skalibrowane krzywe DT oraz krzywe syntetyczne DT_{syn} dla otworów, w których nie wykonano profilowań akustycznych. Niezbędne do obliczenia sejsmogramów syntetycznych sygnały elementarne wyekstrahowane zostały z tras sejsmicznych rejestrowanych w pobliżu otworów. Są one w przybliżeniu sygnałami zerofazowymi.

Dowiązanie danych sejsmicznych do danych otworowych, z wykorzystaniem programu LogM – GeoGraphix (Landmark Graphics Corp.), wykonane zostało dla otworów z dostępnymi krzywymi: prędkości (VELOCITY), gęstości (DENSITY), GR oraz rozwiązaniem litologicznym.

Zlokalizowany na profilu 15-3-84K otworu Księżpol-17 jest jednym z nielicznych otworów w rejonie lokalizacji przekroju korelacyjnego 1-1 (Fig. 1), w którym wykonano bardzo szeroki zakres profilowań geofizyki otworowej, w tym pomiary PA z rejestracją akustycznych obrazów falowych. Dzięki temu możliwa była szczegółowa analiza zależności prędkości propagacji fal P i S od parametrów zbiornikowych i nasycenia warstw miocenijskich (Pietsch *et al.* 2007). W związku z powyższym Księżpol-17 wytypowano jako otwór reperowy i dla niego obliczony został sejsmogram syntetyczny, który był podstawą geologicznego dowiązania granic sejsmicznych, tak w zakresie interpretacji litostratygraficznej, jak i sedymentologicznej.

Pierwszy etap obliczania sejsmogramu syntetycznego – to analiza sygnału sejsmicznego i doprowadzenie do jego zerofazowości. Na figurze 2 przedstawione jest okno ekstrakcji sygnału sejsmicznego z sekcji 15-3-84K. Zastosowany rekurencyjny algorytm Wienera–Levinsona pozwolił uzyskać rzeczywisty kształt sygnału sejsmicznego. Widać, że wyekstrahowany sygnał (*Average operator*) ma kształt bardzo zbliżony do zerofazowego sygnału (*Actual operator*), także test defazowania operatorem defazowania (*Optimum operator*) sekcji rzeczywistej (*Original seismic*) wskazuje, że niewiele się ona różni od zerofazowej (*Shaped seismic*).

Sejsmogram syntetyczny (*Synthetic trace*) obliczony dla otworu Księżpol-17 (Fig. 3) zestawiony jest z rozwiązaniem litologicznym, krzywymi profilowań geofizyki wiertniczej: GR, wskaźnikiem nasycenia wodą (SW), czasem interwałowym (DT), współczynnikiem odbicia (REFL.COEF.), gęstością objętościową (RHOB) oraz trasami sejsmicznymi zarejestrowanymi w sąsiedztwie odwiertu.

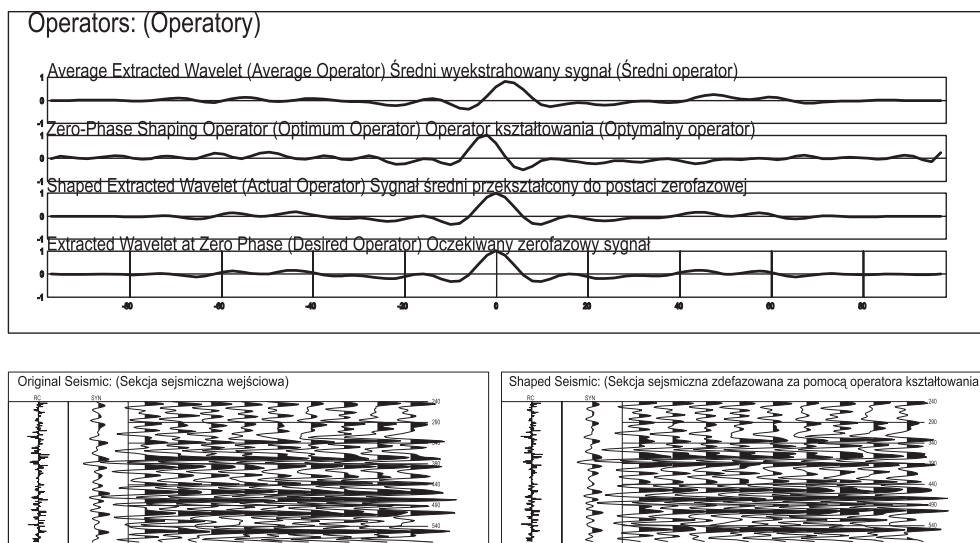


Fig. 2. Ekstrakcja rzeczywistego sygnału sejsmicznego (*Average operator*) z fragmentu sekcji 15-3-84K (*Original seismics*) w otworze Książpol-17

Fig. 2. Extraction of a wavelet (*Average operator*) in Książpol-17 well from seismic section 15-3-84K (*Original seismics*)

Zestawienie rejestrowanego i teoretycznego pola falowego z rozkładem krzywych geofizyki wiertniczej (Fig. 3) pokazuje, że w zapisie sejsmicznym odwzorowane są następujące przewodnie granice litostratigraficzne: strop utworów kambryjskich – silny refleks dodatni oraz w obrębie warstw miocenu: strop anhydrytów – silny refleks dodatni i granice M4, M3 i M2, które korelowane są ze stropami mięjszych pakietami piaskowców. Zaznaczone są również główne powierzchnie korelacyjne, które są wynikiem przedstawionej poniżej interpretacji sedymentologicznej.

Północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego, będąca obiektem badań, rozpoznana jest profilami sejsmicznymi (Fig. 1), które rejestrowane były w latach 1975–2005 z zastosowaniem różnej metodyki badań. W związku z tym bardzo często na krzyżówkach profili występuje niedopasowanie refleksów związanych z poszczególnymi granicami geologicznymi. W takiej sytuacji niezbędne było ujednoczenie danych sejsmicznych tak, aby możliwe było wykonanie trawersów sejsmicznych zgodnych z korelacyjnymi profilami międzyotworowymi.

W celu ujednoczenia danych sejsmicznych 2D wyrównano przekroje na krzyżówkach przez dopasowanie przesunięć czasowych i fazowych sygnału sejsmicznego oraz wyrównanie wzmocnienia amplitudy. Ponieważ celem geologicznym były utwory miocenu starano się uzyskać największe dopasowanie do refleksów odpowiadających stropowi ewaporatów i zalegającym powyżej granicom wewnątrzmiocenijskim. Starano się także uzyskać sygnał sejsmiczny możliwie zbliżony do zerofazowego, przez zastosowanie zerofazowego profilu referencyjnego.

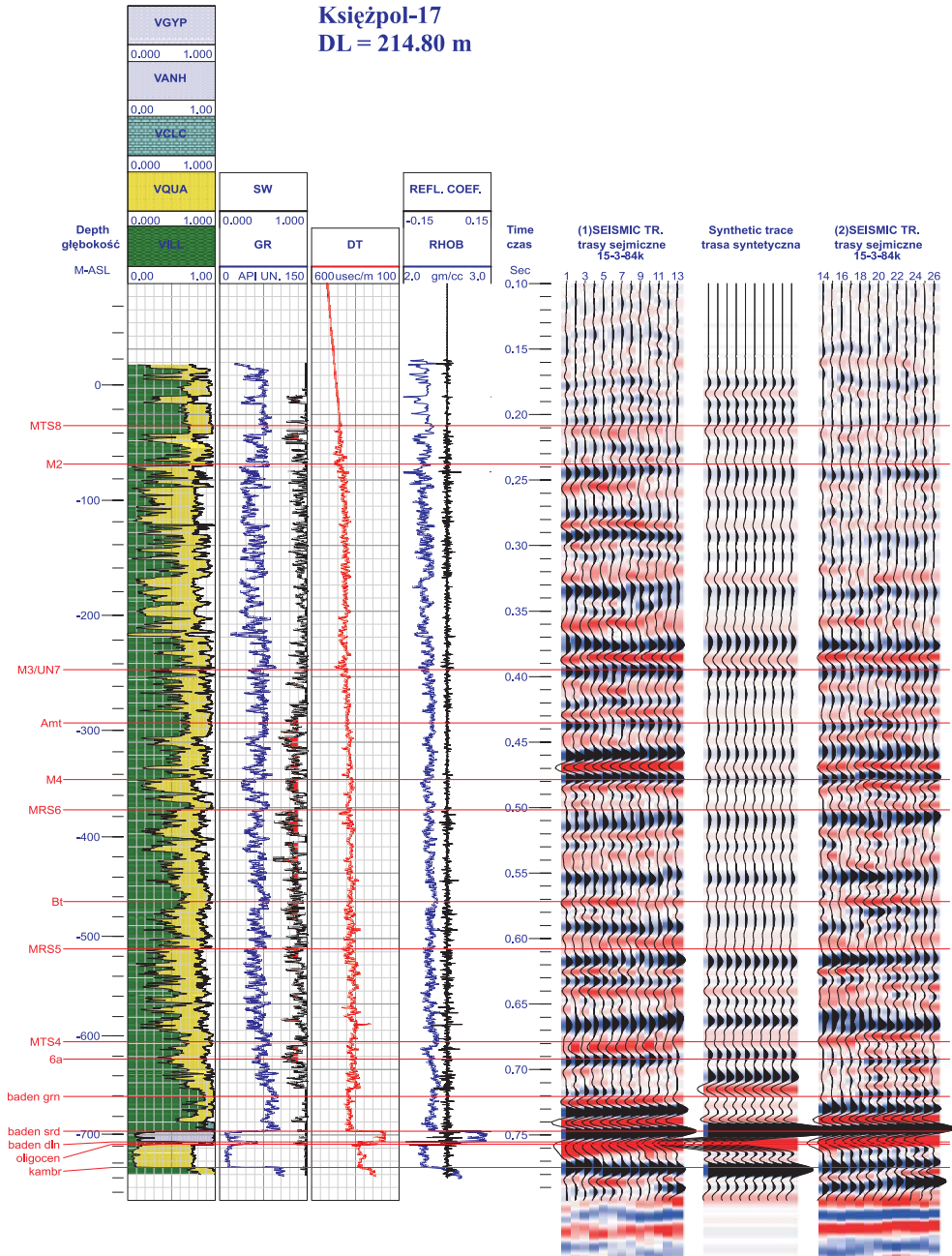


Fig. 3. Zestawienie danych geofizyki otworowej, sejsmogramu syntetycznego oraz rejestrowanych tras sejsmicznych – otwór Książpol-17

Fig. 3. Statement of well log data, a synthetic seismogram and seismic traces in Książpol-17 well

Do wyrównania profili i dopasowania sygnału sejsmicznego wykorzystano procedurę Seismic line balance programu SeisVision wchodzącego w skład systemu GeoGraphix. Wykorzystano opcje dopasowania modyfikowanych profili do profilu referencyjnego. Wykonana powyżej analiza sygnału (Fig. 2) pokazuje, że sygnał sejsmiczny na profilu 15-3-84K ma kształt zerofazowy. Profil ten wytypowano więc jako profil referencyjny dla procedury dopasowania na krzyżówkach profili 2D rejestrowanych w tej części zapadliska. Weryfikacją zastosowanej procedury jest bardzo dobre dopasowanie przetworzonych danych sejsmicznych do sejsmogramów syntetycznych, obliczonych na podstawie zerofazowych sygnałów sejsmicznych (por. Fig. 3). Wykonane przetwarzanie rejestrowanych danych sejsmicznych okazało się na tyle efektywne, że rozejścia na krzyżówkach korelowanych horyzontów mioceńskich zazwyczaj nie przekraczają połowy okresu refleksu od tej granicy sejsmicznej.

Występujące na trawersie a-a (Fig. 6) na krzyżówkach profili różnice wiązania horyzontów sejsmicznych związane są z różną rozdzielczością danych sejsmicznych zarejestrowanych w różnych latach. Wydaje się, że niska jakość profili 11-3-95K i 1-2-97K wynika przede wszystkim z nie najlepiej wprowadzonych poprawek statycznych i zdecydowanie niższych częstotliwości rejestrowanych fal sejsmicznych. Wykonany kilka lat później, z zastosowaniem udoskonalonej metodyki, tak prac polowych jak i przetwarzania danych, profil TO 01-02-02 charakteryzuje się znacznie wyższymi częstotliwościami i znacznie niższym poziomem fal zakłócających. Stąd wiązania horyzontów sejsmicznych na krzyżówce profili 1-2-97K i TO 01-02-02 nie jest idealne.

INTERPRETACJA SEDYMENTOLOGICZNA DANYCH OTWOROWYCH

Gros formacji z Machowa w badanym obszarze reprezentuje kompleks deltowy (Dziazio 2000). Fragmentaryczny materiał rdzeniowy w rejonu Księżpola, Woli Różanieckiej i Woli Obszańkiej wykazuje obecność: (A) masywnych i laminowanych iłowców i mułowców, (B) mułowców z pyłową laminacją soczewkową i równoległą, (C) heterolitów z warstwowaniem falistym, tworzących drobnoziarniste tło dla warstw (D) gruboławicowych piaskowców masywnych, (E) frakcjonowanego piaskowca z laminacją poziomą i riplemarkową oraz (F) osadów chaotycznych (Dziazio 2000, Porębski *et al.* 2000, Pietsch *et al.* 2007, Paszkowski *et al.* 2009). Litofacje te charakteryzują się obfitością występowania cech wskaźnikowych dla depozycji z przyspieszających i oscylacyjnie zwalniających turbulentnych przepływów piaszczysto-mułowej zawiesiny, ubóstwem bioturbacji oraz powszechnym występowaniem detrytusu roślinnego i struktur deformacyjnych generowanych przez niestateczne warstwowanie gęstościowe. Cechy te wskazują na wysokie tempo sedymentacji w warunkach częstego rozwoju przepływów hiperpyknaalnych na przedpolu deltowych ujść mułonośnych rzek (Porębski & Warchoł 2006).

Pionowe następstwa litofacjalne najczęściej przybierają formę cyklotemów o ziarnie wzrastającym w górę i miąższości ok. 10–30 m, interpretowanych jako parasekwencje. Odcinkowe rdzeniowanie nie daje pełnego obrazu wykształcenia facjalnego sukcesji, dlatego interpretacja sedymentologiczna opiera się głównie na kształcie krzywych geofizyki

otworowej (Fig. 4 na wklejce). Progradacyjne zestawy parasekwencji odpowiadają nisko- i wysokostanowym ciągom systemowym zbudowanym z osadów szelfowych, prodeły, czoła delty i nasypów przyujściowych. Zestawy retrogradacyjne interpretowane są jako ciągi transgresywne złożone z osadów deltowych i niskoenergetycznego przybrzeża. Zapis geofizyki wiertniczej sugeruje również lokalną obecność wypełnień korytowych, które mogą reprezentować osady fluwialno-estuariowe ciągu niskostanowego i transgresywnego (Fig. 4). Konsekwentne prześledzenie niezgodności erozyjnych w obszarze badań stwarza szereg problemów, dlatego do korelacji międzyotworowych na podstawie krzywych geofizyki wiertniczej wykorzystano głównie powierzchnie maksimum regresji i maksimum transgresji stanowiące stropy, odpowiednio, ciągu niskostanowego i transgresywnego (Fig. 5 na wklejce).

INTERPRETACJA SEJSMOSTRATYGRFICZNA

Praktycznie wszystkie wyróżnione markery korelacyjne zaznaczają się wyraźnie w zapisie sejsmicznym (Fig. 3, 6). W ogólnym obrazie badana sukcesja wykazuje geometrię przymy nachylonej w kierunku NE, której spąg cechuje się zespołem wstępujących wyklinowań względem stropu anhydrytu o regionalnym wychyleniu ku SW (por. Oszczytko *et al.* 2006). Analiza zapisu sejsmicznego wskazuje jednak, iż wyklinowania te definiują w istocie pozorny *onlap* na powierzchni niezgodności kątowej (UN0) znajdującej się tu nieco powyżej anhydrytu i interpretowanej w tym obszarze jako spągowa niezgodność sarmatu.

Niezgodność UN0

Niezgodność kątowa UN0 stwierdzona została w rejonie struktury Dzikowa i zrębu Ryszkowej Woli na podstawie zapisów upadomierza (Porębski *et al.* 2000) oraz na poprzecznych sekcjach sejsmicznych przecinających wyniesienie Markowice – Lubaczów. W obszarze tym niezgodność ta leży tuż powyżej poziomu anhydrytowego, w stropie pakietu warstw zrotowanego ku SW. Na wspomnianych wyniesieniach niezgodność UN0 prawdopodobnie pokrywa się ze spągiem zony *Anomalinoides dividens* (Porębski *et al.* 2000, Myśliwiec 2004), na co wskazują także korelacje sejsmostratygraficzne Dziadzia *et al.* (2006), z których wynika, iż w depocentrum rowu Wielkich Oczu niezgodność jest zastępowana korelatywną zgodnością, leżącą w stropie klastycznych utworów górnego badenu. Można zatem przypuszczać, iż niezgodność UN0 jest zapisem późnobałtyjskiej (postewartoportatowej) rotacji dna basenu związanej z inicjacją rowu Wielkich Oczu. Omawiana niezgodność jest udokumentowana obecnością korzeni roślin w otworze Ryszkowa Wola-10 (Dziadzio 2000), a w rejonie Woli Obszańskiej i Dachnowa jest przykryta piaskowcem dzikowskim o proweniencji platformowej (Paszkowski & Kusiak 2000, Frankowicz *et al.* 2005), co świadczy, iż rotacja ta spowodowała co najmniej lokalną erozję w obrębie wyniesienia Markowice – Lubaczów.

W analizowanym trawersie sejsmicznym (Fig. 6) niezgodność UN0 zaznacza się wyraźnie na SW od elewacji Markowic strefą kontaktów wstępujących na stropie interwału, którego miąższość wzrasta w tym kierunku. W kierunku północnym miąższość tego interwału zmniejsza się praktycznie poniżej rozdzielczości dostępnych danych sejsmicznych, w związku z czym wstępujące wyklinowania wydają się dochodzić do stropu ewaporatu.

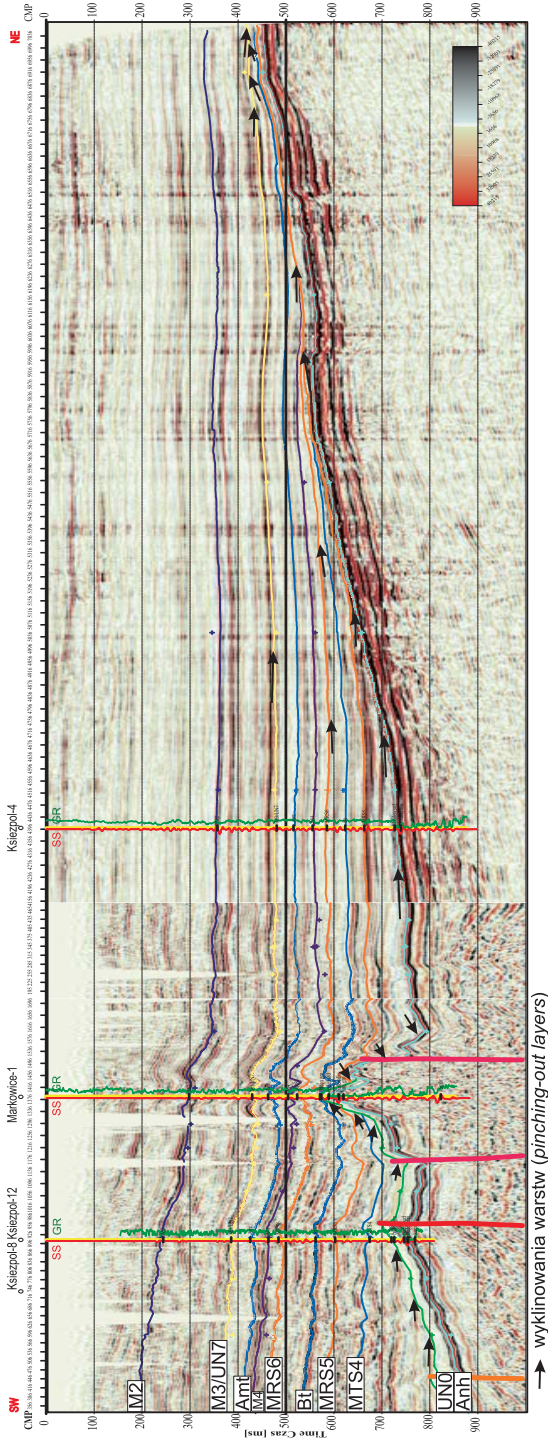


Fig. 6. Trawers sejsmiczny a-a wzdłuż przekroju korelacyjnego 1-1 (lokalizacja na figurze 1): UN0, UN7 – przypuszczalna niezgodność erozyjna i korelatywna zgodność; MRS2-8 – powierzchnia maksimum regresji; MTS1-8, Bt, Amt – powierzchnia maksimum transgresji; Anh – ewaporaty; SS – sejsmogram syntetyczny; GR – gamma naturalne

Fig. 6. Seismic cross-section a-a along well-correlation panel 1-1 (location in figure 1) UN0, UN7 – inferred discontinuity and correlative conformity; MRS2-8 – maximum regression surface; Anh – evaporite; SS – synthetic seismogram; GR – Gamma Ray

Ponieważ miąższość wyróżnionych poniżej sekwencji genetycznych zmniejsza się, a zasięg kolejnych, młodszych sekwencji zwiększa się w kierunku NE, obserwowane wyklinowania wstępujące nie definiują transgresywnej niezgodności przekraczającej (*onlap unconformity*), ale odzwierciedlają głównie kolejne, regresywne etapy wzrostu przyzmy osadowej ku północy na powierzchni UN0. Zatem wyklinowania te są elementem układu progradacyjnego (*offlap*) rozwijającego się na dnie, którego syndepozycyjna rotacja – antytetyczna względem upadu depozycyjnego – jest produktem epizodu ekstensji nałożonego na regionalną subsydencję fleksuralną. Należy podkreślić, iż powyższa interpretacja nie wyklucza jednak możliwości występowania powyżej niezgodności UN0 cienkich ciągów transgresywnych o proveniencji platformowej zarówno lokalnie na południowych skłonach wyniesienia Markowiec – Lubliniec – Lubaczów (por. Frankowicz *et al.* 2005), jak i dalej w kierunku północnego brzegu basenu.

Sekwencje genetyczne

Podobnie jak dotychczasowe klasyfikacje sukcesji mioceńskiej w kategoriach stratygrafii sekwencji (Dziadzio 2000, Porębski *et al.* 2000, Mastalerz *et al.* 2006), również poniższy podział ma charakter lokalny. Wyróżniono w nim siedem sekwencji genetycznych (Fig. 5), z których spągowa (7) przykrywa dystalne elementy, co najmniej trzech podobnych sekwencji, rozbudowujących się ku południowi, już poza zasięgiem obszaru badań.

Korelacja otworowa (Fig. 4, 5) i na trawersie sejsmicznym (Fig. 6) wskazuje, iż każda, stratygraficznie wyższa sekwencja genetyczna ma coraz większy zasięg frontalnej progradacji w kierunku N-NE. I tak, sekwencje 7 i 6 wyklinowuje się na S od otworu Książpol-12, a sekwencje 5 i 4 – na S od elewacji Markowic. W otworze Markowice-1 nie zidentyfikowano powierzchni MRS5. Jak wynika z danych sejsmicznych, sekwencje te kontynuują się poza kulminacją wyniesienia w kierunku N, aż do wyklinowania się prawdopodobnie do powierzchni UN0. Sekwencja 3 ma jeszcze dalszy zasięg w kierunku północnym, dochodząc do 6 km od elewacji. Pozostałe sekwencje są rozwinięte na całym obszarze objętym badaniami.

Zapis progradacji uwidaczniający się w całym zestawie wyróżnionych sekwencji wykazuje również silną tendencję agradacyjną, co odzwierciedla najprawdopodobniej głównie tektonicznie uwarunkowany przyrost pojemności akomodacyjnej basenu (A) w warunkach wysokiego tempa dostawy materiału klastycznego (S). Warunki $A \geq S$ towarzyszyły sedymentacji sekwencji 5–7, na co wskazuje stosunkowo niewielka miąższość ciągów transgresywnych (Fig. 5). Poczynając od powierzchni maksimum regresji MR4 w górę, sekwencje genetyczne wykazują bardziej symetryczną budowę, w której miąższe ciągi transgresywne rozbudowują się w kierunku SW w warunkach $A < S$. Najwyższa sekwencja różni się od pozostałych wzrostem miąższości członu regresywnego w kierunku NE. Przy założeniu upadu depozycyjnego ku NE, odzwierciedla to zapewne złożoną budowę tego członu, w którego skład wchodzi cienki ciąg wysokostanowy na SW od odwiertu Potok Górny-3, a na północ od niego ciąg wymuszonej regresji i miąższy ciąg niskostanowy przyrastający w kierunku NE, a zarazem agradacyjnie rozbudowujący się wstecznie ku SW (Fig. 5). Podobnej sytuacji dopatrzeć się można również w członie regresywnym sekwencji 3.

WNIOSKI DOTYCZĄCE POSZUKIWAŃ ZŁÓŻ GAZU

Złoże gazu w odwiercie Książpol-12 stwierdzono w dystalnych częściach sekwencji 5 i 4 (Fig. 5) ponad kompresyjnie reaktywowanym, antytetycznym uskokiem normalnym, który przecina skrzydło stropowe systemu uskokowego Wielkich Oczu i ogranicza strukturę Książpola od NE (Fig. 6). Zbiornikiem są tu facje heterolitowe, które w sukcesji mioceńskiej są generalnie osadem macierzystym gazu i zarazem stanowią jego kolektor (por. Paszkowski *et al.* 2009). Obecności takich skał zbiornikowych należy oczekiwać m.in. w dystalnych częściach klinoform deltowych, co w połączeniu z podnoszeniem się obserwowanych, frontalnych wyklinowań na nachylonej ku SW powierzchni UN0 stwarza warunki do formowania się stratygraficzno-strukturalnych zamknięć dla akumulacji gazu.

Niezgodności UN0 prześledzona w badanym obszarze wykazuje podobną stratygraficzną i strukturalną pozycję, jak w rejonie Dzikowa, gdzie przykryta jest ona kompleksem gazonośnych, gruboławicowych arenitów kwarcowych zasilanych ze źródła śródbasenowego lub platformowego (Frankowicz *et al.* 2005). Nie jest wykluczone, iż erozja związana z tą powierzchnią objęła swym zasięgiem również strukturę Markowice. Należałoby zatem rozważyć północny i południowy skłon tego wyniesienia pod kątem potencjalnego występowania podobnych piaskowców. W tym kontekście interesująca wydaje się również klinoforma widoczna w zapisie sejsmicznym poniżej czasu 700 ms, przylegająca do uskoku ograniczającego strukturę od północy i wyklinowująca się na S od odwiertu Książpol-4 (Fig. 6). Uszczelnieniem dla tego potencjalnego zbiornika gazu byłyby ciągi transgresywne ograniczone od góry powierzchniami MTS4 i zapewne również Bt.

Wszystkie wykorzystane do realizacji powyższych badań dane geologiczne, sejsmiczne i geofizyki otworowej znajdują się w posiadaniu Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa SA. Za udostępnienie tych danych wykonawcy badań składają podziękowania oddziałom Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa SA: Departament Poszukiwania Złóż – Ośrodek Południe w Jaśle oraz Geofizyka Kraków Sp. z o.o. i Geofizyka Toruń Sp. z o.o. Dziękujemy również Landmark Graphics Corporation za dostęp do oprogramowania w ramach grantu dla ING PAN.

Badania były finansowane przez Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie (projekt badań statutowych nr 11.11.140.769).

LITERATURA

- Borys Z., Madej K., Myśliwiec M. & Trygar H., 1999. Preliminary results of the new methodology of gas exploration in the North-Eastern part of the Carpathian Foredeep (Poland). *Oil and Gas News from Poland*, 9, 97–108.
- Borys Z., Myśliwiec M. & Trygar H., 2000. New gas discoveries in the Carpathian Foredeep, Poland, as the result of seismic anomalies interpretation. *Oil and Gas News from Poland*, 10, 69–81.
- Dziadzio P., 2000. Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 48, 1124–1138.

- Dziazio P., Maksym A. & Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54, 413–420.
- Frankowicz E., Pietsch K. & Porębski S.J., 2005. Seismic modelling applied to the identification of sandstone lithosomes (Carpathian Foredeep). *Proceedings of EAGE 67th Conference & Exhibition*, 1–4.
- Jasionowski M., 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 375, 44–60.
- Karnkowski P., 1969. *Formowanie się złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na tle geologii przedgórz Karpata Polskich*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Karnkowski P.H. & Ozimkowski W., 2001. Ewolucja strukturalna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem). *Przegląd Geologiczny*, 49, 431–436.
- Krzywiec P., 1997. Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. *Przegląd Geologiczny*, 45, 1039–1053.
- Krzywiec P., Aleksandrowski P., Ryzner-Siupik B., Papiernik B., Siupik J., Mastalerz K., Wysocka A. & Kasiński J., 2005. Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy-Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) – wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. *Przegląd Geologiczny*, 53, 656–663.
- Kuciński T.M., 1982. Propozycja ramowego podziału stratygraficznego miocenu morskiego Polski południowej. *Kwartalnik Geologiczny*, 26, 471–472.
- Maksym A., Liszka B., Staryszak G. & Dziazio P., 1997. Model sedymentacyjny badeńsko-sarmackich utworów piaszkowcowych (miocen autochtoniczny, obszar Husów – Albigoła – Krasne). *Mat. Konf. „Zespolona analiza geologiczna źródłem postępu w poszukiwaniach naftowych”*, 171–174.
- Mastalerz K., Wysocka A., Krzywiec P., Kasiński J., Aleksandrowski P., Papiernik B., Ryzner-Siupik B. & Siupik J., 2006. Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa-Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. *Przegląd Geologiczny*, 54, 33–342.
- Myśliwiec M., 2004. Mioceńskie skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 52, 581–592.
- Olszewska B., 1999. Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych badań mikropaleontologicznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168, 9–28.
- Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I. & Peryt T., 2006. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its Sedimentary, Structural, and Geodynamic Evolution. W: Golonka J. & Picha F. (Eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 84, 293–350.

- Paszowski M. & Kusiak M., 2000. Proweniencja minerałów ciężkich z utworów miocenu rejonu Biszczka-Księżpol (zapadlisko przedkarpackie). *Przegląd Geologiczny*, 49, 454–456
- Paszowski M., Porębski S.J. & Warchoń M., 2009. Koncepcja projektu otworu kierunkowego w mioceńskich utworach zapadliska przedkarpackiego. *Wiadomości Naftowe i Gazownicze*, 3 (131), 4–13.
- Peryt D., 1999. Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 387, 158–161.
- Pietsch K., Porębski S. & Hodiak R., 1999. Seismic representation of a miocene Deep-Marine Depositional System in the Carpathian Foredeep, SE Poland. *Proceedings of EAGE 61st Conference & Exhibition*, 5–52.
- Pietsch K., Porębski S.J. & Tatarata A., 2007. Złożowa interpretacja wytypowanych przekrojów sejsmicznych. W: Pietsch K. (red.), *Opracowanie i wdrożenie metodyki analiz anomalii sejsmicznych w miocenie zapadliska przedkarpackiego wiążących zależność zapisu sejsmicznego z występowaniem złóż węglowodorów*, Projekt Ministerstwa Środowiska (nr 58/2005/Wn-06/FG-bp-tx/D), Katedra Geofizyki AGH, Kraków (opracowanie archiwalne).
- Porębski S.J., 1999. Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górną baden) w rejonie Kraków – Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168, 97–118.
- Porębski S.J., Doktor M., Gumulak K. & Łaptaś A., 2000. *Określenie ciągów systemowych w rejonie Biszczka – Księżpol i ich facjalno-paleośrodowiskowa interpretacja*. Państwowy Instytut Geologiczny (opracowanie archiwalne).
- Porębski S.J. & Warchoń M. 2006. Znaczenie przepływów hiperpyknalnych i klinoform deltowych dla interpretacji sedimentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego). *Przegląd Geologiczny*, 54, 421–429.

Summary

Most commercial gas accumulations in the Miocene fill of the Carpathian Foreland Basin were documented in structural traps, but their potential for a further exploration success almost reached its limits. Hence a more work is needed into unraveling significance of potential stratigraphic closures for gas, based on the integration of seismic, well log and core datasets. We present here the results of such integrated approach for a NE-trending dip cross-section located in the northeastern part of the basin (Fig. 1), using data from wells Kuryłówka-1, Brzyska Wola-1, Potok Górny-3, Księżpol-8 and 12, Markowice-1, together with seismic sections 11-3-95K, 1-2-97K and TO 010202 (Fig. 1) shot by Geofizyka Kraków Sp. z o.o. and Geofizyka Toruń Sp. z o.o. Geological identification of seismic horizons was done on synthetic seismographs (Figs 2, 3) constructed with the use of *LogM – GeoGraphix* (Landmark Graphics Corp.). Section equalization and seismic signal matching were performed using the module *Seismic line balance of the SeisVision – GeoGraphix software*.

The most prominent seismic markers are associated with the base-of-Miocene unconformity and top of evaporite unit (upper Badenian), the latter forming the sole of the Machów Formation (upper Badenian-Panonian), which forms the bulk of basin fill in the study area. Discontinuous cores and wire-line log characteristics point to deposition of the supra-evaporate succession mainly within deltaic-shelf parasequences, which are stacked into major progradational and retrogradational units bounded by turnaround surfaces (Fig. 4). These units can be grouped into no less than seven genetic sequences (Fig. 5), which show forward stepping (to the NE) along their bases and pinch-outs against an apparent onlap unconformity over the evaporite top. However, seismic traverse a-a (Fig. 6) shows that these pinch-outs define in fact an uplapping geometry against a SW-dipping angular unconformity (UN0) located above the evaporates, and reflect in general the distal ends of deltaic bodies fed from the orogenic (southerly) source. Because heterolithic facies is common in the studied succession both the source and host for methane, such uplapping pinch-outs can form combined traps for gas in mud-prone distal delta front-prodelta heteroliths. Farther to the SE, the UN0 unconformity is overlain locally by gas-bearing massive sandstones of intrabasinal or northerly provenience, and similar sandstones may be expected to occur in the study area below the belt of uplapping pinch-outs.

SW

NE

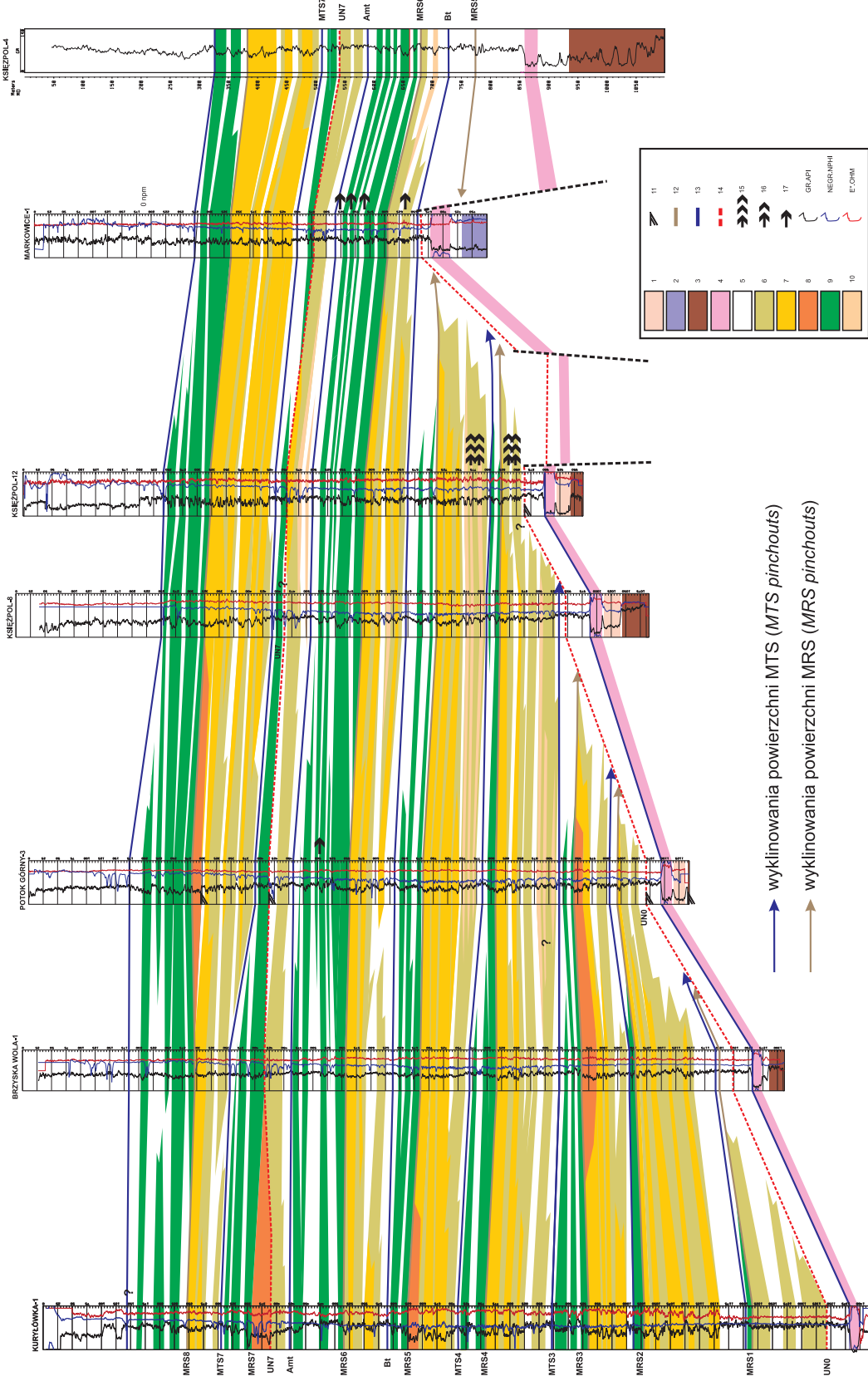


Fig. 4. Międzywrotorowy przekrój korelacyjny 1-1 wraz z interpretacją sedimentologiczną (lokalizacja na figurze 1): 1 – oligocen; 2 – mezozoik; 3 – paleozoik i prekambry; 4–10 – baden-sarmat; 4 – ewaporaty; 5 – iłowiec, mutowiec, heterolit przewagę mułowca (prodelta, szelf, równia basenowa); 6 – facje heterolityczne (dystalny nasyp deltowy, prodelta, szelf); 7 – piaskowiec gruboławicowy, heterolit z przewagą piaskowca (proksymalny nasyp deltowy, amalgamat korytowy); 8 – piaskowiec, facje heterolityczne (osady fluwialno-estuarine?); 9 – transgresyjne piaskowce i heterolity (przybrzeże, nasyp deltowy, estuarium); 10 – facje heterolityczne, cienkoławicowe piaskowce (interwał turbidytowy?); 11 – niezgodność kątowa z profilu upadomierza; 12 – powierzchnia maksimum regresji (MRS2-8); 13 – powierzchnia maksimum transgresji (MTS1-8, Bt, Amt); 14 – przypuszczalna niezgodność erozyjna i korelatywna zgodność (UNO, UN7); 15 – przemysłowy przyływ gazu; 16 – ślady gazu; 17 – solanka ze śladami gazu; 18 – ślady gazu; 19 – solanka ze śladami gazu; E* – oporność pozorna

Fig. 4. Well correlation panel 1-1 together with sedimentological interpretation (location in figure 1): 1 – Oligocene; 2 – Mesozoic; 3 – Paleozoic-Precambrian; 4–10 – Badenian-Sarmatian; 4 – evaporates; 5 – shale, mudstones, mud-dominated heterolith (prodelta, shelf, basin plain); 6 – heterolithic facies (distal delta front, prodelta, shelf); 7 – thick-bedded sandstone, sand-dominated heterolith (proximal mouth bar, channel fill), 8 – sandstone, heterolithic facies (fluvial-estuarine?); 9 – transgressive sandstones and heteroliths (low-energy shoreline, mouth bar, estuary); 10 – heteroliths and thin-bedded sandstones (turbidite intervals?); 11 – angular unconformity interpreted from dipmeter log; 12 – maximum regression surface (MRS2-8); 13 – maximum transgression surface (MTS1-8, Bt, Amt); 14 – inferred disconformity and correlative conformity (UNO, UN7); 15 – commercial gas inflow; 16 – traces of gas; 17 – water with gas; GR – Gamma Ray; NEGR – Neutron Porosity; E* – Apparent Resistivity

SW

NE

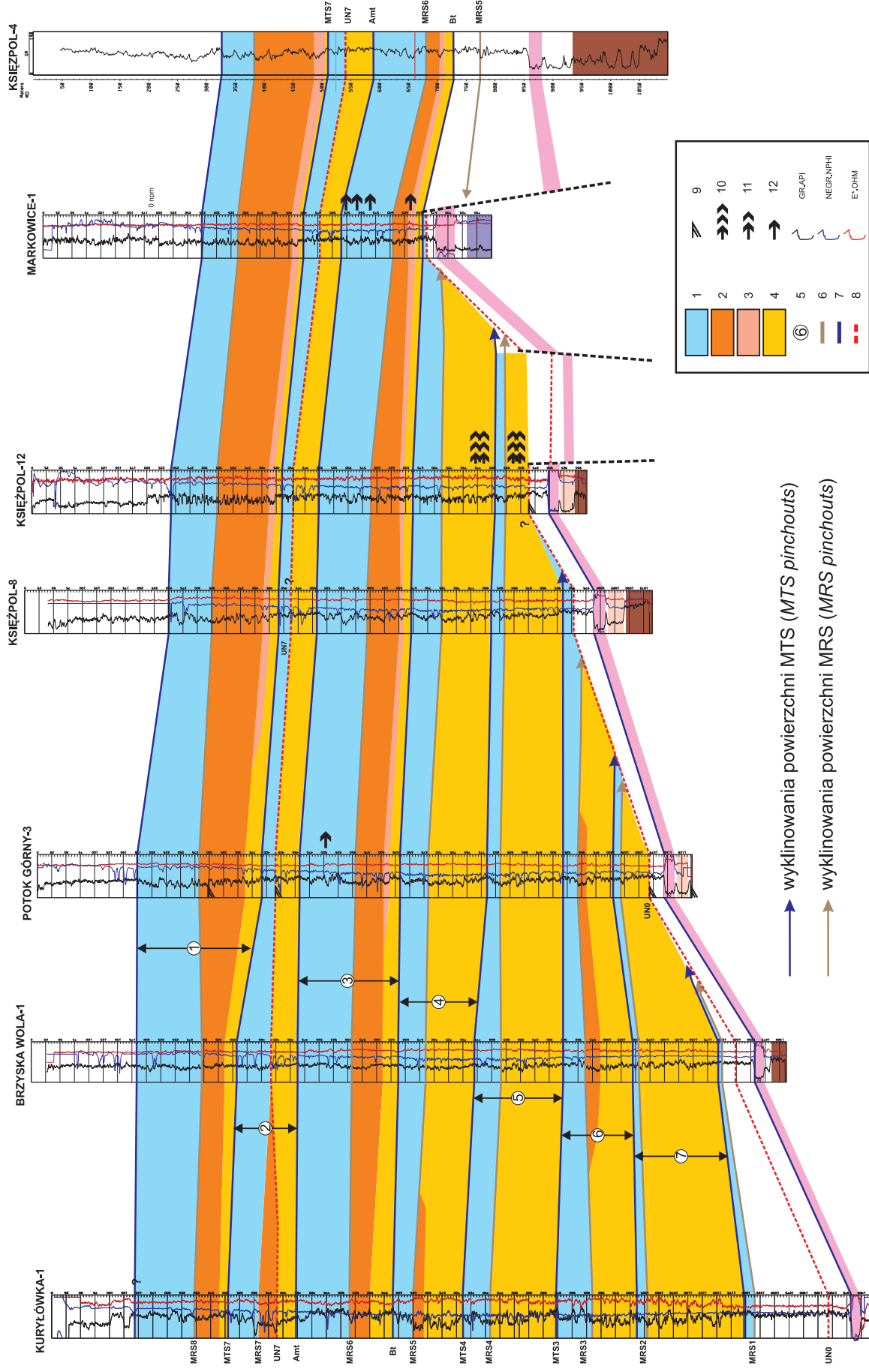


Fig. 5. Podział stratygraficzny formacji z Machowa na ciągi systemowe i sekwencje genetyczne; 1 – ciąg transgresywny; 2 – ciąg niskostanowy; 3 – ciąg wymuszonej regresji; 4 – ciąg wysokostanowy; 5 – sekwencje genetyczne; 6 – powierzchnia maksimum regresji (MRS2-8); 7 – powierzchnia maksimum transgresji (MTS1-8, Bt, Amt); 8 – przypuszczalna niezgodność erozyjna i korelatywna zgodność (UNO, UN7); 9 – niezgodność kątowa z profilu upadomierza; 10 – przemiesłowy przyływ gazu; 11 – ślady gazu; 12 – solanka ze śladami gazu; GR – gamma naturalne; NEGR – porowatość neutronowa; E* – oporność pozorna

Fig. 5. Subdivision of the Machów Formation into systems tracts and genetic sequences: 1 – transgressive tract; 2 – lowstand tract; 3 – forced-regressive tract; 4 – highstand tract; 5 – genetic sequences; 6 – maximum regression surface (MRS2-8); 7 – maximum transgression surface (MTS1-8, Bt, Amt); 8 – inferred disconformity and correlative conformity (UNO, UN7); 9 – angular unconformity interpreted from dipmeter log; 10 – commercial gas inflow; 11 – traces of gas; 12 – water with gas; GR – Gamma Ray; NEGR – Neutron Porosity; E* – Apparent Resistivity