

Miocenские skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego

Michał Myśliwiec*

The Miocene reservoir rocks of the Carpathian Foredeep. *Prz. Geol.*, 52: 581–592.

Summary. The paper reviews the main Miocene reservoir rocks of the Carpathian Foredeep. The Miocene clastic deposits include a wide spectrum of the reservoir rocks. The primary reservoirs are sandstones of different depositional elements of submarine fans, sandstones of deltaic environments (large mouth bar, distributary channels and others), and the shallow marine clastic deposits of estuaries and sandy barriers. Sporadically the gas accumulations are located in the secondary porous anhydrites.

Key words: reservoir rocks, Miocene, Carpathian Foredeep, gas fields

Zasób informacji na temat skał zbiornikowych w osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego jest bardzo duży. W ciągu 50 lat poszukiwań odwiercono kilka tysięcy odwiertów pobierając tysiące rdzeni oraz wykonując w nich kilka milionów metrów bieżących profilowań geofizycznych. Stan zachowania i jakość tych danych są bardzo zróżnicowane, od prawie zupełnie bezużytecznych do wysokiej jakości danych geofizycznych oraz petrofizycznych i sedimentacyjnych uzyskanych z bezpośrednich badań na rdzeniach wiertniczych.

Po względem litologicznym, petrograficznym, a szczególnie facjalnym skały zbiornikowe miocenu są bardzo zróżnicowane. Często każdy region, złożę, a nawet odwiert i pojedynczy horyzont gazonośny mają swoją specyficzną charakterystykę. Dlatego tak trudno jest usystematyzować dane na ich temat. Można jedynie spróbować wydzielić wśród nich kilka takich typów, które różnią się wiekiem, litologią i pochodzeniem facjalnym i jednocześnie mają poważne znaczenie przemysłowe.

Bardzo często geologowi lub geofizykowi badającemu osady miocenu trudno pogodzić się z faktem, że nie zawsze znajduje zastosowanie powszechna świadomość, że skała zbiornikowa, aby miała znaczenie przemysłowe musi wykazywać łatwo identyfikowalną porowatość i przepuszczalność. Bardzo często znaczne przypiływy gazu otrzymano z horyzontów, które według pomiarów geofizyki wiertniczej nie wykazują dostatecznej porowatości i przepuszczalności lub zawierają bardzo niskie nasycenia gazem. Wszystkie używane systemy interpretacyjne w sytuacji dużego zailenia wykazują zbyt duże zawodnienie w stosunku do tego, które wynika z faktu uzyskiwania przypiływy suchego gazu. Poprawna interpretacja nasycenia gazem i wodą jest tym bardziej prawdopodobna, im bardziej czystymi piaskowcami są skały zbiornikowe. Wydawałoby się, że najlepszym sposobem w takich przypadkach jest bezpośrednie badanie skał zbiornikowych w rdzeniach wiertniczych. Trzeba jednak pamiętać, że rdzenie pobierane są jedynie punktowo i nie zawsze w najbardziej reprezentatywnych odcinkach profilu. Ponadto bardzo często dopiero konfrontacja bardzo zailonego profilu osadów miocenu w rdzeniu z pozytywnym wynikiem prób złożowych w postaci dobrego przypiływy gazu uświadamia jak trudnymi dla badań naftowych są skały zbiornikowe miocenu.

Usystematyzowanie skał zbiornikowych ma swoje znaczenie praktyczne. Wydzielenie ich głównych typów (osadów stożków podmorskich, osadów deltowych i innych) oraz powiązanie z nimi reguł występowania aku-

mulacji gazowych, przy uwzględnieniu implikacji geologii regionalnej pozwala obecnie na bardziej efektywne sterowanie procesami poszukiwawczymi.

Ogólne cechy budowy geologicznej regionu

Zapadlisko przedkarpackie to peryferyjny molasowy basen sedimentacyjny powstały na przedpolu nasuwających się ku północy Karpat. Podłoże zapadliska jest zbudowane ze skał platformy epiwaryscyjskiej oraz jej permsko-mezozoicznej pokrywy. Z punktu widzenia poszukiwań naftowych największe znaczenie ma wyżej leżąca pokrywa miocenska, której miąższość osiąga 3500 m (Karnkowski, 1999).

W geologii złożowej ropy naftowej i gazu ziemnego ważną rolę odgrywa podneogeńska powierzchnia niezgodności. Dla złóż w osadach podłoża pełni ona rolę regionalnego uszczelnienia w skali całego zapadliska. Dla występowania złóż gazu w miocenie decydujące znaczenie ma jej ukształtowanie, bez wyraźnego związku z tym, z jakich wiekowie i litologicznie skał jest zbudowane podłoże. Do jej ukształtowania przyczyniły się zarówno ruchy różnicujące wzdłuż uskokiów, jak i intensywna erozja.

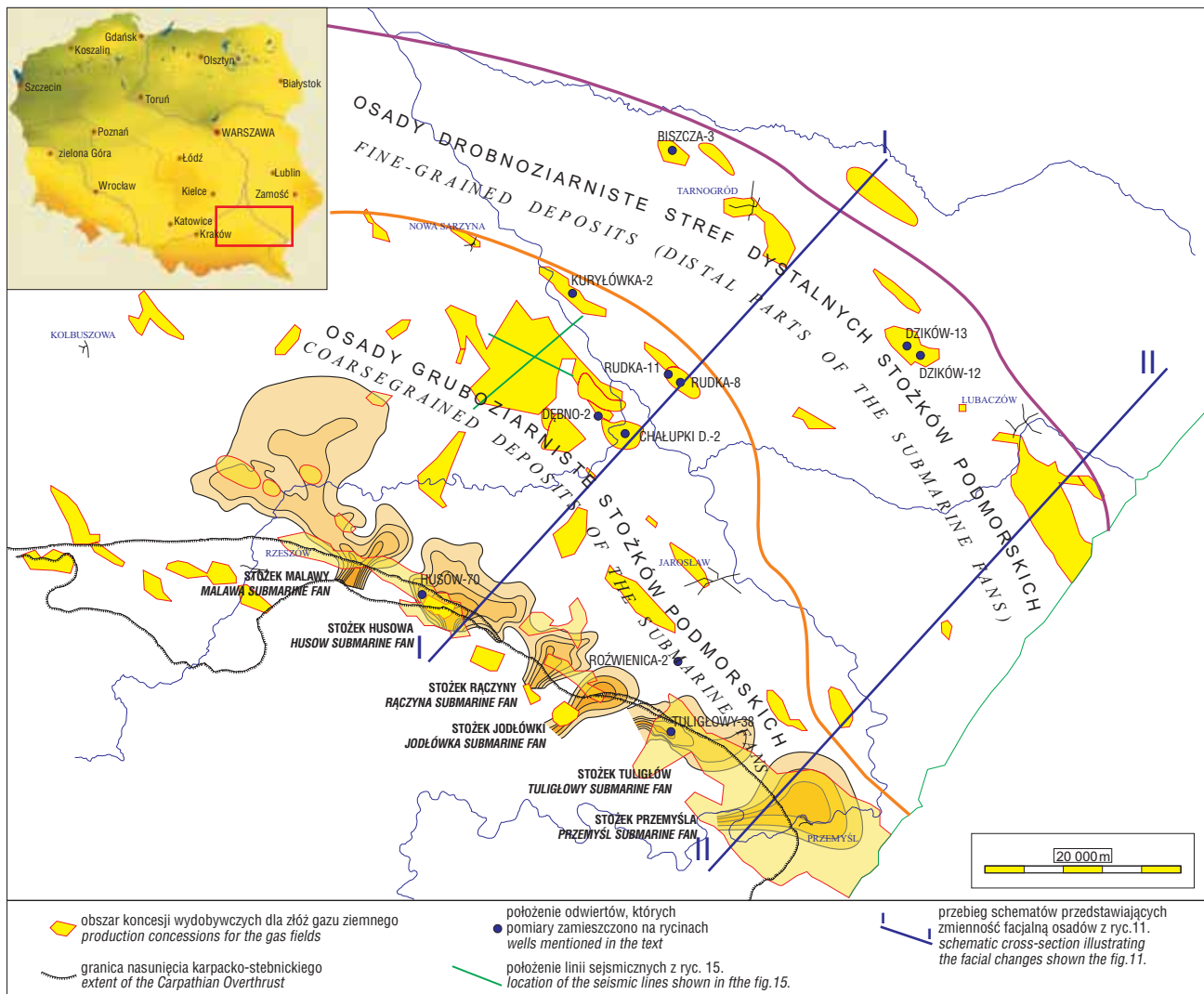
Produktywne osady miocenu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego powstały w najbardziej północnej części basenu postorogenicznego. Można w nim wyróżnić część zewnętrzną i wewnętrzną (Ney, 1968). Obie są wypełnione osadami miocenu, przy czym część z tych osadów spoczywa w położeniu nienaruszonym (osady autochtoniczne miocenu), a część została odkorzeniona, sfałdowana wraz z fałdami karpackimi i nasunięta w kierunku północnym na osady autochtoniczne (osady allochtoniczne miocenu: jednostki stebnicka i zgłobicka). Osady dolno- i środkowomiocenske wypełniające zapadlisko wewnętrzne osiągają miąższości do 1500 m (Oszczypko, 1996). Osady allochtoniczne nie mają większego znaczenia jako skały zbiornikowe.

Najważniejszą serią produktywną są osady autochtoniczne miocenu, wypełniające zapadlisko zewnętrzne aż po Góry Świętokrzyskie o dużej miąższości, największej sięgającej 3500 m w rowie Wielkich Oczu.

Od wielu już lat osady miocenu polskiej części zapadliska przedkarpackiego tradycyjnie dzieli się na dolnobadeńską serię podewaporatową, środkowobadeńskie ewaporaty oraz górnobadeńskie i sarmackie osady nadewaporatowe. Podział ten, jako że ewaporaty są najważniejszym w zapadlisku markerem sejsmicznym, jest niezwykle wygodny i na pewno jeszcze długo będzie miał zastosowanie w praktyce przemysłowej, jednak nowsze i dokładniejsze badania stratygraficzne zmieniają nieco wiek głównych serii osadowych (ryc. 2).

Profil miocenu rozpoczyna się od transgresywnych ilasto-piaszczystych osadów warstw baranowskich osa-

*PGNiG S.A. Departament Poszukiwania Złóż, Ośrodek Południe w Jasle, ul. Asnyka 6, 38-200 Jasło; m.mysliwiec@geonaf.ta.jaslo.pl



Ryc. 1. Szkic przedstawiający zmienność osadów stożków podmorskich we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego
 Fig. 1. Schematic map showing the submarine deposits diversity in the eastern part of the Carpathian Foredeep

dzonych w środowisku płytkiego szelfu (ryc. 3, 4). Pod względem litologicznym są to najczęściej zielone lub szaro-zielone łupki ilaste przewarstwiane marglami i glaukonitowymi piaskowcami. W najbardziej północnej części zapadliska warstwom baranowskim odpowiadają wapienie litotamniowe. W obszarze objętym poszukiwaniami węglowodorów występują one w rejonie Cetyni, Lubaczowa (Karnkowski, 1999) i Dzikowa (odwiert D-17). Główna, piaszczysto-ilasta część warstw baranowskich sporadycznie osiąga większe miąższości, nawet 70 m, ale zazwyczaj nie przekracza ona kilku metrów.

Warstwy baranowskie tradycyjnie były uważane za dolnobadańskie. Wyniki nowszych badań mikropaleontologicznych wskazują na młodszy wiek niż dolnobadański, najprawdopodobniej środkowobadański. Warstwy baranowskie są uznawane za odpowiednik warstw skawińskich na Górnym Śląsku (Garecka, 1999). Według datowań nanoplanktonem przez Andreeva-Grigorovic są zaliczane do zony NN5 (baden), a część stropowa nawet do NN6 (późny baden-wczesny sarmat) (Garecka, 1999). Według nowszych podziałów Paratetydy Centralnej warstwy skawińskie są zaliczane do badenu środkowego (Garecka, 1999).

Ponad warstwami baranowskimi występuje seria osadów ewaporatowych powstała w okresie spłylenia zbiornika, co wywołało jego częściową izolację (Oszczypko, 1999). Osady ewaporatowe we wschodniej części zapa-

dliska noszą nazwę formacji z Krzyżanowic. Ich wiek na podstawie nanoplanktonu ustalono na najwyższy górny baden, czyli miałyby one wiek młodszy niż ten tradycyjnie im przypisywany (środkowobadański; Olszewska, 1997).

Osady ewaporatowe o miąższości od 0 do 60 m to głównie anhydryty, czasami gipsy oraz pierwotne i epigenetyczne wapienie z mineralizacją siarkową (ryc. 5a). Seria ewaporatów ma ogromne znaczenie jako główny poziom korelacyjny oraz sejsmiczny marker w skali całego zapadliska.

Odpowiadające serii anhydrytowej wapienie stwierdzono na obszarze złoża Dzików (ryc. 5b). Kompleks wapienny rozdzielony jest tutaj na dwa ogniwa przez kilkunastocentymetrową wkładkę ciemnego mułowca marglistego. Ogniwo niższe (6–7 m) to beżowoszare wapienie mikrytowe, z żółtawymi gniazdami krystalicznego kalcytu, porowate, kawerniste z częstymi poziomami brekcji. Wyższy człon o barwie szarej, żółtawej i brunatnawej to wapienie pylaste z płaską i falisto-riplemarkową laminacją.

Podniesienie tektoniczne po osadzeniu ewaporatów spowodowało erozję, która usunęła co najmniej 50–100 m osadów chemicznych i starszych osadów neogenu w obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej (Oszczypko, 1999). Późniejsza sedymentacja związana z późnobadańską i sarmacką subsydująca dała miąższe, sięgające 2500 m, warstwy ilasto-piaszczyste. Zalegają one na osadach ewa-

WIEK [mln] AGE [Ma]	OKRES/PIĘTRO PERIOD/STAGE MEDITERR.	PIĘTRO STAGE CENTRAL PARATHETYS	ZONY NANO- PLANKTONOWE NANNOPLANKTON ZONES	WSCHODNIA CZĘŚĆ ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO CARPATHIAN FOREDEEP - EASTERN PART	MIAŻSZOŚĆ [m] THICKNESS [m]
11	MIOCEN ŚRODKOWY MIDDLE MIOCENE	PANON PANONIAN	NN9A/8	F. z MACHOWA MACHÓW FM.	do 2500
12		SARMAT SARMATIAN	NN7	WARSTWY KRAKOWIECKIE KRAKOWIEC BEDS	
13			NN6	P. DZIKOWSKIE DZIKOW SS.	
14		BADEN BADENIAN	NN5	F. z KRZYŻANOWIC KRZYŻANOWICE FM.	0 - 60
15		LANG LANGHIAN	NN4	W. BARANOWSKIE BARANÓW BEDS	0 - 70
16				IŁY SPIRALISOWO- PEKTENOWE	

Ryc. 2. Jednostki litostratygraficzne wschodniej części zapadlika przedkarpackiego (chronostratygrafia, zony nanoplanktonowe (według Rögl, 1996 i Martini, 1971)

Fig. 2. Lithostratigraphic framework of the NE part of Polish Carpathian Foredeep (chronostratigraphy and nanoplanktonic zones (according to Rögl, 1996 and Martini, 1971)

poratowych lub tam, gdzie brak jest ewaporatów, bezpośrednio na skałach podłoża. Ze względu na wiele różnych lokalnych wydzielen najczęście są one określane łączną nazwą formacji z Machowa. Wśród osadów zaliczanych do niej, a występujących we wschodniej części zapadlika można wymienić warstwy spirialisowo-pektenowe i warstwy krakowieckie. Stropowej części tych ostatnich przypisuje się również czasami wiek panoński (Garecka, 1999).

Skały zbiornikowe miocenu zapadlika przedkarpackiego

Badania sedimentologiczne rdzeni, analizy i korelacje pomiarów geofizycznych w odwiertach, w tym analizy pomiarów upadomierza, badania sejsmiczne oraz wyniki prób złożowych pozwoliły na uznanie za skały zbiornikowe piaskowców baranowskich i przeobrażonych anhydrytów w osadach badenu. W osadach sarmatu na tej samej podstawie wydzielono kilka głównych środowisk depozycyjnych zawierających skały akumulujące gaz ziemny. Od dołu profilu są to osady turbidytowe stożków podmorskich, osady deltowe oraz płytkomorskie osady estuariów, barier piaszczystych i lagun. Wszystkie skały zbiornikowe są prezentowane w kolejności powstania, za wyjątkiem piaskowców dzikowskich, które ze względu na swoją wyjątkowość i charakter lokalny omówiono na końcu.

Piaskowce warstw baranowskich

Najstarszymi skałami zbiornikowymi są piaskowce glaukonitowe warstw baranowskich. Osady te były deponowane w środowisku morskim, jako osady przybrzeża i głębokiego nerytyku (Porębski, 2000) w czasie transgresji badeńskiej. O stosunkowo małym znaczeniu zbiornikowym decyduje ich nieduża miąższość. Co prawda największe notowane miąższości warstw baranowskich sięgały nawet 70 m, ale najczęściej wahają się one od 3 do 10 m. Ponadto warstwy baranowskie wykazują dużą zmienność facjalną, od najczęściej spotykanych łupków ilastych do glaukonitowych piaskowców (arenitów kwarcowych), czasami wapieni. Z pośród nich jedynie słabo scementowane glaukonitowe piaskowce o charakterystycznym zielonym odcieniu mają znaczenie jako skały zbiornikowe.

Porowatości piaskowców baranowskich wahają się w granicach od 5 do 25%. Objawy gazu i ropy z warstw baranowskich są znane z rejonu Uszkowców i Lubaczowa, natomiast akumulacje gazu o znaczeniu przemysłowym stwierdzono w złożach Kuryłówka i Sarzyna (ryc. 6). Ponieważ piaskowce baranowskie charakteryzują się dobrymi właściwościami zbiornikowymi, uzyskiwano z nich znaczne przyprływy gazu sięgające 600 000 Nm³/d. Ze względu na cechy osadów (często są to wypełnienia lokalnych obniżen podłoża, a piaskowce są szybko zastępowane przez skały ilaste) akumulacje gazowe w warstwach baranowskich nie są duże pod względem zasobowym.

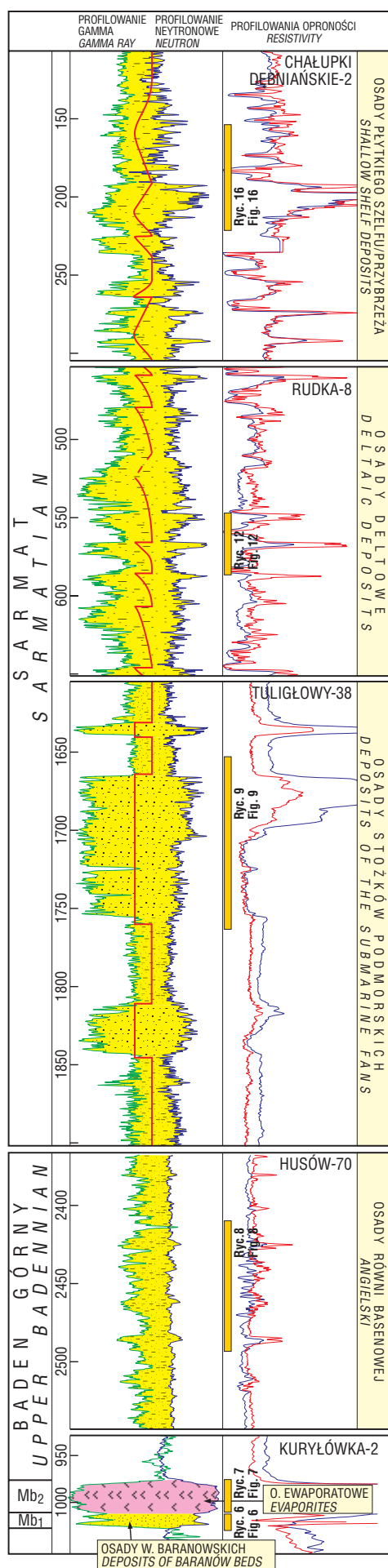
Ciekawy jest skład gazu uzyskiwanego w piaskowców baranowskich, bowiem znacznie różni się od typowego z wyższych warstw miocenu. Zawartość azotu sięga nawet 31% w złożu Kuryłówka i 20% w złożu Sarzyna (Czernicki i in., 1988).

W niektórych przypadkach (złoża Lubaczów, Uszkowce) akumulacje gazowe obejmują całą serię stropową podłoża i spagową osadów miocenu. Ze względu na zjawiska wietrzenia i krasu gaz ziemny zakumulowany jest łącznie w osadach podłoża i porowatych osadach piaszczystych warstw baranowskich.

Osady ewaporatowe

Osady ewaporatowe to najczęściej anhydryty, ale kompleks ten zawiera również łupki ilaste, sole, gipsy oraz epigenetyczne i wapienie.

Pierwotna porowatość anhydrytów jest bardzo mała i zasadniczo bez znaczenia. Anhydryty mogą być jednak wtórną skałą zbiornikową, w której porowatość związana jest z procesami chemicznego oddziaływania węglowodorów na siarczany (Cisek i in., 1964, 1999; Czernicki i in., 1988; Kubica, 1992). Procesy chemiczne powodują przeobrażenie anhydrytów w epigenetyczne wapienie i margle, czego konsekwencją jest powstawanie kawern, częściowo wypełnianych pozostałą po reakcji z siarką rodzimą (ryc. 5a). Podczas, gdy przepuszczalność pierwotna anhydrytów wynosi zaledwie od 0,01 do 1,05 mD, przy porowatości od 2 do 3%, to porowatość wtórna może osiągać wartości kilkunastu procent.



Ryc. 3. Syntetyczny profil pionowych zmian podstawowych litofacji osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Czerwoną linią na profilu litologicznym oznaczono zmiany grubości ziarna osadu i miąższości warstw typowe dla facji górnych części stożków podmorskich, deltowej i płytkiego szelfu/przybrzeża

Fig. 3. Synthetic profile showing the vertical changes of the main lithofacial units of the Carpathian Foredeep Miocene deposits. The red line indicates changes of grain size and beds thickness typical for the upper parts of the submarine fans, deltaic and shallow shelf facies

W anhydrytach serii ewaporatowej objawy węglowodorów są częste, ale do tej pory odkryto zaledwie jedną akumulację o znaczeniu przemysłowym. W odwiercie Roźwienica-2 stwierdzono przyływ gazu wielkości 160 000 Nm³ na dobę z przeobrażonych anhydrytów o porowatości w granicach 4,31–16,07% (ryc. 7). Warto dodać, że oprócz wapieni epigenetycznych, niekiedy stwierdzane są również wapienie pierwotne, będące ekwiwalentem ewaporatów (złoże gazu ziemnego Dzików, ryc. 5b).

Podobnie jak w przypadku warstw baranowskich skład gazu z serii ewaporatowej różni się od tego z osadów sarmatu. Oprócz większej zawartości węglowodorów cięższych, gaz zawiera małe ilości siarkowodoru.

Osady turbidytowe równi basenowej i stożków podmorskich

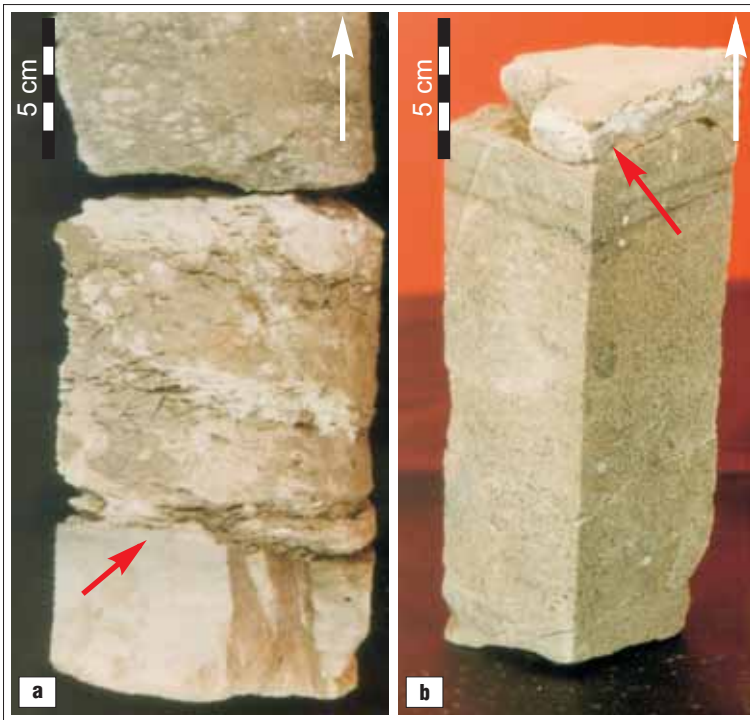
Osady tych facji zawierają jedne z najważniejszych typów skał zbiornikowych w zapadlisku — piaskowce stożków podmorskich oraz dystalne heterolity piaskowcowo-mułowcowo-ilaste równi basenowej.

Heterolity równi basenowej występują w najniższej części osadów sarmatu, tuż ponad osadami ewaporatowymi. Charakteryzują się ilasto-mułowcową litologią i wybitną cienkowarstwowością (ryc. 8). Średnia porowatość wkładek piaszczystych wynosi 10%, przepuszczalność od 0,1 do 100 mD, ale ze względu na duży udział skał ilastych miąższości efektywne heterolitowych horyzontów złożowych są niewielkie. Dzielne wydajności gazu wahają się od kilkunastu tysięcy do ponad 200 000 Nm³. Gaz zawiera od 96 do 99% metanu, co jest wartością typową dla sarmatu.

Znacznie lepszymi skałami zbiornikowymi są osady turbidytowe radialnych stożków podmorskich (ryc. 9). Generalnie są szeroko rozprzestrzenione we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, najbardziej ich piaszczyste części na obszarze wzdłuż i bezpośrednio pod strefą nasunięcia karpacko-stebnickiego. Ich powstawanie było zresztą wyraźnie związane z nasuwającymi się Karpatami. Nawet 100 m miąższości kompleksy piaskowcowe występują na głębokościach rzędu 1000–3500 m. Zarówno w kierunku północnym, jak i w górę profilu są zastępowane przez osady deltowe.

Najbardziej charakterystycznymi cechami osadów stożków podmorskich są cienkie i równe uławicenie oraz powszechna obecność ławic z ziarnem drobniejącym ku górze, przy znacznym kontraście teksturalnym (piaskowce przechodzące w mułowce, a nawet iłowce) oraz wyraźna organizacja w postaci wielozestawów warstw o znacznej miąższości, o grubiejącym ku górze ziarnie osadu i wzrastającej miąższości ławic piaszczystych (ryc. 10). Ich tworzenie w środowisku stożków podmorskich potwierdza niewielki rozrzut kierunków nachylenia powierzchni depozycyjnych — kierunków paleotransportu (Aleksandrowski i in., 1999, 1999a, 2001).

Część osadów turbidytowych z najbardziej miąższymi ławicami piaskowców i zlepieńców powstawała w strefach migrujących kanałów górnego stożka podmorskiego, w wyniku wypadania z prądów turbidytowych (Maksym,



Ryc. 4. Kontakt środkowokambryjskich kwarcytów i ilastych zwirowców warstw baranowskich ku górze przechodzących w piaskowce baranowskie (a) oraz kontakt piaskowców baranowskich i różowych anhydrytów serii ewaporatowej (b). Białe strzałki wskazują orientację rdzenia, strzałki czerwone położenie kontaktów. Odwiert Biszcza 3, fot. P. Śmist

Fig. 4. The contact of Middle Cambrian quartzites and shaly conglomerates of Baranów Beds overlain by Baranów sandstones (a), the contact of Baranów sandstones and anhydrites of the Evaporitic series (b). Biszcza 3 well. White arrows indicate the core orientation, red ones point to contacts. Photo P. Śmist



Ryc. 5. a — Osiarkowane porowate anhydryty, odwiert Łukowa 3; b — pierwotne porowate wapienie będące ekwiwalentem serii ewaporatowej. Odwiert Dziaków 13. Białe strzałki wskazują orientacje rdzenia. Fot. P. Śmist

Fig. 5. Photographs of (a) the porous metasomatic anhydrites with sulphur mineralization, Łukowa 3 well, (b) primary limestones of the Evaporitic series, Dziaków 13 well. White arrows indicate the core orientation. Photo P. Śmist

1996). Mają one formę soczewkowatych, grubych ławic o miąższości kilku do kilkunastu i więcej metrów z uziarnieniem nieuporządkowanym i ograniczonym do frakcji najgrubszych (Maksym, 1996). Osady bardziej drobnziarniste o charakterze typowych turbidytytów powstawały w strefach międzykanałowych oraz w obrębie stożka środkowego (Maksym, 1996).

W obrębie osadów turbidytytowych stożków podmorskich akumulacje gazu stwierdzono w osadach następujących facji: (1) piaszczyste wypełnienia kanałów rozprowadzających (tworzą palczasto rozwidlające się kolektory, ich negatywną cechą jest ograniczona szerokość; (2) pasy wałów przykanałowych towarzyszące piaszczystem wypełnieniom kanałów rozprowadzających. Są mniej ciągłe i mają niższe porowatości; (3) przyujściowe nasypy akumulacyjne o formie bardziej izometrycznej. Sąsiednie nasypy mogą się ze sobą łączyć tworząc kolektory o formie wydłużonej. Wydłużone formy w przybliżeniu wyznaczają przebieg krawędzi platformy paleostożka, a kierunek ten jest prostopadły do kierunku paleotransportu (Aleksandrowski i in., 1999, 1999a, 2001).

Mięszsze ławice piaskowców stożków podmorskich są skałami zbiornikowymi dla złóż gazu Przemyśl, Jodłówka i Husów–Albigowa–Krasne. Porowatości są zazwyczaj bardzo wysokie i sięgają 27%, średnio ok. 14%, przepuszczalności od kilku do 500 mD. Konsekwencją tak dobrych właściwości zbiornikowych są wysokie wydatki gazu, sięgające nawet 7 500 000 m³/d. Skład gazu jest typowy dla sarmatu, zawiera on od 95 do 99% metanu.

Ku górze profilu seria osadów turbidytytowych stożków podmorskich jest stopniowo zastępowana przez osady deltowe. Ławice z typowym dla turbidytytów frakcjonalnym uziarnieniem zanikają, a na ich miejscu pojawiają się pakiety piaszczysto-mułowcowe charakteryzujące się wzrostem ziarna ku górze.

Prócz zmienności pionowej, osady stożków podmorskich wykazują również zmienność lateralną. Ku północy osady grubiej ziarniste zastępowane są przez drobniej ziarniste osady dystalnych części stożków (ryc.1, 11).

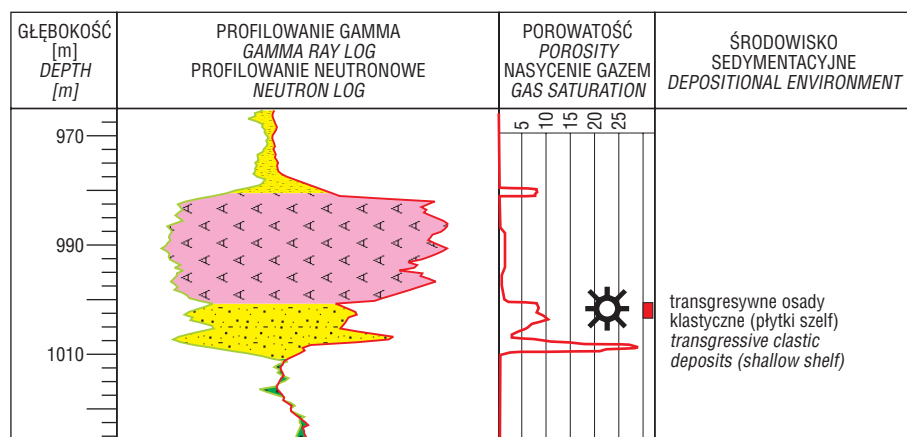
Osady deltowe

Głównymi cechami osadów deltowych w ogóle są:

- ilasto-piaszczysta litologia;
- generalnie stały geometryczny kształt całości osadów deltowych związany z radialnym zanikaniem sedymentacji od ujścia cieków rzecznych w kierunku zbiornika morskiego. Na jego zmiany ma wpływ przede wszystkim wielkość udziałów poszczególnych źródeł energii, tj. energii prądu rzeki, energii falowania i pływów morskich;

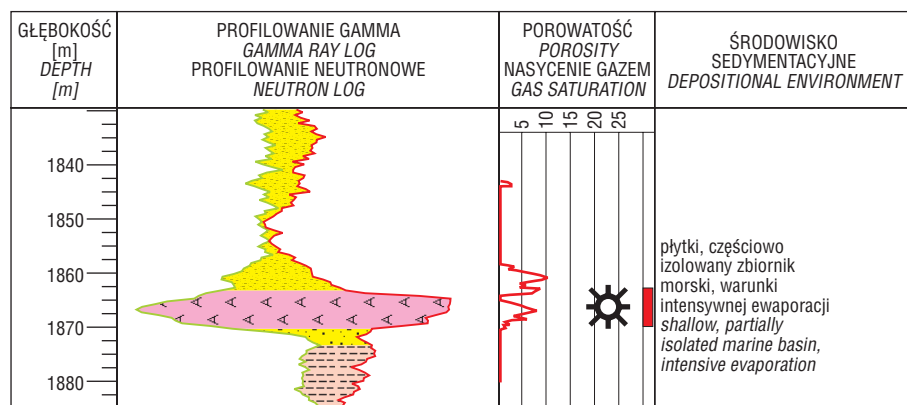
- częste erodowanie wcześniej powstałych osadów deltowych przez odnogi cieków rzecznych, a następnie wypełnianie wcięć przez osady piaszczyste;

- cykliczność osadów w profilu pionowym. Jest to bardzo ważna cecha z punktu widzenia



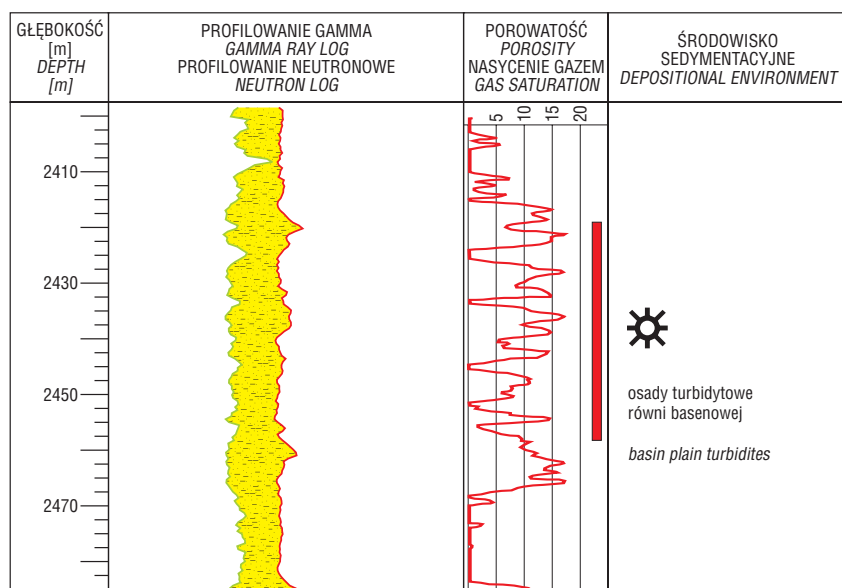
Ryc. 6. Przykład akumulacji gazu w piaskowcach baranowskich, odwiert Kuryłówka 2. Interpretacja A. Maksym, M. Myśliwiec

Fig. 6. Well-logs illustrating the Baranów sandstones reservoir rocks, Kuryłówka 2 well. Interpretation by A. Maksym, M. Myśliwiec



Ryc. 7. Przykład akumulacji gazu w chemicznie przeobrażonych anhydrytach, odwiert Roźwienica 2. Interpretacja A. Maksym, M. Myśliwiec

Fig. 7. Well-logs illustrating the anhydrites reservoir rocks, Roźwienica 2 well. Interpretation by A. Maksym, M. Myśliwiec



Ryc. 8. Przykład akumulacji gazu w heterolitycznych osadach równi basenowej, odwiert Husów 70. Interpretacja A. Maksym, M. Myśliwiec

Fig. 8. Well-logs illustrating the heterolithic reservoir rocks of basin plain, Husów 70 well. Interpretation by A. Maksym, M. Myśliwiec

identyfikacji osadów deltowych na podstawie profili otworów wiertniczych. W każdym cyklu występuje charakterystyczna sukcesja litofacji.

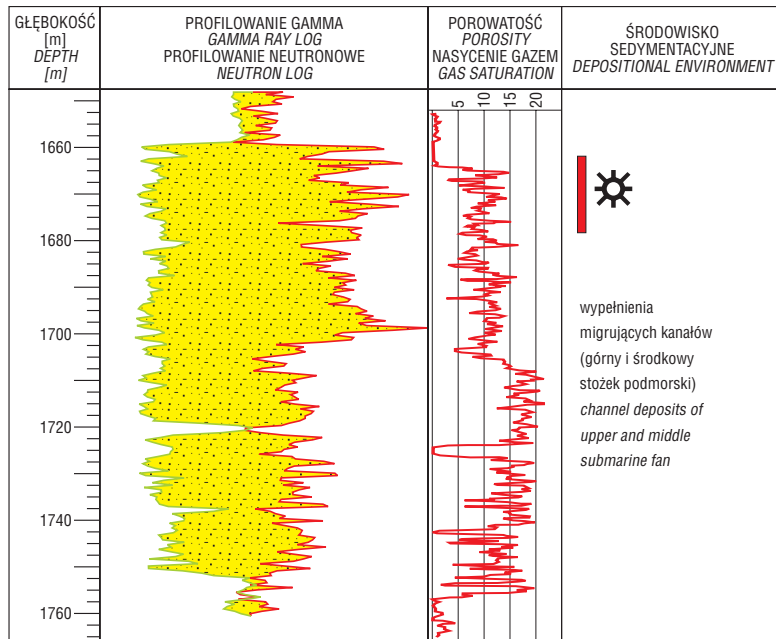
Osady deltowe, powstające w strefie kontaktu środowiska rzecznoego, w którym są przemieszczane ogromne ilości materiału klastycznego oraz morskiego z energią falowania, prądów morskich i pływów, są bardzo perspektywiczne dla poszukiwań węglowodorów.

Są tutaj zarówno duże ilości materii organicznej, z której powstają węglowodory, jak i zbiornikowych osadów piaszczystych oraz ilastych osadów uszczelniających. Złoża węglowodorów w osadach deltowych występują w warstwach i nieregularnych ciałach piaszczystych, powstałych w różnych częściach delty. Są tutaj nie tylko pułapki typu strukturalnego, ale również litologiczno-stratygraficznego.

Szczególnie predysponowane do akumulowania węglowodorów są piaszczyste wypełnienia kanałów rozpraszających, które przenoszą osady na czoło delty oraz osady nasypów przyujściowych. Rozmiary tych pierwszych są zmienne, ale po procesach kompaktacji i diagenetyzacji ich miąższość może nie przekraczać kilku, czasami kilkunastu metrów. Do wyjątków więc należą przypadki łatwej ich identyfikacji na obrazie sejsmicznym. Konieczne jest zastosowanie w większym zakresie badań sedymentologicznych i facjalnych, konieczna jest prawidłowa rekonstrukcja warunków sedymentacyjnych panujących w zbiorniku.

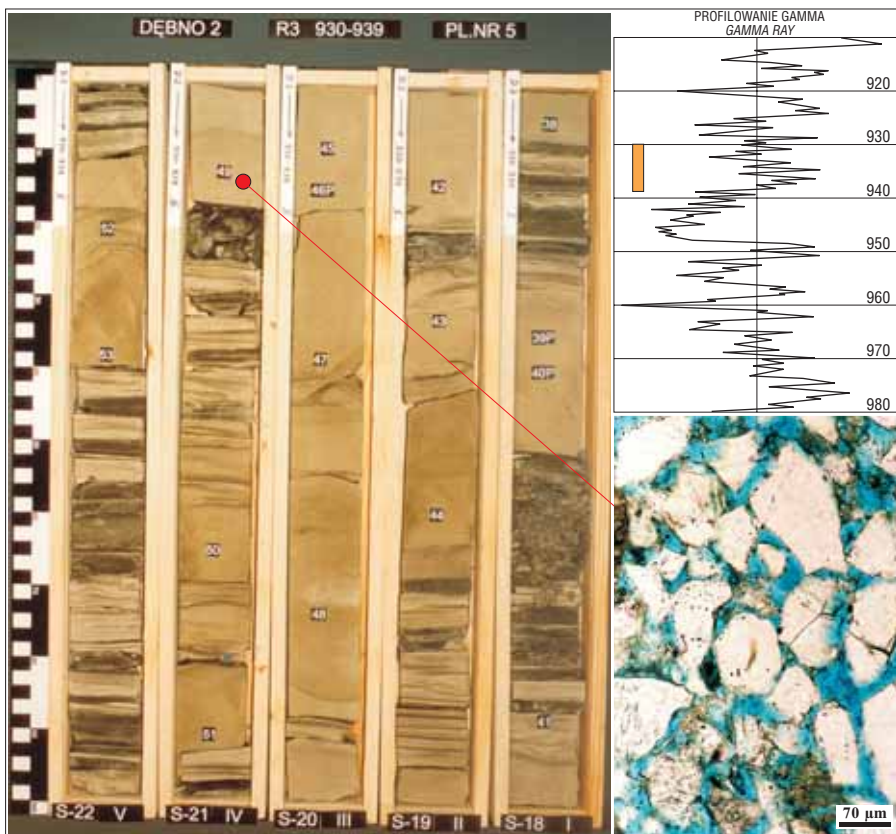
W nawiązaniu do wielohoryzontowości złóż mioceńskich, niezwykle istotny jest fakt, że właśnie w profilu osadów deltowych, cykliczność i wielokrotne powtarzanie się warstw skał uszczelniających powoduje zatrzymanie migracji węglowodorów w kierunku wzniosu regionalnego delty i sprzyja powstawaniu złóż wielowarstwowych (Karnkowski, 1983).

Dla osadów sarmatu zapadliska przedkarpackiego powstałych w środowisku progradacji deltowego systemu depozycyjnego typowe są zestawy ławic o ziarnie grubiejszym ku górze i wzrastającej miąższości uformo-



Ryc. 9. Przykład akumulacji gazu w piaszczystych osadach stożków podmorskich, odwiert Tuligłowy 38. Interpretacja A. Maksym, M. Myśliwiec

Fig. 9. Well-logs illustrating sandstones reservoir rocks of submarine fans, Tuligłowy 38 well. Interpretation by A. Maksym, M. Myśliwiec



Ryc. 10. Fotografia profilu osadów stożków podmorskich przewierconych w odwiercie Dębno 2 z zaznaczeniem miejsca pobrania rdzenia na profilowaniu gamma oraz mikrofotografia szlif impregnowanego niebieską żywicą. Profil zdominowany przez ławice piaskowców wykazujących frakcyjne uziarnienie przewarstwianych poziomo laminowanymi mułwami i pyłowcami. W szlifie arenit sublityczny/subarkozowy. Porowatość 25,6%, przepuszczalność 179,12 mD. Fot. P. Śmist

Fig. 10. Photographs of the submarine fans deposits penetrated in the Dębno 2 well noted on the GR log and the microphotography of subarcose arenite, 25.6% of porosity and 179.12 mD of permeability, thin section saturated by blue resin. Photo P. Śmist.

wane w postaci parasekwencji związanych z progradacją nasypów przyujściowych. Poszczególne parasekwencje mają złożoną budowę wewnętrzną. Każda zawiera w profilu kolejne elementy związane z sedimentacją w różnych środowiskach skłonu deltowego, nasypów przyujściowych oraz podwodnej platformy (równi deltowej). Rozwój każdego nasypu akumulacyjnego jest często kompletny — prawie każda sekwencja kończy się osadami związanymi z procesem zamierania i opuszczenia danego nasypu (Aleksandrowski i in., 1999, 1999a, 2001).

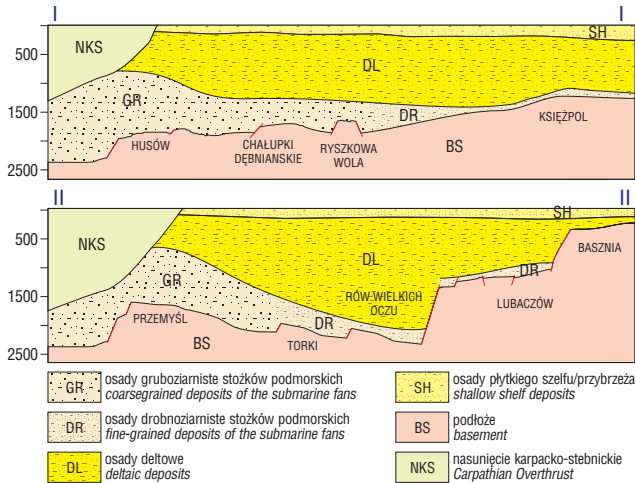
Piaskowce w obrębie parasekwencji tworzą grube, kilkumetrowe jednorodne pakiety, a reszta profilu jest heterolityczna (przewarstwienia mułowcowo-piaskowcowe). Miąższości jednorodnych ławic nie przekraczają 10–20 m.

Przeciętna średnica ziarna osadu oraz miąższość ławic w parasekwencji początkowo wzrastają ku górze, aby w jego stropowej części ujawnić tendencję odwrotną. Każda parasekwencja jest dobrze izolowana w stropie przez osady ilasto-mułowcowe (Aleksandrowski i in., 1999, 1999a, 2001). Pionową organizację parasekwencji deltowej przedstawia ryc. 12.

Struktura parasekwencji jest typowa dla cyklicznej sedimentacji deltowej. Jest rezultatem powstawania kolejnych nasypów akumulacyjnych. W każdej parasekwencji zaznacza się tendencja do progradacji nasypu na obszar wyrównanej części dna basenu w czasie intensywnej dostawy materiału klastycznego, a kończy się w chwili zmiany lokalizacji kanału. W efekcie każda parasekwencja kończy się osadami drobniejszymi o ciekim uławiceniu, typowym dla stref wałów przykorytowych i gładów (Aleksandrowski i in., 1999, 1999a, 2001).

Większość grubszych pakietów piaszczystych ze stropowych części parasekwencji deltowych w obszarach elewowanych strukturalnie nasycona jest gazem, tworząc wielopoziomowe złoża gazu ziemnego. Miąższość najlepszych zbiornikowo osadów nasypów przyujściowych waha się od 2 do 5 m (ryc.13).

Akumulacje gazu występują w obrębie: (a) piaszczystych nasypów akumulacyjnych czoła delty, a w szczególności w ich gór-



Ryc. 11. Schematyczne przekroje przez wschodnią część zapadliska przedkarpacciego ilustrujące pionową i poziomą zmienność głównych facji osadów miocenu: osadów stożków podmorskich, deltowych i płytkiego szelfu/przybrzeża

Fig. 11. Schematic cross-sections through the eastern part of the Carpathian Foredeep showing the vertical and lateral diversity of the main facial types of the Miocene deposits

nej części, tzn. w pokrywach osadów nasypów przyujściowych. Powstają one przy ujściu koryta rozprowadzającego. Ich nadbudowywanie powoduje przesuwanie się ujścia w stronę zbiornika oraz tworzenie wydłużonego ciała piaszczystego. Ponieważ koryta rozprowadzające mają często tendencję do rozdzielania się, samodzielne nasypy przyujściowe poszczególnych koryt mogą się ze sobą zrastać, tworząc dość jednolitą, ciągłą pokrywę osadów piaszczystych, czego konsekwencją jest powstawanie jednolitych hydrodynamicznie ciał skał zbiornikowych. Takie ciągi nasypów przyujściowych mają

kierunek równoległy do czoła delty i prostopadły do kierunku progradacji.

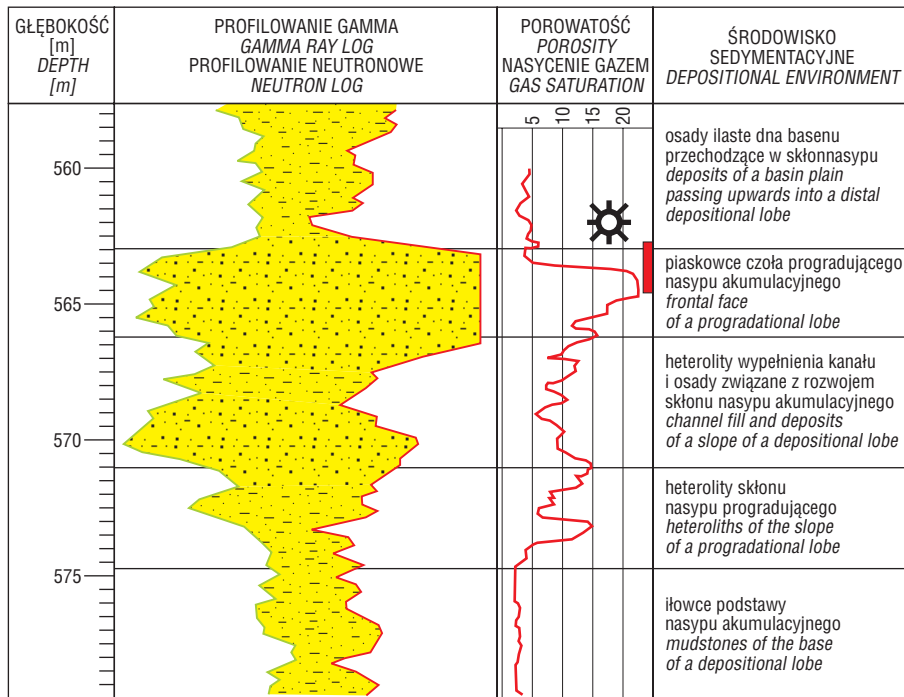
(b) piaszczyste wypełnienia kanałów rozprowadzających oraz osadów powstałych na ich brzegach. Ciała takie są wydłużone równoległe do skłonu depozycyjnego i kierunku progradacji;

(c) w przeławiaczących wyżej wymienione facje drobnoziarnistych i cienkoławicowych osadach stref wałów przykorytowych i gliców. Takie przykorytowe osady, zazwyczaj drobniej ziarniste niż osady nasypów przyujściowych, rozciągają się wzdłuż kanałów rozprowadzających. Ich orientacja w stosunku do kierunku progradacji i przebiegu czoła delty powinna być analogiczna jak (b) (Aleksandrowski i in., 1999, 1999a, 2001).

Osady wymienionych facji mają najlepsze właściwości zbiornikowe, tzn. porowatość i przepuszczalność oraz są dobrze uszczelnione od góry osadami heterolitowymi i iłocami dna basenu lub osadami ilasto-mułowcowymi podstawy kolejnego nasypu akumulacyjnego (ryc. 14a). Wśród tych ostatnich również stwierdza się przemysłowe nagromadzenia gazu (ryc. 14b).

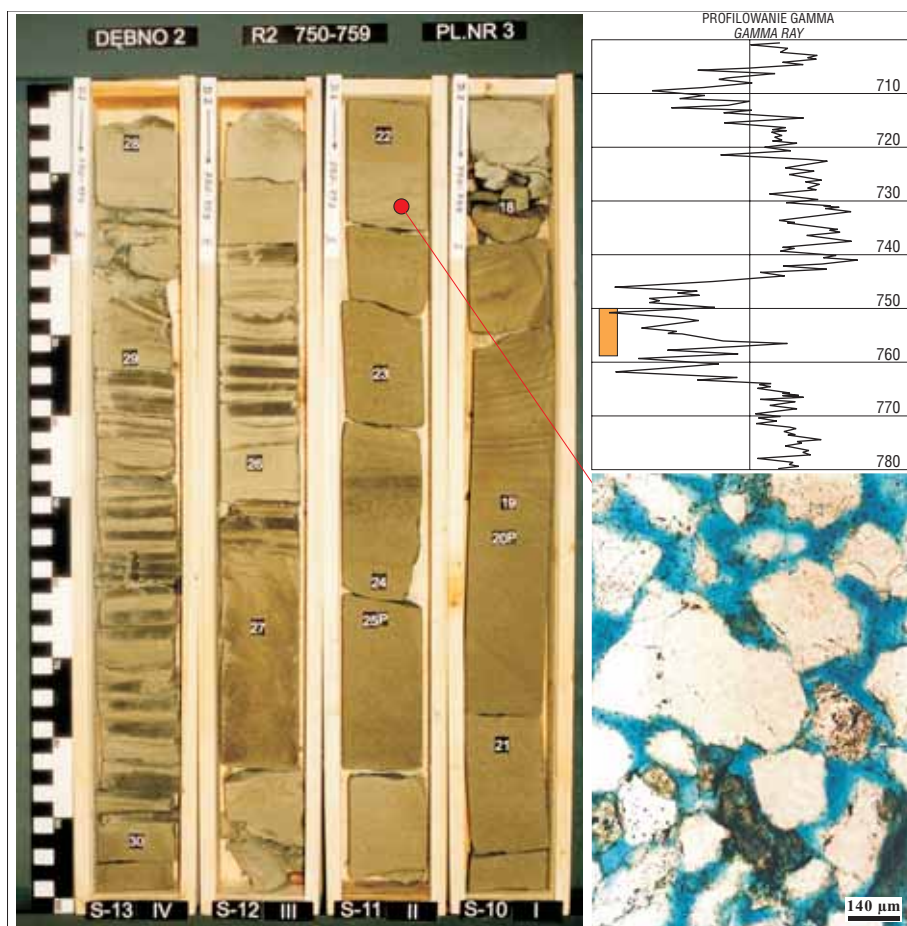
Piaszkowce osadów deltowych, a szczególnie piaszkowce występujące w cienkowarstwowych litofacjach heterolitowych lub mułowcowych cechują się niską dojrzałością teksturalną i mineralną. Pierwsza cecha oznacza m.in. słabe przemycie osadu, stosunkowo duży udział mułowo-ilastej matriks w spoiwie oraz niski stopień obtoczenia detrytu. Druga cecha wyraża się dość bogatym i urozmaiconym składem petrograficznym z minerałami blaszkowymi, okruchami skał i plagioklazami. Piaszkowce deltowe sarmatu zawierają z reguły sporo rozproszonego węgla wapnia nawet do kilkunastu procent, dlatego większość z nich można określać jako piaszkowce margliste. Na łączną zawartość węgla wapnia składa się detryctywny muł wapienny, który razem z łem pełni rolę spoiwa, okruchy skał węglanowych i bioklasty oraz powstałe w osadzie autigeniczne cementy kalcytowe. Szkielet ziarnowy piaszkowców jest zbudowany z frakcji od bardzo drobno do średnioziarnistej z różną domieszką materiału pyłowo-ilastego. Udział najdrobniejszej frakcji ma wpływ na właściwości petrofizyczne a zwłaszcza na przepuszczalność (P. Śmist, informacja ustna).

Według klasycznej klasyfikacji skał okruchowych piaszkowce deltowe reprezentują typ wak litycznych i sublitycznych, wak kwarcowo-łyszczykowych, a przy lepszym wysortowaniu typ arenitów sublitycznych. Skład ziarnowy jest bogaty i urozmaicony. Dominujące składniki, tj. kwarc i okruchy skał uzupełniają łyszczyki, plagioklasy, K-skalenie, glaukonit, zwęglony detrytus roślinny. Udział bioklastów jest na ogół niewielki. Są to głównie otwornice, fragmenty glonów, mszywiolów, małżów. Okruchy skał reprezentują szeroki inwentarz genetyczny. Spotyka się zarówno materiał metamorficzny, jak i osadowy i piroklastyczny. Zidentyfikowano takie typy litologiczne jak wapień, dolomity, łupki ilaste, radiolaryty i



Ryc. 12 Przykład akumulacji gazu w osadach deltowych, odwiert Rudka 8. Charakterystyczna organizacja pionowa parasekwencji deltowej. Zestawił M. Myśliwiec, interpretacja Aleksandrowski i in., 2001

Fig. 12 Well-logs illustrating the sandy reservoir rocks of deltaic deposits, Rudka 8. Note the typical parasequence vertical organization. Interpretation by Aleksandrowski i in., 2001.



Ryc. 13. Fotografia profilu osadów deltowych przewierconych w odwiercie Dębno 2 z zaznaczeniem miejsca pobrania rdzenia na profilowaniu gamma oraz mikrofotografia szlifów impregnowanego niebieską żywicą. W górnej części profilu gruboławicowe piaskowce czoła nasypu akumulacyjnego, niżej przechodzące w osady heterolitytowe skłonu nasypu. W szlifie piaskowce średnioziarnisty. Porowatość 25.3%, przepuszczalność 657,83 mD. Fot. P. Śmist

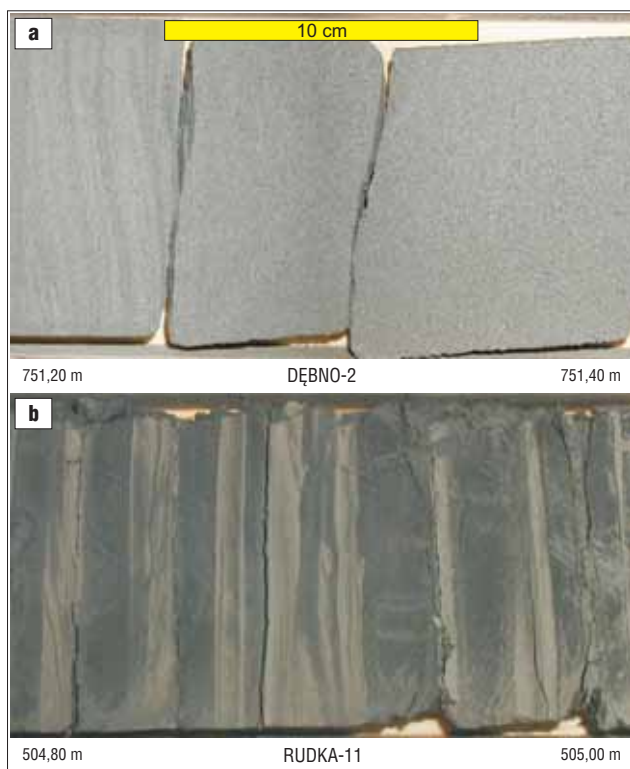
Fig. 13. Photographs of the deltaic deposits penetrated in the Dębno 2 well noted on the GR log and the microphotography of sandstones, 25.3% of porosity and 657.83 mD of permeability, thin section saturated by blue resin. The sandy deposits of the distributary mouth bar in the upper part of the core underlain by heteroliths. Photo P.Śmist

inne skały krzemionkowe, kwarcyty, łupki kwarcytowe, łupki kwarcowo-muskowitowe. Spoiwem piaskowców jest na ogół matriks złożona z materiału ilastego, mułu wapiennego oraz pyłu terygenicznego. Trafiają się także krystaliczne cementy kalcytu i dolomitu wypełniające pojedyncze pory (P. Śmist, informacja ustna).

Osady deltowe są dobrze rozpoznane w rejonie zarówno południowej części zapadliska, a w szczególności w części północno-wschodniej w rejonie złóż Biszczka, Wola Obszańska, Książpol, Łukowa i Dzików, w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (złoże Rudka), jak i w rejonie centralnym (złoże Chałupki Dębnińskie, Grodzisko Dolne, Żołynia). Piaskowce mają bardzo dobre właściwości zbiornikowe. Na przykład piaski i słabo skonsolidowane piaskowce złoża Biszczka w głębokości od 400 do 800 m mają porowatości od 15 do 32% i 900 mD przepuszczalności. Wydajności gazu są znaczne i wynoszą powyżej 700 000 Nm³/d.

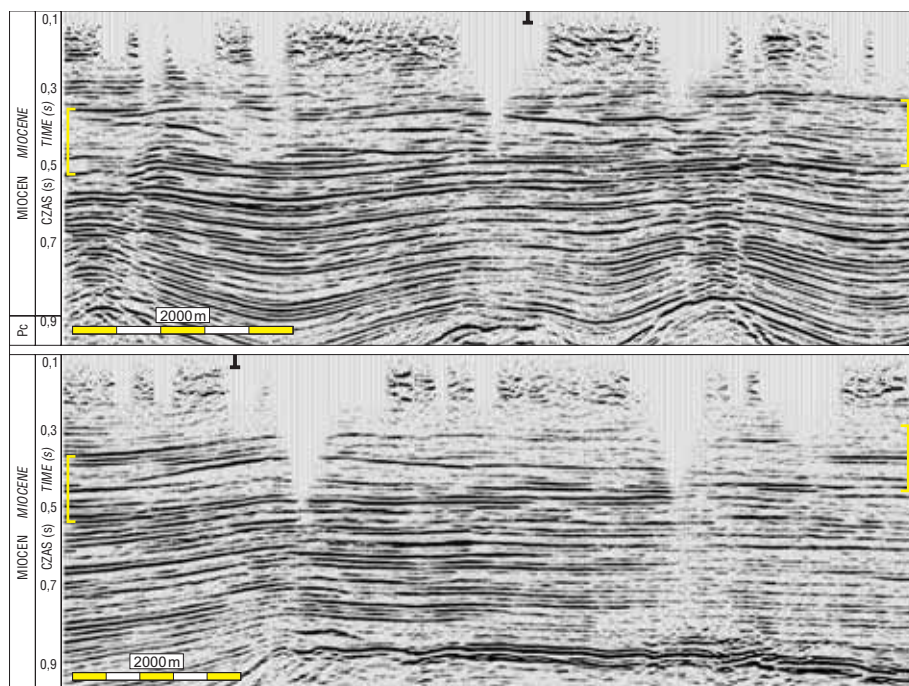
Wśród osadów deltowych zapadliska powszechne jest występowanie skał nieskonsolidowanych — piasków i piaskowców słaboskonsolidowanych. Takie skały zbiornikowe wymagają specjalnych technologii, zarówno w zakresie prac poszukiwawczych, jak i eksploatacji. Pierwsze próby pobierania rdzeni tradycyjną technologią zakończyły się niepowodzeniem. Dopiero zastosowanie otulin z włókna szklanego umożliwiło pobierania rdzeni. Podobnie badania laboratoryjne wymagały zastosowania specjalnej technologii przygotowywania próbek (Myśliwiec i in., 1999). Tradycyjna metodyka interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej nie wykazywała obecności warstw nasyconych gazem, ponieważ kontrast pomiędzy piaskami nasyconymi gazem, a otaczającymi skałami ilastymi i zawodnionymi jest bardzo niewielki. Dopiero pierwsze doświadczenia interpretacyjne ze złoża Biszczka pozwoliły na konieczne zmiany w metodyce interpretacji.

W horyzontach występujących w piaskach w czasie eksploatacji często występuje zjawisko piaszczenia. Aby



Ryc. 14. Fragmenty rdzeni dwóch różnych typów skał zbiornikowych z serii osadów deltowych (a) piaskowce nasypu progradującego (odwiert Dębno 2), (b) heterolity i ilowce dna basenu (odwiert Rudka 11, przyływ gazu z prezentowanego typu 94 Nm³/min.)

Fig. 14. Two different types of the reservoir rocks from the deltaic series (a) sandstones of a distributary channel (Dębno 2 well), (b) deep water heteroliths and shales (Rudka 11 well, gas inflow 94 Nm³/min.)



Ryc. 15. Prostopadłe do siebie przekroje sejsmiczne z rejonu Żołyńi prezentujące obraz przestrzenny osadów deltowych (interwał czasowy 350 do 550 ms) (a) przekrój równoległy do kierunku progradacji (na NE), w interwale czasowym 350–550 ms widoczna struktura klinoformów, (b) przekrój poprzeczny do kierunku progradacji, widoczny trójkątny kształt przekroju przez pryzmę deltową. Interpretacja M. Myśliwiec.

Fig. 15. Two perpendicular seismic lines across the Żołyńia area showing deltaic deposits (time interval 350–550 ms), (a) line running longitudinally along a delta lobe showing the sigmoid clinoform geometry, (b) line running in a transverse direction across the delta lobe showing triangle shape of the clinoform geometry. Interpretation by M. Myśliwiec

mu przeciwdziałać konieczne jest stosowanie filtrów specjalnie dobranych do granulometrii skał zbiornikowych.

Odrębnym problemem jest identyfikowanie serii osadów deltowych na profilach sejsmicznych. Jednym z największych wyzwań dla sejsmicznej metody badań jest cienkowarstwowość osadów miocenu. Stosowany do niedawna sposób przetwarzania generował wiele dynamicznych i ciągłych refleksów, co pozwalało na wykonywanie przez interpretatorów korelacji w dość prosty sposób, ale jednocześnie pozostawało w jawnej sprzeczności ze stwierdzanymi na podstawie odwiertów lateralnymi zmianami facji.

W związku z tym znacząco zmieniono procedury przetwarzania, co pozwala obecnie na generowanie sekcji sejsmicznych, które poprzez zmiany wartości amplitudy refleksów w znacznie bardziej wiarygodny sposób odtwarzają zmienność litologiczną i facjalną osadów. Łatwiejsze jest również identyfikowanie wyklinowań warstw i różnego rodzaju powierzchni niezgodności. W identyfikacji zmian facji pomocne są również analiza atrybutów sejsmicznych oraz inwersja sejsmiczna.

Przykład nowoczesnych danych sejsmicznych zaprezentowano na ryc.15 (profile poprzeczny i podłużny). Na jednym z profili z rejonu Żołyńi w przedziale 0,35 do 0,55 s jest widoczna wyraźnie seria osadów z wyraźnymi cechami progradacji. Czytelne są obie powierzchnie niezgodności, stropowa i spagowa. Natomiast na profilu poprzecznym do kierunku progradacji jest widoczny wyraźnie trójkątny przekrój pryzmy.

Osady równi deltowej — płytkiego szelfu/przybrzeża

Końcowy etap sedymentacji w zapadlisku przedkarpackim polegał na wypełnieniu pozostałej przestrzeni ako-

modacyjnej osadami płytkiego szelfu/przybrzeża. Gorsze wysortowanie, większy udział osadów drobnoziarnistych, głównie ilasto-mułowcowych oraz znacznie mniej wyraźne uławiczenie w stosunku do osadów niżejleżących generalnie nie sprzyjały powstawaniu akumulacji gazu ziemnego. Mimo to, w wielu rejonach, np. w rejonie Żołyńi, w przedziale głębokości od 200 do 500 m odkryto wiele złóż gazu (ryc. 16). Znaczny udział w tych osadach mają piaszczyste mułowce, chociaż zdarzają się i grubsze ławice piaskowców. Osady te nie wykazują oznak pionowej organizacji.

Akumulacje gazu występują tutaj głównie w:

- w nasypach przyujściowych,
- w barach podwodnych,
- w piaszczystych barierach ograniczających laguny (np. II horyzont złoża Żołyńia).

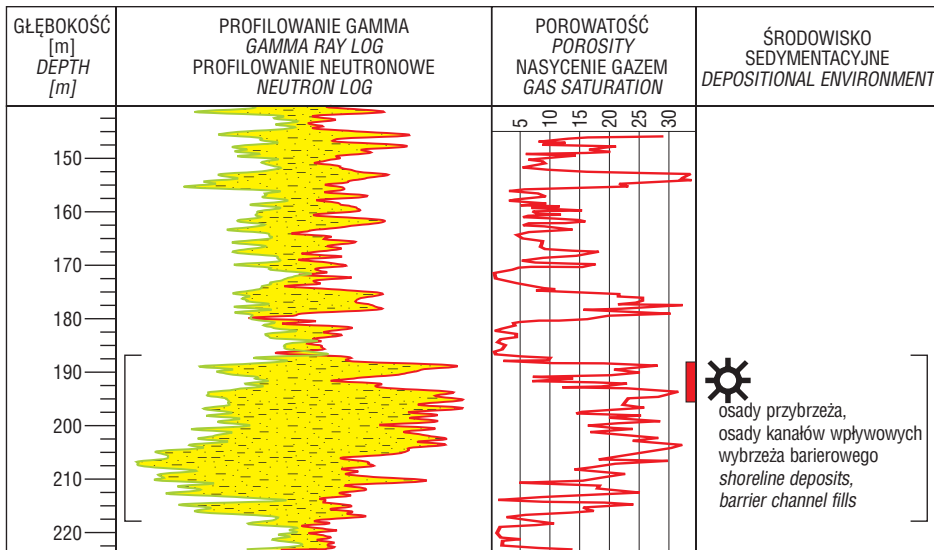
Poza tym produktywnie i zasobnie poziomy złożowe odkryto w osadach mułowców przełamujących się z bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami lub piaskami, miejscami tworzącymi pakiety heterolitowe. Przykładem akumulacji gazu w tego typu osadach dolnego przybrzeża i otwartego szelfu jest horyzont I złoża Żołyńia.

Piaskowce dzikowskie

Blokowe piaskowce dzikowskie są szczególnym przypadkiem wśród osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Określenie „blokowe” pochodzi od charakterystycznego blokowego kształtu krzywych geofizycznych (ryc. 17). Profil zawiera wkładki mułowców, nie wykazuje natomiast obecności większych wkładek ilastych. Z petrograficznego punktu widzenia są to piaskowce typu arenitów kwarcowych o doskonałym wysortowaniu, przemyciu i obtoczeniu materiału ziarnowego oraz bardzo wyselekcjonowanym składzie. Zdecydowanie różnią się od wyższych piaskowców sarmatu, które w przeciwieństwie do piaskowców dzikowskich są generalnie niedojrzałe teksturalnie i mineralnie i reprezentują typ wak litycznych i sublitycznych, wak kwarcowo-łyszczkowy, a przy lepszym wysortowaniu typ arenitów sublitycznych.

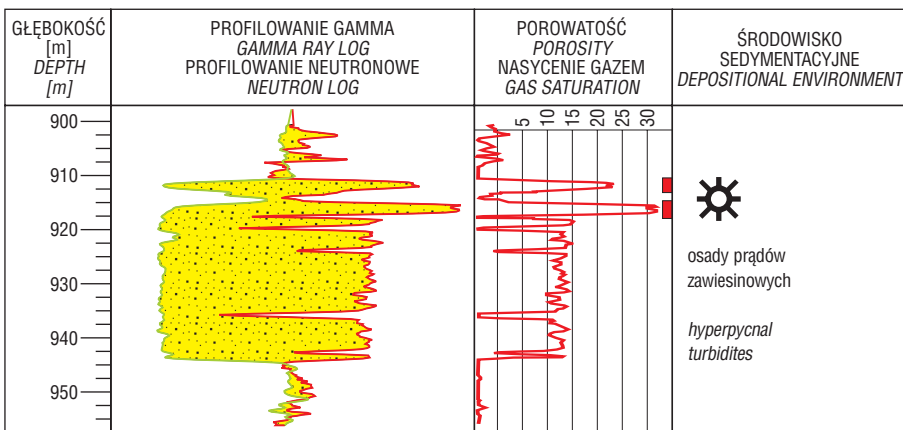
Z badań bezpośrednich na materiale rdzeniowym piaskowce dzikowskie są znane w typie nieporowatym. Zarówno z badań petrograficznych, jak i interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej wynika, że najprawdopodobniej rdzenie zostały pobrane z części wybitnie węglanowych. W pozostałej części piaskowce dzikowskie są typem skały wybitnie porowatej i z niego właśnie uzyskiwano bardzo wysokie wydajności gazu.

Przebadany słabo lub nieporowaty typ piaskowców dzikowskich jest szczególnie scementowany średniokrystalicznym sparytowym kalcytem typu pojkilotopowego (typ



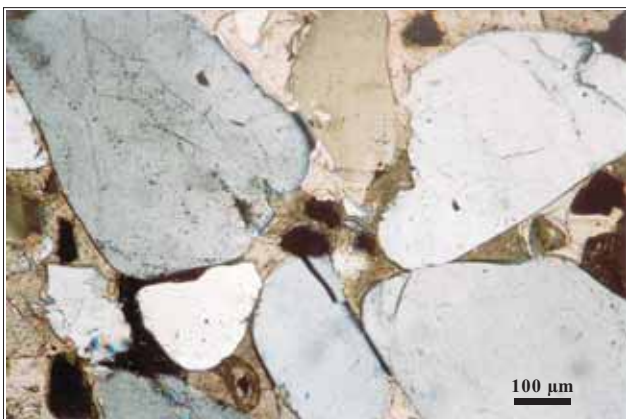
Ryc. 16. Przykład akumulacji gazu w osadach przybrzeża (osady kanałów wpływowych wybrzeża barierowego, horyzont „0” złoża Chałupki Dębnińskie). Zestawił M. Myśliwiec, interpretacja Aleksandrowski i in., 2001

Fig. 16. Well-logs illustrating the sandstones reservoir rocks of the shallow delta platform deposits, estuaries, sandy barriers and bay fill deposits, Chałupki Dębnińskie gas field. Interpretation by Aleksandrowski i in., 2001



Ryc. 17. Przykład akumulacji gazu w piaskowcach blokowych złoża Dzików, odwiert Dzików 12. Interpretacja A. Maksym, M. Myśliwiec

Fig. 17. Well-logs illustrating the blocky Dzików sandstone reservoir rocks, Dzików 12 well. Interpretation by A. Maksym, M. Myśliwiec



Ryc. 18. Fotografia mikroskopowa wapnistej nieporowatej odmiany piaskowca dzikowskiego. Widoczne dobrze odczone ziarna kwarcowe i spoiwo węglanowe. P. Śmist

Fig. 18. The microphotograph of the calcareous non-porous Dzików blocky sandstones thin section. P. Śmist

cementacji z pogrzebania, ryc. 18). Wykazuje jedynie ślady porowatości i przepuszczalności. Ziarna reprezentują frakcję średnio i gruboziarnistą, w składzie dominują trzy składniki — kwarc (60–70%), szczątki krasnorostów (20–30%) oraz glaukonit (ok.10%). W mniejszej ilości trafiają się wapienne otwornice bentoniczne. Oprócz głównych składników można dostrzec pojedyncze skalenie, ooidy, skupienia pirytu. Kwarc jest monokrystaliczny, doskonale obtoczony o ziarnach wielkości 0,3–0,4 mm; czasami trafiają się pojedyncze ziarna do 0,8 mm. Bioklasty to głównie klasty glonów krasnorostów (frakcja nawet ponad 2 mm), sporo otwornic miliolodowych, mszywioly, szczątki mączaków i krynoidy. Glaukonit występuje w postaci trawiaszoielonych agregatów, najdrobniejsze składniki osadu nie przekraczają 0,16 mm (P. Śmist, informacja ustna).

Porowaty typ piaskowców dzikowskich wykazuje bardzo wysokie porowatości w zakresie od 15 do 35% i przepuszczalności kilkuset mD. Wydatki gazu wysokometanowego uzyskane z nich na złożu Dzików są bardzo wysokie, rzędu od 720 000 do ponad 1 000 000 Nm³ na dobę.

Pozycja stratygraficzna piaskowców dzikowskich została ustalona na podstawie badań biostratygraficznych oraz położenia w profilu osadów miocenu. Te przebadane w odwiertach D-17 i D-19 reprezentują poziom otwornicowy *Anomalinoidea dividens* (sarmat dolny). Ich położenie w

profilu wskazuje, że odpowiadają one osadom turbidyto- wym stożków podmorskich części basenu bliższej strefie nasunięcia karpackiego.

Podobnych piaskowców o takich cechach mineralogiczno-teksturalnych w wyższych seriach sarmatu już się nie spotyka, a w cienkowarstwowych litofacjach heterolity- towych lub mułowcowych występują piaskowce reprezentujące już zupełnie inny typ petrograficzny.

Piaskowce dzikowskie dotychczas stwierdzono w postaci 4 litosomów w rejonie złoża gazu ziemnego Dzików na głębokości od 850 do 1000 m. Ich miąższość waha się od 20 do 50 m. Podłoże w obszarze ich występowania jest silnie zuskokowane. Litosomy wykazują położenie w postaci onlapu w kierunku północnym w stosunku do spągu sarmatu. Przypuszcza się, że piaskowce dzikowskie są albo osadem stożka podmorskiego zakorzenionego w strefie platformowego przedgórzia lub ich powstanie jest związane z grawitacyjną redepozycją materiału klastycznego z lokalnego wynurzonego nad poziom morza wypię- trzenia podłoża (Porębski, 2000).

Podsumowanie i wnioski

Dotychczasowe badania skał zbiornikowych osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego dowiodły ich różnorodności. Mimo, że są to prawie wyłącznie osady piaszczysto-ilaste, charakteryzują się dużą zmiennością własności zbiornikowych, w zależności od środowiska w jakim powstały. Najlepszymi i najbardziej zasobnymi zbiornikami dla gazu ziemnego są osady stożków podmorskich oraz osady deltowe. W nich to zakumulowany jest gaz ziemny największych złóż zapadliska. Osady piaszczyste stożków podmorskich przeważają w południowej części zapadliska bliżej nasunięcia karpacko-stebnickiego. Ku północy zastępowane są przez osady drobniej ziarniste, a dodatkowo ku górze profilu przez osady deltowe.

Osady deltowe stanowią główną serię osadową w bardziej północnej części wschodniego zapadliska. Kilkuset metrowa miąższość oraz obecność wielu parasekwencji złożonych z bardzo dobrych skał zbiornikowych oraz ilastych skał uszczelniających czyni z niej ważną serię gazonośną. Wyraźnie mniejsze zapiaszczenie tej serii obserwowane jest w rejonie rowu tektonicznego Wielkich Oczu (Dziadzio, 2000).

Nie bez znaczenia jako skały zbiornikowe są również osady warstw baranowskich i anhydryty oraz osady piaszczysto-ilaste najpłytszej części sarmatu. Dla poszukiwań złóż gazu ziemnego ważne jest, że nie tylko osady o wysokim zapiaszczeniu są dobrymi zbiornikami. Niejednokrotnie w heterolitach piaskowcowo-mułowcowych, a nawet ilasto-mułowcowych odkrywanych są przemysłowe akumulacje gazowe.

Mimo wieloletnich intensywnych prac poszukiwawczych nadal mają miejsce odkrycia nowych, do tej pory nieznanymi skał zbiornikowych. Przykładem są dolnosarmackie piaskowce dzikowskie, które dzięki swym bardzo dobrym właściwościom stały się przedmiotem szczególnego zainteresowania poszukiwawczego. Jako drugi przykład można zasymulizować odkrycie w rejonie Potoka Górnego, Biszczu, Jedlinek i Luchowa skał piaszczystych o porowatościach ponad 30% i dużych przepuszczalnościach zalegających pod warstwami baranowskimi. Wykonane badania paleontologiczne wykazały oligoceński wiek tych skał, a cechy mineralogiczne i strukturalne wskazują na plażowe środowisko sedymentacji. W odwiercie Luchów 3 w piaskowcach oligoceńskich odkryto akumulację gazu ziemnego z wysoką zawartością helu. Piaskowce te będą w przyszłości przedmiotem poszukiwań.

Za udostępnienie fachowych danych petrograficznych skał miocenijskich składam serdeczne podziękowania Panu Piotrowi Śmistowi z PetroGeo. Dziękuję również Panom Krzysztofowi Mastalerzowi oraz Pawłowi Aleksandrowskiemu (Uniwersytet Wrocławski) za współpracę przy badaniu osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego, a Andrzejowi Maksymowi za cenne dyskusje.

Literatura

ALEKSANDROWSKI P. & MASTALERZ K. 1999 — Analiza strukturalna i sedymentologiczna osadów miocenu na podstawie danych upadomierza, Palikówka. Niepublikowany raport PGNiG S.A.
 ALEKSANDROWSKI P., MASTALERZ K., MAZUR S. & WOJEWODA J. 1999 — Analiza strukturalna i sedymentologiczna osadów miocenu na podstawie danych upadomierza, Rudka. Niepublikowany raport PGNiG S.A.
 ALEKSANDROWSKI P. & MASTALERZ K. 2001 — Analiza strukturalna i sedymentologiczno-stratygraficzna górnej części sukcesji miocenu

zapadliska przedkarpackiego na SE od Leżajska. Niepublikowany raport PGNiG S.A.
 BORYS Z., MADEJ K. & MYŚLIWIEC M. 1998 — Preliminary results of the New Methodology of Gas Exploration in the North-Eastern part of the Carpathian Foredeep (Poland). Conference and Exhibition Modern Exploration and Improved Oil and Gas Recovery Methods, Kraków.
 BORYS Z., MYŚLIWIEC M. & TRYGAR H. 2000 — New Gas Discoveries in the Carpathian Foredeep, Poland, As the Result of the Seismic Anomalies Interpretation. Oil and Gas News from Poland, 10: 69–80.
 BORYS Z. & MYŚLIWIEC M. 2000 — Kierunki poprawy efektywności poszukiwań w zapadlisku przedkarpackim. Nafta–Gaz, 9: 457–465.
 CZERNICKI J. & KUK S. 1988 — Odkrycie złoża gazu ziemnego w utworach badenu dolnego w zapadlisku przedkarpackim: Nafta, 3: 41–46.
 CISEK B. & CZERNICKI J. 1964 — Występowanie siarki w poziomie osadów chemicznych tortonu dolnego na Przedgórzu Karpat w rejonie Rokietnica–Mirocin–Jarosław–Kańczuga jako ważny wskaźnik w poszukiwaniach bituminów. Geologia i Geofizyka Naftowa, 10–12:.....
 DZIADZIO P., LISZKA B., MAKSYM A. & STARYSZAK G. 1997 — Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeźnej strefie Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów–Albigowa–Krasne. Nafta–Gaz, 9: 4007–4014.
 DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 48: 1124–1138.
 GARECKA M. & JUGOWIEC M. 1999 — Wyniki badań biostratygraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 29–40.
 KARNKOWSKI P. 1983 — Poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów w nieantyklinalnych strukturach. Nafta, 7–8: 219–226.
 KARNKOWSKI P. 1989 — Utwory deltowe Przedgórza Karpat. Prz. Geol., 37: 28–32.
 KARNKOWSKI P. 1994 — Miocene deposits of the Carpathian Foredeep (according to results of oil and gas prospecting). Geol. Quart., 38: 377–394.
 KARNKOWSKI P. 1999 — Oil and gas deposits in Poland, Kraków.
 MAKSYM A., DZIADZIO P., LISZKA B. & STARYSZAK G. 1997 — Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeźnej strefie Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów–Albigowa–Krasne. Nafta–Gaz, 9: 407–4014.
 MAKSYM A., LISZKA B. & STARYSZAK G. 1996 — Analiza geologiczno-geofizyczna utworów autochtonicznych miocenu w obrzeżeniu pola gazu ziemnego Husów–Albigowa–Krasne. Arch. PGNiG S.A. Jasło.
 MAKSYM A., LISZKA B., PIETRUSIAK M. & STARYSZAK G. 1998 — Analiza geologiczno-geofizyczna utworów autochtonicznych miocenu i jego podłoża w rejonie Sędziszów–Rzeszów–Zalesie. Arch. PGNiG S.A. Jasło.
 MARTINI E. 1971 — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2: 739–785.
 MYŚLIWIEC M. & BACZYŃSKI A. 1999 — Pomiary właściwości petrofizycznych w skałach słabo i nieskonsolidowanych, Nafta–Gaz, 2: 70–76.
 MYŚLIWIEC M., BORYS Z. & TRYGAR H. 1999 — New gas discoveries in the carpathian foredeep, Poland, as the result of the seismic anomalies interpretation. 61st Conference and Technical Exhibition, Extended Abstracts, Vol. 1, Helsinki.
 NEY R. 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 45: 3–82.
 OLSZEWSKA B. 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 9–19.
 OSZCZYPKO N. 1996 — Miocenna dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 44: 1007–1018.
 OSZCZYPKO N. 1997 — The Early–Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). Prz. Geol., 45: 1054–1063.
 OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 209–230.
 PORĘBSKI S. 2000 — Określenie ciągów systemowych w rejonie Biszczu–Ksieźpol i ich facjalno-paleośrodowiskowa interpretacja. Archiwum BG Geonafsta Jasło.
 RÖGL F. 1996 — Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. Mitt Ges Geol Bergbaustud Österr., 41:65–73.