NAFTA-GAZ

Nafta-Gaz 2021, nr 11, s. 709–724, DOI: 10.18668/NG.2021.11.01

Charakterystyka serii zlepieńcowo-olistostromowej z obszaru paleodoliny Szczurowej–Wojnicza na podstawie interpretacji obrazu sejsmicznego

Characteristics of the conglomerate-olistostrome series in the Szczurowa–Wojnicz paleovalley based on an interpretation of seismic image

Andrzej Urbaniec, Kinga Filipowska-Jeziorek, Robert Bartoń, Aleksander Wilk

Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy

STRESZCZENIE: Głównym celem artykułu jest przedstawienie charakterystyki sejsmicznej utworów o charakterze olistostromowym z obszaru paleodoliny Szczurowej–Wojnicza na podstawie interpretacji połączonych danych sejsmicznych 3D i 2D. Interpretowany rejon cechuje się skomplikowaną budową geologiczną oraz słabym stopniem rozpoznania wiertniczego, gdyż tylko nieliczne odwierty przewierciły pełen profil utworów miocenu autochtonicznego. Paleodolina Szczurowej–Wojnicza, stanowiąca jeden z najbardziej charakterystycznych elementów budowy strukturalnej obszaru badań, wyerodowana została w utworach węglanowych kredy i jury. W okresie neogenu paleodolina ta wypełniona została miąższą serią osadów klastycznych należących do formacji skawińskiej. W podłożu tej formacji zidentyfikowany został również pakiet charakterystycznych osadów gruboklastycznych o silnie zróżnicowanej miąższości, nazwany serią zlepieńcowo-olistostromową. Punktem wyjścia interpretacji był profil otworu Basowy-1, w którym w materiale rdzeniowym pochodzącym ze spągowej partii miocenu stwierdzono obecność pakietów zlepieńców oraz utworów o charakterze olistostromowym (brekcji węglanowych). Przeprowadzona obecnie interpretacja obrazu sejsmicznego pozwoliła na możliwie szczegółowe rozpoznanie rozprzestrzenienia i układu strukturalnego utworów poszczególnych kompleksów litostratygraficznych w badanym rejonie. Analiza atrybutów sejsmicznych wskazuje na zróżnicowanie litologiczne serii zlepieńcowo-olistostromowej, wynikające najprawdopodobniej z zazębiania się pakietów zlepieńców i brekcji węglanowych z utworami drobnoklastycznymi. Można przypuszczać, że przynajmniej częściowo w strefach krawędziowych paleorynny lateralny kontakt pomiędzy utworami jury i miocenu ma charakter tektoniczny, związany z reaktywacją dyslokacji. Przypuszczalnie w wyniku pogrążania centralnej części rowu tektonicznego Wojnicza doszło do przechylenia w kierunku SW warstw skalnych budujących strefę krawędziową paleorynny, co z kolei doprowadziło do zainicjowania ruchów masowych. Ponadto zaobserwowano wpływ morfologii powierzchni stropowej serii zlepieńcowo-olistostromowej na układ strukturalny zalegających powyżej utworów formacji skawińskiej, wynikający z nierównomiernego stopnia kompakcji osadów drobnoklastycznych.

Słowa kluczowe: miocen, paleodolina, olistostroma, interpretacja strukturalna, atrybuty sejsmiczne.

ABSTRACT: The article discusses the seismic characteristics of the olistostrome deposits from the Szczurowa–Wojnicz paleovalley area based on the interpretation of combined 3D and 2D seismic data. The study area is characterized by a complex geology and poor drilling exploration, as only few wells have drilled through the full profile of the autochthonous Miocene deposits. The Szczurowa–Wojnicz paleovalley, which is one of the most characteristic elements of the geological framework of the research area, was formed by erosion of Cretaceous and Jurassic carbonate formations. In the Neogene period, the paleovalley was filled with a thick series of clastic sediments belonging to the Skawina Formation. In the basement of this formation, a set of characteristic coarse-clastic sediments of highly differentiated thickness, called the conglomerate-olistostrome series, was identified. The presence of conglomerate and olistostrome deposits (carbonate breccia) described in the core material from the Basowy-1 well was the background for undertaking the present study. The conducted research allowed for the most detailed recognition of the distribution and structural arrangement of lithostratigraphic complexes in the interpreted region. The analysis of seismic attributes indicates lithological differentiation of the conglomerate-olistostrome series, most likely resulting from overlapping conglomerates and carbonate breccias with fine clastic sedimentary rocks. It can be assumed that, at least partially in the edge zones of the paleovalley, the lateral contact between the Jurassic and Miocene sediments is tectonic, related to the reactivation of dislocations. Presumably, as a result of subsidence of the central part of the Wojnicz halfgraben, there was a tilt of the sediments forming the edge zone of the paleovalley toward SW direction, which in turn led to the initiation of mass movements.

Autor do korespondencji: A. Urbaniec, e-mail: *andrzej.urbaniec@inig.pl*

Artykuł nadesłano do Redakcji: 09.09.2021 r. Zatwierdzono do druku: 22.10.2021 r.

Moreover, the morphology of the top surface of the conglomerate-olistostrome series affected the structural configuration of the overlying deposits belonging to the Skawina Formation, which may be explained by the uneven compaction degree of fine-clastic sediments.

Key words: Miocene, paleovalley, olistostrome, structural interpretation, seismic attributes.

Wstęp

Serie utworów gruboklastycznych, związanych genetycznie ze zjawiskami spływów grawitacyjnych, reprezentowanych zwłaszcza przez zlepieńce oraz skały o charakterze olistostromowym, znane są z sekwencji osadowych różnego wieku oraz występowania w różnych basenach sedymentacyjnych na świecie (m.in. Heck i Speed, 1987; Horton Jr. i Rast, 1989; McConnell et al., 2002; Bull et al., 2009; Rytina et al., 2013; Waśkowska i Cieszkowski, 2014; Kaharuddin et al., 2019).

Termin *olistostroma* po raz pierwszy wprowadzony został przez Floresa (1955) jako „osady występujące w normalnych sekwencjach geologicznych, wystarczająco ciągłe, aby można je było rozpoznać, zbudowane z niejednorodnego litologicznie lub petrograficznie materiału osadowego, mniej lub bardziej wymieszanego, które akumulowane były jako ciało półpłynne". Zgodnie ze współczesną definicją *olistostroma* to seria źle wysortowanych, najczęściej gruboklastycznych osadów powstałych w wyniku podmorskiego ześlizgiwania się luźnego materiału po stromych krawędziach basenu sedymentacyjnego, natomiast olistolit to duży (powyżej 4 m średnicy) blok skalny przemieszczony w osuwisku lub na skutek samodzielnego zsunięcia się po skłonie zbiornika sedymentacyjnego (Jaroszewski et al., 1985). Obecnie termin *olistostroma* znajduje szerokie zastosowanie i używany jest przez międzynarodową społeczność geologiczną najczęściej w odniesieniu do zaburzonych warstwowo kompleksów chaotycznych oraz egzotycznych pakietów sedymentacyjnych, powstałych na skutek różnych zjawisk transportu masowego (Festa et al., 2016).

Na terenie Polski osady typu olistostromowego znane są z wielu jednostek geologicznych i opisywane były m.in. z obszaru Karpat zewnętrznych (Jankowski, 2007; Cieszkowski et al., 2009a, 2009b, 2012; Waśkowska i Cieszkowski, 2014), zapadliska przedkarpackiego (Połtowicz, 1985, 1999; Szymakowska, 1986; Moryc, 2005; Niemczyk, 2005) czy Sudetów (Gunia, 1981; Grocholski, 1983).

Skomplikowana budowa strukturalna utworów mioceńskich w rejonie Wojnicza, w tym zwłaszcza problematyka deformacji tektonicznych i nasunięć obserwowanych w tych utworach, była przedmiotem badań, których wyniki zaprezentowano w kilku wcześniejszych publikacjach (Kirchner i Połtowicz, 1974; Połtowicz, 1997, 2004; Krzywiec et al., 2004, 2014). W niniejszym artykule autorzy chcą zwrócić uwagę na zapis sejsmiczny związany z utworami o charakterze olistostrom, które zdeponowane zostały w obrębie paleodoliny Szczurowej–Wojnicza. W celu uzyskania spójnego obrazu strukturalnego, jak również szczegółowego wykartowania zasięgu przestrzennego serii zlepieńcowo-olistostromowej interpretację sejsmiczną w wersji czasowej wykonano na podstawie połączonych zdjęć sejsmicznych 3D i 2D.

Charakterystyka geologiczna obszaru badań

Obszar badań usytuowany jest na południowy zachód od Tarnowa, w południowej części zapadliska przedkarpackiego i brzeżnej części Karpat (rys. 1). W budowie geologicznej tego rejonu biorą udział utwory różnego wieku, od neoproterozoiku po czwartorzęd.

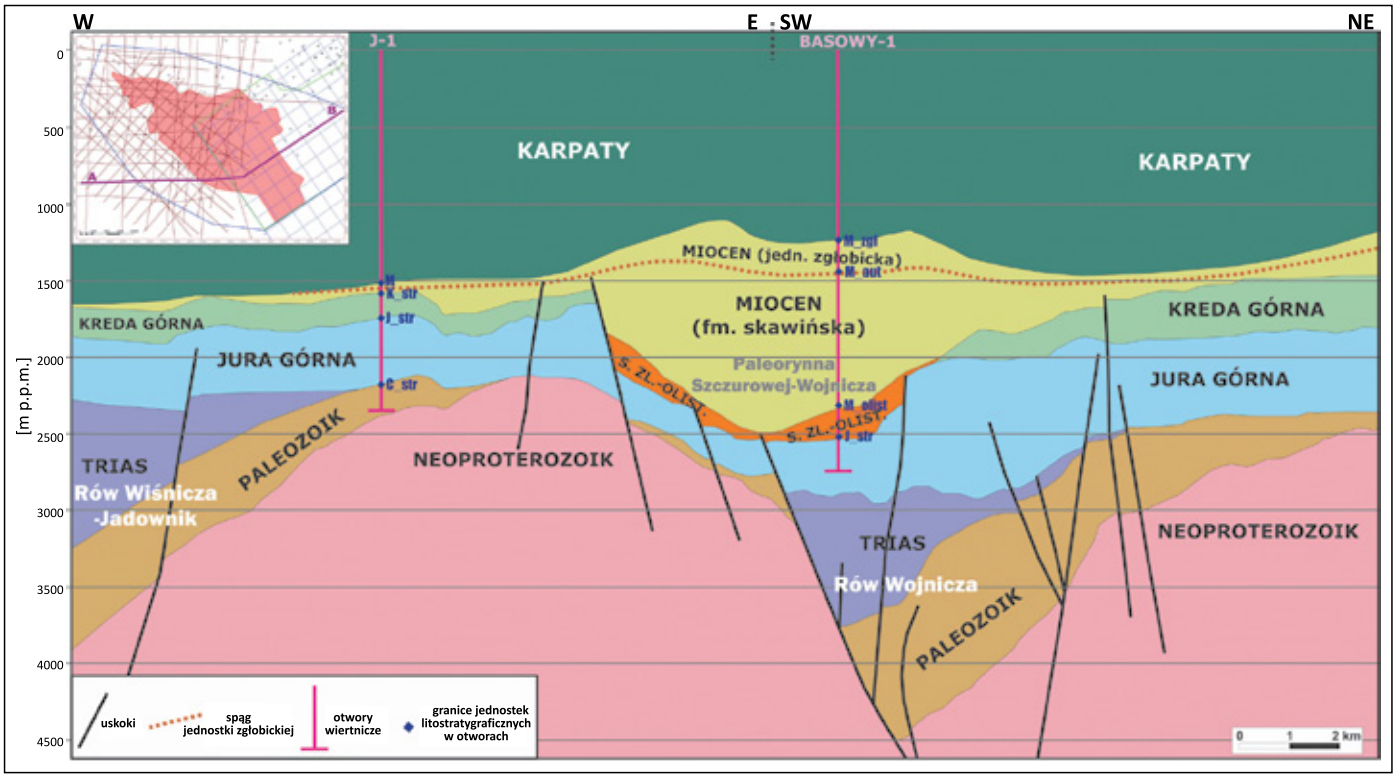
Podłoże neoproterozoiczne i mezo-paleozoiczne

Najstarsze piętro strukturalne reprezentuje w badanym rejonie seria anchimetamorficznych skał neoproterozoiku (rys. 2), związanych genetycznie z blokiem małopolskim. Utwory neoproterozoiku nawiercono jedynie w kilku otworach wiertniczych zlokalizowanych w obszarze badań lub jego sąsiedztwie. Opisywana seria reprezentowana jest głównie przez sekwencję skał drobnoklastycznych (iłowce i mułowce szare, szarozielone i wiśniowe), silnie zdiagenezowanych i w niewielkim stopniu przeobrażonych procesami metamorfizmu regionalnego (metaargility, fyllity). Na obszarze przedgórza Karpat późnoediakarski wiek opisywanego kompleksu dokumentują badania biostratygraficzne, wykonane na próbkach pochodzących z wielu otworów wiertniczych (Moryc i Jachowicz, 2000; Buła et al., 2008; Żelaźniewicz et al., 2009; Jachowicz-Zdanowska, 2011).

Utwory paleozoiku w obszarze badań reprezentowane są głównie przez dewon i karbon, lokalnie stwierdzono również występowanie utworów syluru (Moryc, 2006a; Buła i Habryn, 2008). Utwory syluru reprezentowane są przez serię ciemnoszarych i szarozielonkawych łupków i mułowców z fauną graptolitową i niekiedy wkładkami margli. Utwory dewonu dolnego, o miąższości rzędu kilku do kilkunastu metrów, to kompleks złożony z przeławicających się iłowców, mułowców i piaskowców, a znacznie rzadziej wkładek zlepieńców o słabym stopniu wysortowania. Jego cechą charakterystyczną jest czerwonawe lub zielonkawe zabarwienie. Zasadniczą część profilu paleozoiku stanowi kompleks utworów węglanowych,

Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle zasięgu utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego; zasięgi jednostek geologicznych według Porębskiego i Warchoła (2006)

Fig. 1. Location of the research area on the background of the Carpathian Foredeep range in Poland; ranges of geological units according to Porębski and Warchoł (2006)



Rys. 2. Przekrój geologiczny w rejonie paleorynny Szczurowej–Wojnicza
Objaśnienia skrótów:
S. ZL.-OLIST. – seria zlepieńcowo-olistostromowa; M – strop miocenu (nierozdzielonego); M_zgł – strop jednostki zgłobickiej; M_aut – strop miocenu autochtonicznego; M_olist. – strop serii zlepieńcowo-olistostromowej; K_str – strop kredy; J_str – strop jury; C_str – strop karbonu

Fig. 2. Geological cross-section in the Szczurowa–Wojnicz paleovalley area
Explanation of abbreviations:
S. ZL.-OLIST. – conglomerate-olistostrome series; M – top of Miocene (undivided); M_zgł – top of the Zgłobice Unit; M_aut – top of the autochthonous Miocene; M_olist. – top of conglomerate-olistostrome series; K_str – top of Cretaceous; J_str – top of Jurassic; C_str – top of Carboniferous

zaliczanych do środkowego–górnego dewonu i dolnego karbonu. Osady wieku permskiego na obszarze przedgórza Karpat cechują się bardzo słabym stopniem udokumentowania biostratygraficznego (vide Kiersnowski, 2001; Moryc, 2006b, 2014), dlatego też trudno jest obecnie stwierdzić, czy mogą one występować również w rejonie badań.

Zasięg występowania utworów triasu jest silnie zróżnicowany i znacznie ograniczony (Moryc, 1971, 2014; Urbaniec et al., 2013, 2020), gdyż utwory te w dużym stopniu objęte zostały procesami erozji. Regionalna analiza danych geologicznych i sejsmicznych wskazuje, że w obszarze badań występują wyłącznie utwory triasu dolnego, reprezentujące kompleks litostratygraficzny określany w tradycyjnym ujęciu jako pstry piaskowiec dolny i środkowy (Głowacki i Senkowiczowa, 1969; Szyperko-Teller i Moryc, 1988; Becker i Nawrocki, 2007). Kompleks ten rozwinięty jest na obszarze przedgórza Karpat w postaci serii utworów klastycznych, ilasto-piaszczystych, a lokalnie także zlepieńcowatych. W omawianym rejonie utwory triasu występują głównie w osiowej strefie tzw. rowu tektonicznego Wojnicza (rys. 2), gdzie jak dotąd pozostają w zasadzie nierozpoznane wiertniczo i interpretowane są głównie na podstawie analizy obrazu sejsmicznego. Stropową partię tych utworów rozpoznano jedynie w dwóch otworach (P-1 oraz P-2), usytuowanych na wschodnim skłonie wspomnianej wyżej depresji tektonicznej, w części tektonicznie wyniesionej.

Kompleks osadowy jury reprezentowany jest głównie przez węglanową serię górnej jury o dosyć zmiennej miąższości, zredukowanej erozyjnie w strefie paleorynny (rys. 2). Tylko nieliczne odwierty (B-11, PU-3, S-1, J-1, P-1, P-2, T-19) przewierciły pełen profil utworów jury. Omawiany kompleks sedymentacyjny cechuje się dużym zróżnicowaniem litofacjalnym, a w jego obrębie wyróżnionych zostało szereg jednostek litostratygraficznych (vide Morycowa i Moryc, 1976; Golonka, 1978; Gutowski et al., 2007; Matyja, 2009; Urbaniec, 2021). Do najbardziej charakterystycznych litofacji należą: biohermowa, marglisto-wapienna, koralowcowo-onkolitowa czy też muszlowcowo-oolitowa.

Najmłodszy kompleks osadowy mezozoiku w obszarze badań reprezentują utwory górnej kredy, wykształcone w postaci pelitycznych wapieni z bułami i soczewkami czarnych krzemieni, przechodzących ku górze w monotonną pod względem litofacjalnym serię osadów węglanowych, takich jak margle, wapienie margliste i gezy. Utwory te generalnie osadzały się w dość dużym przedziale czasowym – od turonu po mastrycht (Heller i Moryc, 1984).

Utwory neogenu zapadliska przedkarpackiego

Rozwinięty na przedpolu Karpat basen sedymentacyjny zapadliska przedkarpackiego był fragmentem dużego basenu sedymentacyjnego o charakterze rowu przedgórskiego, rozciągającego się wzdłuż całego łuku karpackiego. Najprawdopodobniej w okresie późnego karpatu i wczesnego badenu miała miejsce sedymentacja utworów gruboklastycznych (głównie zlepieńców), które w części zachodniej zapadliska wyróżnione są przez różnych autorów jako zlepieńce dębowieckie lub formacja dębowiecka (Tołwiński, 1950; Kuciński i Nowak, 1975; Buła i Jura, 1983; Garecka et al., 1996; Moryc, 2005). Można przypuszczać, że w podobnym czasie jak zlepieńce dębowieckie mogły powstawać również serie opisywanych w niniejszym artykule utworów gruboklastycznych, znanych z osiowych stref paleodolin Szczurowej–Wojnicza, Tarnowa i Pogórskiej Woli (Połtowicz, 1999; Moryc, 2006b). Nie można także wykluczyć, że geneza przynajmniej części z tych utworów związana jest z okresem paleogenu, w nawiązaniu do formacji zlepieńców z Racławówki, opisanych przez Moryca (1995) w strefie usytuowanej na SW od Rzeszowa.

Główną masę osadów miocenu autochtonicznego w obszarze badań stanowią klastyczne utwory zaliczane do formacji skawińskiej (rys. 2), reprezentowane przez serię iłowców i mułowców, miejscami marglistych, z przeławiceniami piaskowców. Jest to jedna z najszerzej rozprzestrzenionych lateralnie formacji, od Śląska Cieszyńskiego po szeroko rozumiane okolice Tarnowa, a nawet Rzeszowa. Utwory te zalegają transgresywnie na różnych ogniwach stratygraficznych i przykryte są na ogół przez utwory siarczanowe. Ich miąższość jest silnie zróżnicowana. W sąsiedztwie brzegu Karpat i w paleodolinach miąższość utworów formacji skawińskiej znacznie wzrasta, nawet do ponad 1000 m (w otworze Basowy-1 wynosi ona 872 m). Wiek utworów formacji skawińskiej na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego określono na wczesny baden, a jej najwyższej części nawet na wczesny serrawal (późny baden) (Andreyeva-Grigorovich et al., 1999, 2003).

Wyżej w profilu zalega seria ewaporatowa badenu, której geneza związana jest z tzw. badeńskim kryzysem salinarnym; początek sedymentacji ewaporatowej (według datowań tufitów metodą Ar/Ar) przypada na 13,81+0,08 Ma (Bukowski et al., 2010; de Leeuw et al., 2010). Wspomniany kryzys salinarny zapoczątkowany został poprzez dość gwałtowny spadek poziomu morza w związku z globalnym ochłodzeniem klimatu (Oszczypko, 2006; Bukowski, 2011). Obniżenie poziomu wód oceanicznych mogło wynosić nawet kilkadziesiąt metrów (de Leeuw et al., 2010) i było efektem rozwoju pokrywy lodowej w rejonie Antarktydy (vide DeConto i Pollard, 2003a, 2003b). Zakończenie sedymentacji ewaporatowej wiązane jest najczęściej z przyczynami tektonicznymi, w których następstwie do zbiornika zapadliska przedkarpackiego w stosunkowo krótkim czasie nastąpił dopływ wód oceanicznych o normalnym zasoleniu (de Leeuw et al., 2010; Bukowski, 2011). W płytszej części basenu ewaporacyjnego miała miejsce

sedymentacja utworów siarczanowych (gipsów i anhydrytów), a lokalnie, głównie na obrzeżach basenu, utworów węglanowo-litoralnych (Kasprzyk, 1993, 1999; Peryt et al., 1998; Bąbel, 2004). Natomiast w głębszej partii basenu ewaporacyjnego, usytuowanej bardziej na południe, tj. wzdłuż ówczesnego brzegu Karpat, dominowała sedymentacja facji chlorkowej (w polskiej części zapadliska głównie soli kamiennych i iłów solnych) (Garlicki, 1979; Bąbel, 2004, 2005; Bukowski, 2011). Utwory siarczanowe zaliczane są do formacji z Krzyżanowic, a utwory chlorkowe do formacji z Wieliczki (Alexandrowicz et al., 1982; Olszewska, 1999).

Zgodnie z badaniami nanoplanktonu wapiennego ewaporaty występują w dolnej części poziomu NN6, a tym samym ich wiek szacowany jest na późny baden (Gaździcka, 1994; Peryt, 1999; Peryt et al., 2005). Potwierdzają to również datowania poziomów tufowych (Andreyeva-Grigorovich et al., 2003; Dudek et al., 2004).

Zróżnicowany pod względem litologicznym i facjalnym kompleks utworów silikoklastycznych zalegających powyżej serii ewaporatowej w całości zaliczany jest do formacji z Machowa (Alexandrowicz et al., 1982). Profil tej formacji obejmuje szereg starszych wydzieleń litostratygraficznych, takich jak: piaski bogucickie, warstwy chodenickie, warstwy grabowieckie, warstwy pektenowe czy iły spirialisowe. Pomimo że niektóre z nich występują jedynie lokalnie, to są na tyle charakterystyczne dla obszaru zapadliska, że ich nazewnictwo jest nadal stosowane (vide Czapowski, 1994; Jasionowski, 1997; Porębski i Warchoł, 2006). W obszarze badań utwory formacji z Machowa występują głównie w północnej jego części oraz w obrębie jednostki zgłobickiej. W części południowej zostały najprawdopodobniej całkowicie zredukowane tektonicznie przez nasuwający się górotwór karpacki.

Wiek formacji z Machowa datowany jest najczęściej na późny baden i sarmat (Oszczypko, 1998; Olszewska, 1999; Dziadzio et al., 2006; Oszczypko et al., 2006; Garecka i Olszewska, 2011; Oszczypko-Clowes et al., 2012).

Jednostki tektoniczne mioceńskie

Wzdłuż czoła Karpat występuje stosunkowo wąska strefa zbudowana z utworów miocenu sfałdowanego, w której obrębie wyróżnia się jednostkę stebnicką oraz pasmo łusek zgłobickich (Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 1997, 2004; Żelaźniewicz et al., 2011). Jednostki te tworzą rodzaj wąskiego, zapadającego na południe klina, a ich powierzchnie odkłucia związane są najczęściej z dolno- i środkowomioceńskimi osadami chemicznymi (Oszczypko, 2006).

W obszarze badań występują głównie utwory zaliczane do jednostki zgłobickiej, które w generalnym ujęciu stanowią serię osadów klastycznych (lokalnie również ewaporatowych) badenu i sarmatu dolnego o zróżnicowanym stopniu deformacji, przynajmniej częściowo przemieszczonych i nasuniętych na autochtoniczne osady tego samego wieku (Połtowicz, 1997, 1999, 2004).

Utwory jednostek tektonicznych Karpat zewnętrznych

W obszarze badań występują utwory zaliczane do trzech jednostek tektonicznych: śląskiej, podśląskiej i skolskiej (Żytko et al., 1989). Pod względem litologicznym utwory te reprezentowane są głównie przez piaskowce, mułowce, łupki oraz margle, należące do kilku ogniw litostratygraficznych od górnej kredy po oligocen, z największym udziałem warstw inoceramowych, hieroglifowych i krośnieńskich (Wdowiarz, 1951; Kuciński, 1965; Bogacz et al., 2004). W SE części obszaru badań całkowita miąższość utworów nasunięcia karpackiego osiąga blisko 2000 m.

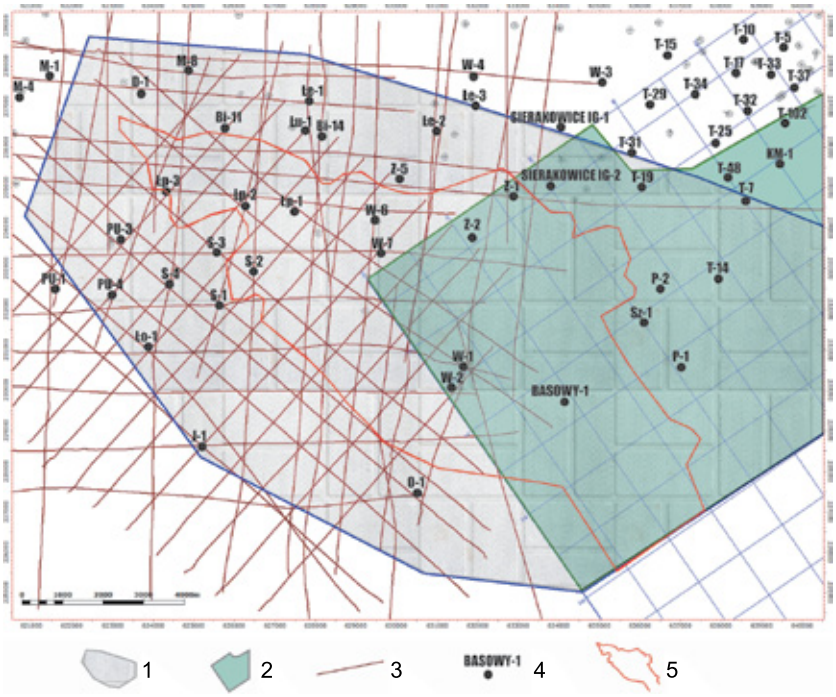
Materiał badawczy i metody interpretacji

Dane sejsmiczne

W celu uzyskania możliwie najbardziej spójnego obrazu strukturalnego dla całego obszaru badań interpretację sejsmiczną wykonano na połączonych zdjęciach sejsmicznych 3D i 2D (rys. 3). Przetwarzanie sejsmiczne analizowanego zdjęcia 3D przeprowadzone zostało w roku 2007 przez Geofizykę Kraków S.A., a do interpretacji wykorzystano wolumen sejsmiczny w wersji migracji czasowej po składaniu. Interpretacją objęto zachodnią część wspomnianego zdjęcia 3D, tj. osiową część paleodoliny Szczurowej–Wojnicza wraz z obszarami przyległymi. Interpretacja danych sejsmicznych 2D obejmowała profile, które przetworzone zostały w ramach dwóch tematów sejsmicznych, przy czym pierwszy z tematów realizowany był w Geofizyce Kraków S.A. w latach 2002–2003, a drugi w Geofizyce Toruń S.A. w roku 2009. Lokalizację wszystkich interpretowanych profili 2D przedstawiono na rysunku 3. Interpretację prowadzono na sejsmice w wersji migracji czasowej po składaniu. Interpretację strukturalną oraz model prędkości opracowano z wykorzystaniem oprogramowania Petrel firmy Schlumberger.

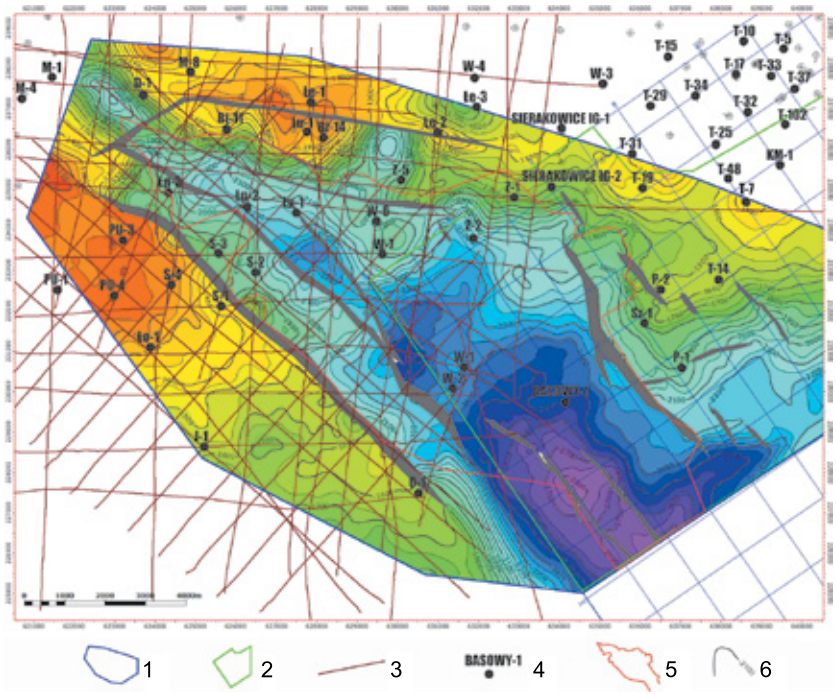
Dane otworowe

W obszarze interpretacji zlokalizowanych jest ponad 30 otworów wiertniczych, wierconych w różnych latach i kończących wiercenie w utworach różnych poziomów stratygraficznych. Lokalizację ważniejszych otworów wiertniczych na tle zasięgu interpretacji przedstawiono na rysunku 3. Jak widać, rozmieszczenie otworów w obrębie obszaru interpretacji jest dosyć nierównomierne, co generalnie stanowiło znaczne utrudnienie w identyfikacji granic sejsmicznych związanych z odpowiednimi horyzontami litostratygraficznymi.



Rys. 3. Lokalizacja danych sejsmicznych oraz otworów wiertniczych: 1 – obszar opracowania map, 2 – zasięg zdjęcia sejsmicznego 3D, 3 – przebieg interpretowanych profili sejsmicznych 2D, 4 – ważniejsze otwory wiertnicze, 5 – wyinterpretowany zasięg serii zlepieńcowo-olistostromowej

Fig. 3. Location of seismic data and wells: 1 – mapping area, 2 – 3D seismic survey, 3 – 2D seismic sections, 4 – more important wells, 5 – range of conglomerate-olistostrome series



Rys. 4. Mapa strukturalna spągu miocenu: 1 – obszar opracowania map, 2 – zasięg zdjęcia sejsmicznego 3D, 3 – przebieg interpretowanych profili sejsmicznych 2D, 4 – ważniejsze otwory wiertnicze, 5 – wyinterpretowany zasięg serii zlepieńcowo-olistostromowej, 6 – izohipsy spągu miocenu [m]

Fig. 4. Depth structural map of Miocene base: 1 – mapping area, 2 – 3D seismic survey, 3 – 2D seismic sections, 4 – more important wells, 5 – range of the conglomerate-olistostrome series, 6 – isohypses of Miocene base [m]

Do najgłębszych otworów, przewiercających utwory mezozoiku, należą S-1 (2362 m) i PU-3 (2332,4 m), dowiercające do stropowej partii neoproterozoiku, a także J-1 (2692 m), w którym zakończono wiercenia w utworach młodszego paleozoiku. W strefie paleorynny Szczurowej –Wojnicza, która była głównym celem analizy geologicznej, najgłębsze otwory, tj. Basowy-1 (3003 m) oraz W-2 (2715 m), sięgają do stropowej partii utworów jury górnej.

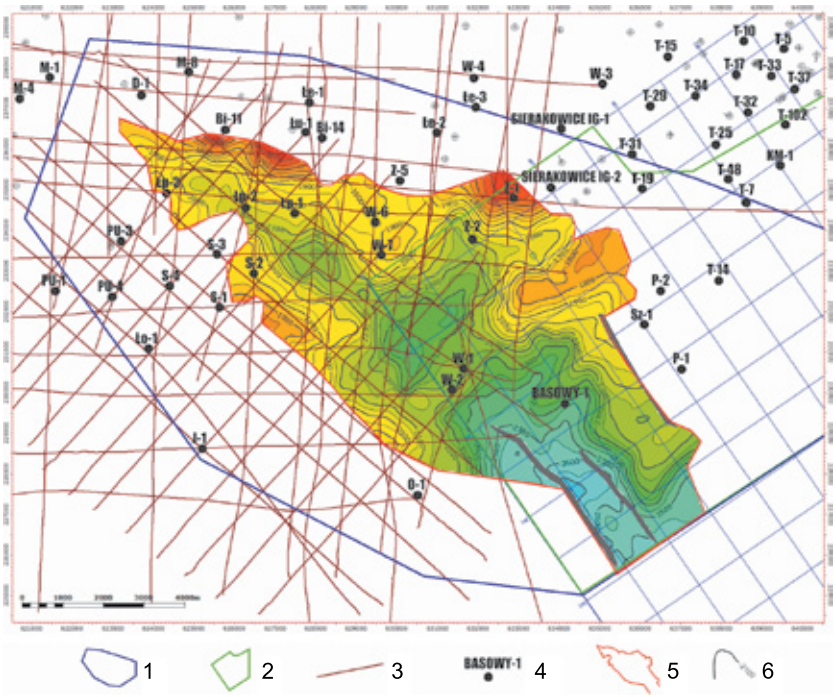
Interpretacja strukturalna

W ramach projektu wykonano korelację dziewięciu granic sejsmicznych (obejmujących horyzonty sejsmiczne od spągu nasunięcia karpackiego po strop utworów neoproterozoiku) dokumentujących budowę geologiczną wszystkich pięter strukturalnych. Szczególną uwagę zwrócono na dobre udokumentowanie morfologii zalegania utworów miocenu i mezo-paleozoiku. Korelacją objęto również płaszczyzny ważniejszych dyslokacji, niezbędnych do poprawnego odtworzenia budowy strukturalnej analizowanego rejonu. Należy podkreślić, że w obszarze zdjęcia 3D interpretacja jest zdecydowanie bardziej szczegółowa pomimo stosunkowo słabej rozdzielczości zdjęcia, zwłaszcza na większych głębokościach, odpowiadających utworom mezo-paleozoiku. Na profilach 2D obraz sejsmiczny jest znacznie gorszy, a interpretacja jest mniej szczegółowa, zwłaszcza w odniesieniu do wyinterpretowanych płaszczyzn dyslokacji, co dostrzegalne jest na opracowanych mapach strukturalnych (rys. 4–5).

Granica związana ze spągiem miocenu skorelowana została w całym obszarze interpretacji (rys. 4), natomiast granica odpowiadająca stropowi serii zlepieńcowo-olistostromowej korelowana była lokalnie w obrębie paleorynny Szczurowej –Wojnicza (rys. 5).

Interpretację prowadzono na sejsmice w wersji czasowej, a następnie na podstawie opracowanego modelu prędkości dokonano konwersji czasowo-głębokościowej wolumenów sejsmicznych oraz korelowanych granic sejsmicznych i płaszczyzn dyslokacji.

Model prędkości do transformacji czasowo-głębokościowej obliczony został przy użyciu modułu „Advanced velocity model" w programie Petrel firmy Schlumberger.



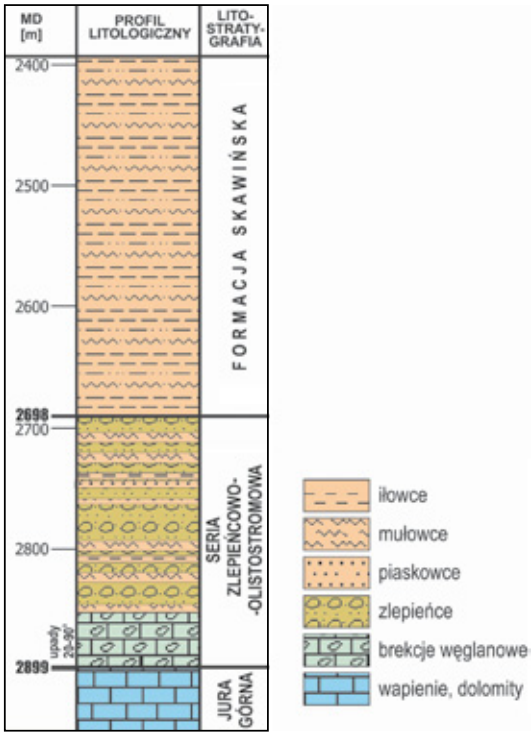
Rys. 5. Mapa strukturalna stropu serii zlepieńcowo-olistostromowej: 1 – obszar opracowania map, 2 – zasięg zdjęcia sejsmicznego 3D, 3 – przebieg interpretowanych profili sejsmicznych 2D, 4 – ważniejsze otwory wiertnicze, 5 – wyinterpretowany zasięg serii zlepieńcowo-olistostromowej, 6 – izohipsy stropu serii zlepieńcowo-olistostromowej [m]

Fig. 5. Depth structural map of the top of the conglomerate-olistostrome series: 1 – mapping area, 2 – 3D seismic survey, 3 – 2D seismic sections, 4 – more important wells, 5 – range of the conglomerate-olistostrome series, 6 – isohypses of the top of the conglomerate-olistostrome series [m]

Interpretacja utworów o charakterze olistostromowym w materiale rdzeniowym

W spągowej partii utworów neogenu w osiowej strefie paleorynny Szczurowej–Wojnicza występuje seria osadów zdominowanych przez skały gruboklastyczne, zlepieńce i brekcje, które znane są również z osiowych stref innych głęboko wciętych paleodolin. W obrębie tej serii spotykane są także większe bloki skalne, o charakterze olistolitów, pochodzące z niszczenia stromych krawędzi paleodolin. Autorzy niniejszego artykułu nazwali te utwory „serią zlepieńcowo-olistostromową".

Na obecność tego typu utworów w osiowych partiach paleodolin zwracali uwagę różni autorzy (Kirchner i Połtowicz, 1974; Jawor, 1983; Jucha, 1985; Baran i Jawor, 1994), jednak bardziej szczegółowy ich opis, wraz z interpretacją środowiska sedymentacji, przedstawiony został w opublikowanym w 1999 roku artykule Połtowicza poświęconym utworom olistostromowym z rejonu Tarnowa. W pracy tej m.in. przedstawiony został szczegółowy profil utworów miocenu w otworze Basowy-1, który znajduje się w południowej części obszaru badań (rys. 3–5). Autor zwrócił uwagę na obecność miąższego kompleksu zlepieńców i brekcji zalegającego bezpośrednio ponad mezozoicznym podłożem (tj. w głębokości 2698–2899 m – rys. 6) i składającego się z takich samych pod względem litologicznym skał jak utwory podłoża jurajskiego w tym otworze.



Rys. 6. Profil litologiczny niższej części utworów miocenu w otworze Basowy-1 według Połtowicza (1999), częściowo zmodyfikowany

Fig. 6. Lithological section of the lower part of Miocene formations in the Basowy-1 well according to Połtowicz (1999), partly modified

Niższa część tego kompleksu pierwotnie uznana została za utwory autochtoniczne górnej jury ze względu na wielkość fragmentów bloków skalnych, które w rdzeniach wydawały się jednolite i były trudne do rozróżnienia, jednak zdaniem Połtowicza (1999) przeczą temu strome upady (rzędu 20–90°) stwierdzone w tym właśnie odcinku profilu. Wielkość poszczególnych bloków skalnych budujących tę serię, ich ostrokrawędzistość i chaotyczne ułożenie świadczą o tym, że jest to olistostroma. W tej części profilu omawianej serii wkładki mułowców są cienkie i występują jedynie sporadycznie, a skała złożona jest głównie z bloków i okruchów węglanów. Z kolei wyższa część profilu omawianej serii zbudowana jest z licznych poziomów zlepieńców, pomiędzy którymi dosyć powszechnie występują warstwy piaskowców i mułowców (rys. 6). Cała seria w zasadzie nie posiada datowań biostratygraficznych, które mogłyby przybliżyć wiek jej powstawania.

W wyższej części profilu miocenu w otworze Basowy-1 stwierdzono serię osadów drobnoklastycznych (rys. 6), reprezentowaną głównie przez ciemnoszare mułowce, często wapniste, z detrytusem roślinnym, w których obrębie występują stosunkowo cienkie przewarstwienia szarych piaskowców drobnoziarnistych, miejscami zailonych, oraz zwięzłych ciemnoszarych iłowców, lokalnie zapiaszczonych (Połtowicz, 1999). Są to utwory charakterystyczne dla formacji skawińskiej. Wykonane punktowo badania mikropaleontologiczne wskazują na wczesnobadeński wiek sedymentacji tych utworów (Kijakowa, za: Połtowicz, 1999).

W generalnym ujęciu opisywane utwory gruboklastyczne, zalegające w spągowej partii profilu miocenu autochtonicznego w paleorynnie Szczurowej–Wojnicza, stanowią miąższy kompleks zlepieńców i brekcji, zbudowanych głównie ze skał węglanowych podłoża kredowo-jurajskiego, a niekiedy również paleozoicznego. Biorąc pod uwagę obecność dosyć stromych krawędzi wspomnianej paleodoliny, można przypuszczać, że powszechnym zjawiskiem było osuwanie się całych bloków skalnych i ich depozycja w obrębie paleorynny jako utworów o charakterze olistostromowym. Tego typu bloki skalne o różnej wielkości, zbudowane najczęściej z utworów węglanowych kredy lub górnej jury, tkwiące w otoczeniu skał klastycznych miocenu, były rozpoznawane również w materiale rdzeniowym z otworów wiertniczych zlokalizowanych w strefach osiowych innych paleodolin, w tym np. w paleodolinie Pogórskiej Woli.

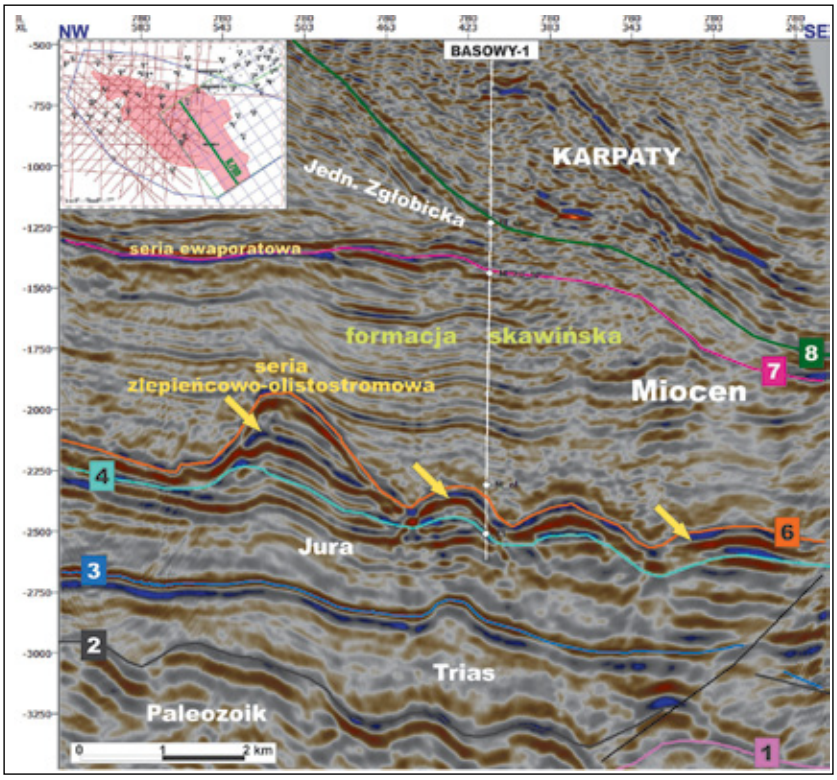
Jak wspomniano wyżej, nie można jednak wykluczyć, że wiek przynajmniej niższej części profilu omawianej serii może być starszy niż neogen, mając na uwadze ich podobieństwo do utworów formacji z Racławówki (Moryc, 1995). Dyskusyjna jest również interpretacja paleośrodowiska i warunków sedymentacji tych utworów. Połtowicz (1999) interpretuje je jako głębokomorskie stożki turbidytowe i olistostromy, rozwinięte w głęboko wciętych w podłoże platformowe paleodolinach zlokalizowanych w przykrawędziowej części szelfu dolnobadeńskiego. Oszczypko (2006) w przypadku podobnych utworów, jakimi są zlepieńce dębowieckie w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, interpretuje ich środowisko sedymentacji jako w pierwszej fazie utwory zboczowe, powstałe na skutek odrywania bloków skał karbońskich od krawędzi paleorynny, a w następnej fazie jako utwory przybrzeżne, z przejściem ku bardziej głębokowodnym mułowcom marglistym, zaliczanym do formacji skawińskiej.

Interpretacja serii zlepieńcowo-olistostromowej na podstawie obrazu sejsmicznego

Wyinterpretowane w profilu otworu Basowy-1 utwory serii zlepieńcowo-olistostromowej wyraźnie wyodrębniają się w obrazie sejsmicznym. Szczególnie powierzchnia stropowa tej serii jest bardzo wyraźna, oddzielająca ją od zalegających powyżej drobnoklastycznych utworów formacji skawińskiej, co najlepiej widać na przekrojach sejsmicznych o kierunku przebiegu NW-SE (rys. 7–8), a więc w przybliżeniu równoległych do rozciągłości osi paleodoliny Szczurowej–Wojnicza.

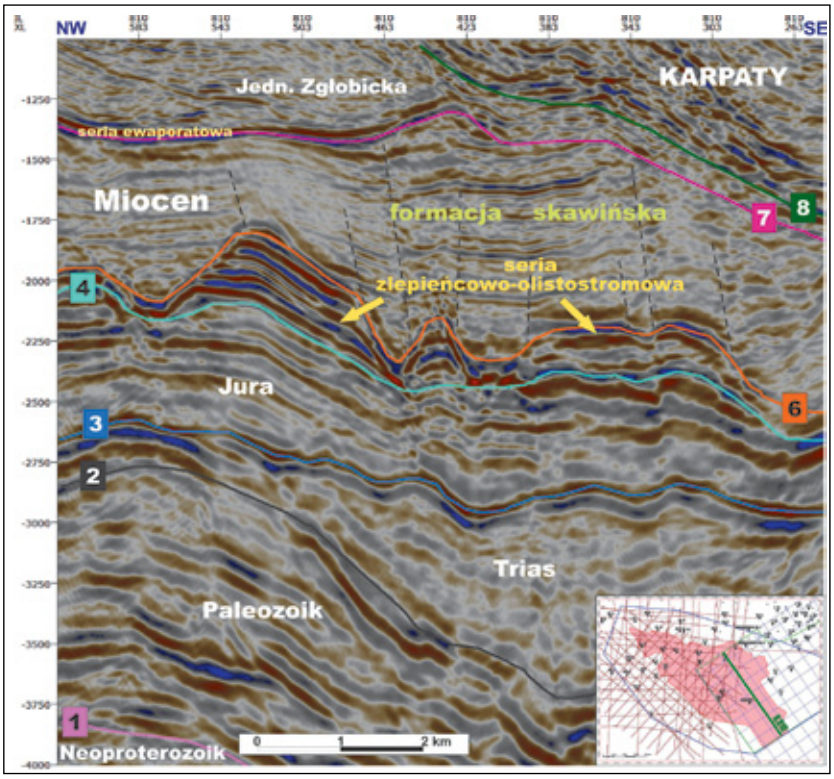
Od strony północno-wschodniej utwory olistostromowe w wielu miejscach ściśle przylegają do stromej krawędzi paleodoliny, co dobrze widoczne jest na profilach sejsmicznych o kierunku przebiegu SW-NE (rys. 9). W związku z tym niekiedy trudno jednoznacznie postawić granicę pomiędzy utworami autochtonicznymi, z których zbudowane są krawędzie paleodoliny, a utworami serii zlepieńcowo-olistostromowej, tym bardziej że w tej właśnie strefie można się spodziewać obecności największych bloków skalnych (olistolitów), które prawdopodobnie przemieszczone są na bardzo niewielkim dystansie. Dodatkowo obraz ten komplikuje gęsta sieć dyslokacji rozwinięta w analizowanym rejonie. Na podstawie analizy obrazu sejsmicznego oraz regionalnych danych geologicznych można przypuszczać, że przynajmniej w niektórych strefach krawędziowych paleorynny lateralny kontakt pomiędzy utworami jury i miocenu ma dodatkowo charakter tektoniczny, związany z reaktywacją starszych stref dyslokacyjnych. Przyczyną tej reaktywacji było najprawdopodobniej pogrążanie centralnej części rowu tektonicznego Wojnicza wzdłuż głównej regionalnej strefy uskokowej ograniczającej go od SW (patrz rys. 2), które w efekcie prowadziło do wyraźnego przechylenia ku SW warstw skalnych (tj. głównie węglanowych utworów jury górnej i kredy górnej) budujących strefę krawędziową paleorynny. Można przypuszczać, że dodatkowo mogło dochodzić również do rotacji poszczególnych bloków skalnych, zbudowanych z utworów mezo-paleozoicznych.

Co interesujące, zapis sejsmiczny w rejonie otworu Basowy-1 na profilu XL410 (rys. 9) jest wyraźnie dwudzielny



Rys. 7. Głębokościowy przekrój sejsmiczny IL780 w rejonie otworu Basowy-1; strzałkami wskazano serię zlepieńcowo-olistostromową; interpretowane granice sejsmiczne: 1 – strop neoproterozoiku, 2 – strop paleozoiku, 3 – spąg jury, 4 – strop jury, 6 – strop serii zlepieńcowo-olistostromowej, 7 – spąg jednostki zgłobickiej, 8 – spąg utworów jednostek karpackich

Fig. 7. Seismic depth section IL780 in the area of the Basowy-1 well; arrows indicate conglomerate-olistostrome series; interpreted seismic horizons: 1 – top of Neoproterozoic, 2 – top of Palaeozoic, 3 – base of Jurassic, 4 – top of Jurassic, 6 – top of conglomerate-olistostrome series, 7 – base of Zgłobice Unit, 8 – base of Carpathians units



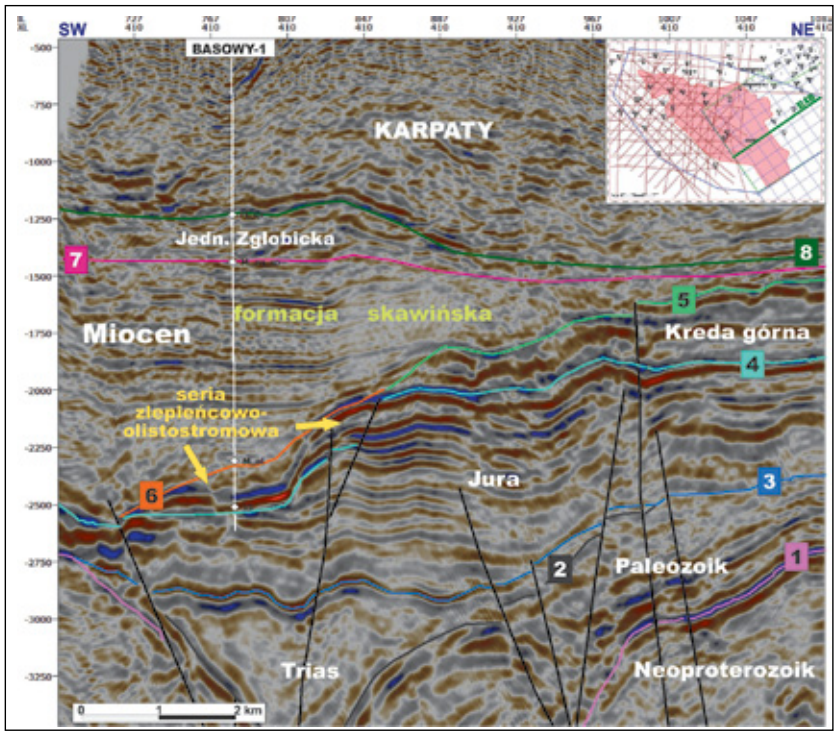
Rys. 8. Głębokościowy przekrój sejsmiczny IL810; czarne przerywane linie – strefy nieciągłości w utworach formacji skawińskiej; pozostałe objaśnienia jak pod rysunkiem 7

Fig. 8. Seismic depth section IL810; dashed black lines – discontinuities within the Skawina formation; other explanations as in Fig. 7

– część niższa cechuje się większą dynamiką refleksów, a część wyższa charakteryzuje się wyraźnym wytłumieniem amplitud, co dobrze koresponduje z dwudzielnością profilu zaobserwowaną przez Połtowicza (1999).

Zapis sejsmiczny dla utworów serii zlepieńcowo-olistostromowej, możliwy do prześledzenia w obrębie zdjęcia sejsmicznego 3D, jest dosyć charakterystyczny i wyróżniający się zarówno na tle zalegających poniżej utworów węglanowych górnej jury, jak i leżących powyżej drobnoklastycznych utworów miocenu autochtonicznego, zaliczanych do formacji skawińskiej (rys. 7–9). Niestety w przypadku analizowanych profili 2D zapis sejsmiczny w strefie osiowej paleorynny i w jej podłożu jest już znacznie mniej czytelny i bardzo trudny do interpretacji (rys. 10), co nie pozwala na bardziej precyzyjne wykartowanie zasięgu przestrzennego opisywanej serii.

W celu lepszego rozpoznania omawianej serii przeanalizowano obraz sejsmiczny w odtworzeniu wybranych atrybutów sejsmicznych, co pozwoliło na prześledzenie zróżnicowania wewnętrznego oraz ewentualnych zmian facjalnych w obrębie utworów poszczególnych kompleksów skalnych o zróżnicowanej litologii.

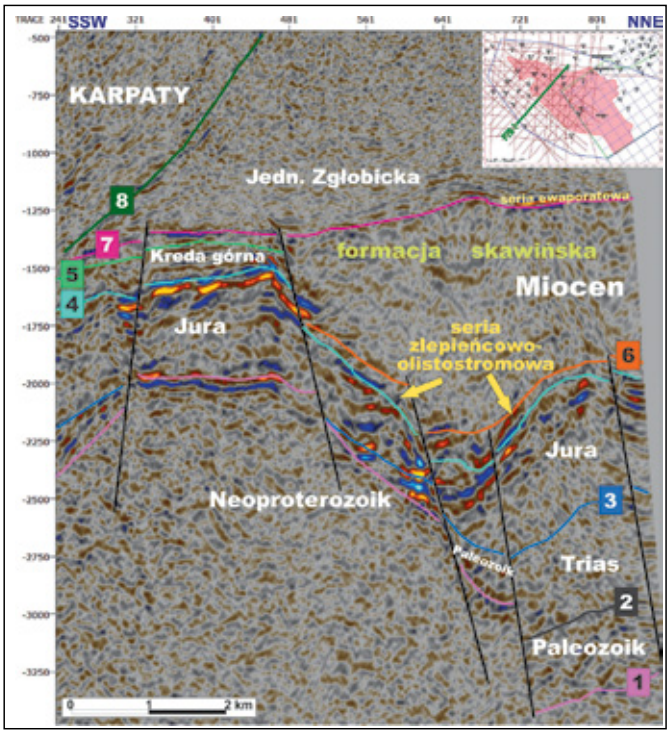


Rys. 9. Głębokościowy przekrój sejsmiczny XL410 w rejonie otworu Basowy-1; 5 – strop kredy; pozostałe objaśnienia jak pod rysunkiem 7

Fig. 9. Seismic depth section XL410 in the area of the Basowy-1 well; 5 – top of Cretaceous; other explanations as in Fig. 7

Na rysunku 11 zaprezentowano cztery spośród kilku interpretowanych atrybutów sejsmicznych, tj.: *Instantaneous Phase* (faza chwilowa), *RMS Amplitude* (amplituda średnia kwadratowa), *Envelope* (obwiednia) oraz *Relative Acoustic Impedance* (względna impedancja akustyczna).

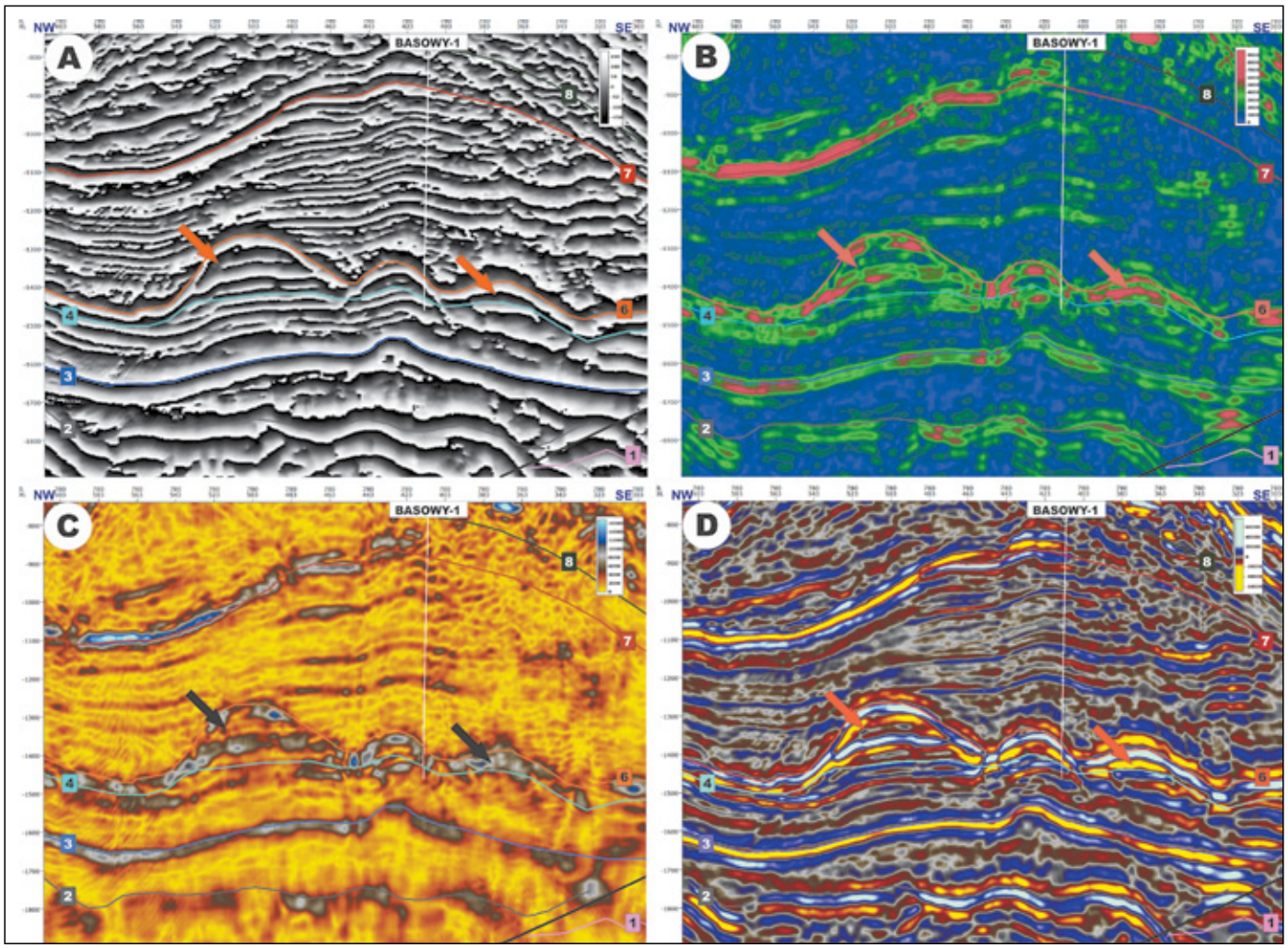
Jak już wspomniano wyżej, uwagę zwraca ostry, wyraźny kontakt powierzchni stropowej serii zlepieńcowo-olistostromowej z nadległymi utworami formacji skawińskiej, co jeszcze bardziej podkreślone jest w obrazie atrybutów *Instantaneous Phase* (rys. 11A) i *Envelope* (rys. 11C). Poszczególne refleksy sejsmiczne w obrębie spągowej partii profilu formacji skawińskiej wyklinowują się do powierzchni stropowej serii zlepieńcowo-olistostromowej. W obrazie atrybutu *RMS Amplitude* uwagę zwraca zróżnicowanie wartości amplitudy w obrębie opisywanej serii, obserwowane zarówno w profilu pionowym serii, jak i horyzontalnie (rys. 11B). Zróżnicowanie to wynika najprawdopodobniej z dużych kontrastów litologicznych, jakie występują w obrębie samej serii zlepieńcowo-olistostromowej, przejawiających się obecnością pakietów brekcji węglanowych lub zlepieńców zbudowanych z dużych otoczaków skał węglanowych oraz przewarstwień utworów klastycznych, w tym głównie mułowców bądź piaskowców. Wyraźnie zwiększone wartości amplitudy w strefie rowu Wojnicza dostrzegalne są również wzdłuż głównych granic stratygraficznych



Rys. 10. Głębokościowy przekrój sejsmiczny 2D z NW części obszaru badań; objaśnienia jak pod rysunkami 7 i 9

Fig. 10. 2D seismic depth section located in the NW part of the research area; explanations as in Figs 7 and 9

rozdzielających miąższe kompleksy skalne o różnej litologii, tak jak w przypadku spągu jury, stanowiącego granicę pomiędzy



Rys. 11. Czasowy przekrój sejsmiczny IL780 w wersjach różnych atrybutów sejsmicznych: A – *Instantaneous Phase*, B – *RMS Amplitude*, C – *Envelope*, D – *Relative Acoustic Impedance*; objaśnienia jak pod rysunkiem 7

Fig. 11. Attribute versions of the seismic time section IL780: A – Instantaneous Phase, B – RMS Amplitude, C – Envelope, D – Relative Acoustic Impedance; explanations as in Fig. 7

kompleksem węglanowym górnej jury a kompleksem klastycznym dolnego triasu, jak również w przypadku granicy stropowej utworów paleozoicznych, rozdzielającej klastyczne utwory triasu od zalegających poniżej węglanowych utworów karbonu i dewonu (rys. 11B).

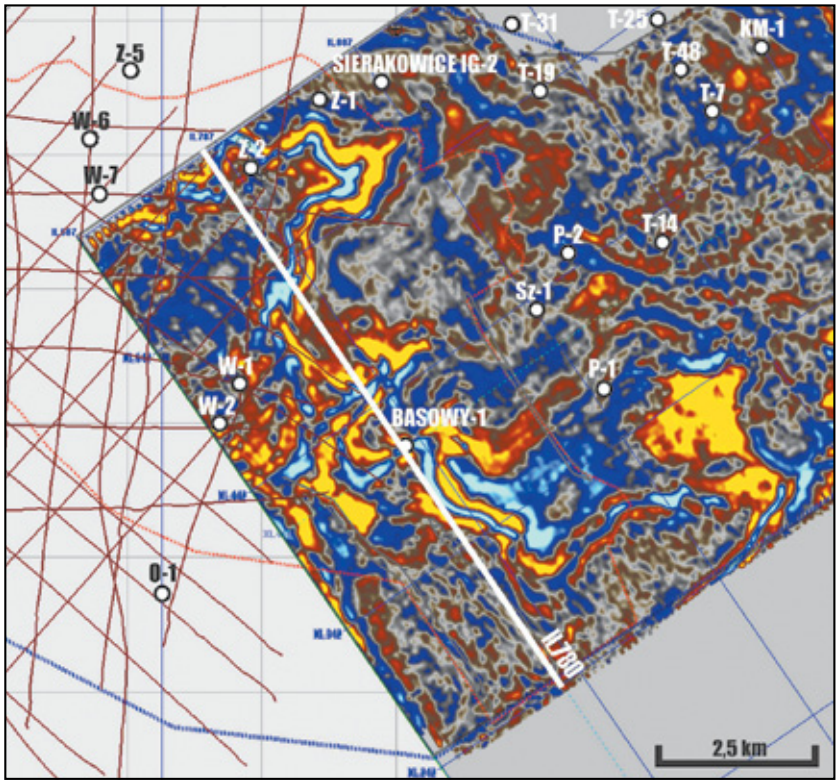
Można przypuszczać, że analizowane utwory o charakterze olistostromowym pochodziły głównie z niszczenia stromych krawędzi paleodoliny w wyniku obrywów, podmorskich osuwisk oraz spływów rumoszowych, a materiał skalny transportowany był od strony północno-wschodniej lub północnej. Tworzą one wyraźnie wyodrębnione pozytywne elementy w morfologii granicy sejsmicznej odpowiadającej stropowi serii zlepieńcowo-olistostromowej (rys. 5). Z kolei sedymentacja mułowców lub piaskowców opisanych przez Połtowicza (1999) w profilu otworu Basowy-1, mających charakter przewarstwień wśród pakietów zlepieńców i olistolitów, odbywała się przypuszczalnie głównie w centralnej (osiowej) części paleodoliny, a materiał silikoklastyczny dostarczany był od strony NW.

Interesujących danych dostarcza również atrybut *Relative Acoustic Impedance* (rys. 11D, 12), który wskazuje względny kontrast impedancji akustycznej i jest przydatny do identyfikacji różnego typu powierzchni niezgodności, dyslokacji, granic sekwencji depozycyjnych, jak również zmian litofacjalnych (vide Azevedo i Pereira, 2009; Sarhan, 2017; Bartoń i Urbaniec, 2018). Kontrastowe wartości tego atrybutu obserwowane w obrębie serii zlepieńcowo-olistostromowej (rys. 11D) dodatkowo podkreślają zróżnicowanie litologiczne tej serii (udokumentowane w materiale rdzeniowym w profilu otworu Basowy-1) oraz jej odmienny charakter, zarówno od zalegających poniżej osadów węglanowych, jak i od przykrywających ją utworów klastycznych. Dodatkowy efekt warstwowania może wynikać z obecności opisanych wyżej wkładek skał klastycznych. Zasięg przestrzenny opisywanych utworów o charakterze olistostromowym prześledzić można na podstawie analizy kolejnych poziomych przekrojów czasowych. Przykład takiego przekroju dla wartości czasu równej −1410 ms (tj. odpowiadającej

pakietowi utworów olistostromowych stwierdzonych w otworze Basowy-1) przedstawiony został na rysunku 12.

Ponadto można przypuszczać, że opisane utwory serii zlepieńcowo-olistostromowej były również przynajmniej częściowo poddawane erozji w wyniku formowania się dodatkowych odgałęzień (bocznych dolin) od głównej strefy osiowej paleorynny, biegnących w kierunku NE. Odgałęzienia te są dobrze widoczne zarówno na mapie powierzchni spągowej miocenu (rys. 4) w rejonie otworu Z-2 oraz na północ od otworów W-6 i Z-5, jak też w NW części przekroju sejsmicznego IL810 (rys. 8). Dolinki te, podobnie jak główne odgałęzienie paleodoliny Szczurowej–Wojnicza, w obszarze badań wypełnione są głównie drobnoklastycznymi utworami należącymi do formacji skawińskiej.

Silnie zróżnicowana morfologia powierzchni stropowej serii zlepieńcowo-olistostromowej, odzwierciedlona na mapie strukturalnej tej powierzchni (rys. 5), miała istotny wpływ na obecny układ strukturalny wyższej części profilu miocenu autochtonicznego w omawianym rejonie. Na profilach sejsmicznych w obrębie formacji skawińskiej obserwować można ugięcia warstw w strefach zlokalizowanych ponad morfologicznymi obniżeniami stropu serii zlepieńcowo-olistostromowej, podczas gdy w nadkładzie morfologicznych wyniesień refleksy sejsmiczne przyjmują kształt kopułowaty (rys. 7–8, 11), co najprawdopodobniej jest wynikiem nierównomiernego stopnia kompakcji, związanego ze zróżnicowaną miąższością osadów tej formacji. W związku z tym na granicy wspomnianych stref o mniejszym i większym stopniu kompakcji w utworach formacji skawińskiej dostrzec można charakterystyczne niewielkie ugięcia fleksuralne lub też strefy nieciągłości (rys. 8). Można założyć, że w strefach występowania tego typu nieciągłości w dalszych etapach rozwoju tektonicznego basenu mogło dochodzić do rozwinięcia się dyslokacji.



Rys. 12. Poziomy przekrój czasowy (czas −1410 ms odpowiadający pakietowi utworów olistostromowych stwierdzonych w otworze Basowy-1) w wersji atrybutu *Relative Acoustic Impedance*

Fig. 12. Time slice (time −1410 ms corresponding to conglomerate-olistostrome series identified in the Basowy-1 well) in the version of Relative Acoustic Impedance attribute

Prowadzona przez różnych badaczy interpretacja obrazu sejsmicznego dla osadów powstających w wyniku spływów grawitacyjnych w zbiornikach morskich pozwala wyciągnąć wnioski, że w zależności od skali tego typu zjawisk, rodzaju skał otaczających, środowiska sedymentacji oraz jakości danych sejsmicznych obraz ten może przyjmować bardzo różnorodne formy – od serii nieuporządkowanych, chaotycznych refleksów o słabej dynamice zapisu po pakiety wysokoamplitudowych, ciągłych refleksów sejsmicznych wyróżniających się w obrazie (vide Medialdea et al., 2004; Veeken, 2007; Bull et al., 2009; Janson et al., 2010; Bellwald et al., 2016; Urbaniec, 2021). Zaprezentowane w ramach niniejszego artykułu utwory o charakterze olistostromowym z rejonu Wojnicza cechuje wyróżniający się na tle innych kompleksów litostratygraficznych zapis sejsmiczny, wynikający ze zróżnicowania wartości amplitud, oraz nierównomierna, silnie zróżnicowana morfologicznie powierzchnia stropowa.

Podsumowanie

Przeprowadzona kompleksowa interpretacja sejsmiczna utworów miocenu w strefie paleodoliny Szczurowej–Wojnicza, wykonana na podstawie połączonych danych ze zdjęcia sejsmicznego 3D i profili 2D, pozwoliła na możliwie szczegółowe rozpoznanie zasięgów i geometrii zalegania utworów należących do różnych kompleksów litofacjalnych. Analizowany rejon jest trudny do interpretacji ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną, wynikającą zarówno ze zróżnicowania strukturalnego utworów poszczególnych pięter, jak też z obecności gęstej sieci dyslokacji. Dyslokacje te rozwinęły się głównie w obrębie mezo-paleozoicznego piętra strukturalnego, jednak niejednokrotnie ulegały one reaktywacji w czasie paleogeńsko-neogeńskiej fazy rozwoju tektonicznego interpretowanego

obszaru. Dodatkowe utrudnienie stanowi również stosunkowo słaby stopnień rozpoznania wiertniczego tego rejonu.

Charakterystycznym elementem budowy strukturalnej obszaru badań jest głęboka paleorynna Szczurowej–Wojnicza o genezie związanej z okresem paleogenu (Połtowicz, 1998). Element ten wyerodowany został w utworach węglanowych kredy i jury, zdeponowanych ponad strefą rozwiniętego w podłożu rowu tektonicznego Wojnicza (rys. 2). W okresie neogenu paleodolina wypełniona została utworami klastycznymi należącymi głównie do formacji skawińskiej, w której podłożu zidentyfikowany został pakiet charakterystycznych osadów gruboklastycznych o silnie zróżnicowanej miąższości, nazwany serią zlepieńcowo-olistostromową. Charakterystyka litologiczna tej serii przedstawiona została przez Połtowicza (1999) na podstawie profilu otworu Basowy-1, zlokalizowanego w południowej części analizowanego rejonu.

Przeprowadzona obecnie analiza obrazu sejsmicznego pozwoliła na udokumentowanie sejsmiczne interpretacji wykonanej wcześniej wyłącznie w oparciu o punktowe dane otworowe (Połtowicz, 1999) oraz na określenie przestrzennego zasięgu opisywanych utworów. Jej wyniki wskazują na wyraźne zróżnicowanie litologiczne wspomnianej serii, wynikające najprawdopodobniej z zazębiania się pakietów zlepieńców (zbudowanych z otoczaków skał węglanowych), brekcji węglanowych i olistolitów z utworami bardziej drobnoklastycznymi, tj. mułowcami, a rzadziej piaskowcami. Można przypuszczać, że przynajmniej częściowo w strefach krawędziowych paleorynny lateralny kontakt pomiędzy utworami jury i miocenu ma charakter tektoniczny. Związane jest to z reaktywacją starszych stref dyslokacyjnych w wyniku pogrążania centralnej części rowu tektonicznego Wojnicza. W wyniku tych zjawisk najprawdopodobniej doszło do przechylenia w kierunku SW warstw skalnych budujących strefę krawędziową paleorynny, co z kolei doprowadziło do zainicjowania ruchów masowych. Część bloków skalnych, zbudowanych z utworów wieku kredowego i jurajskiego, osunęła się w kierunku paleorynny. Można przypuszczać, że wielkość przemieszczenia w poszczególnych rejonach była zróżnicowana, jednak w niektórych przypadkach mogła być niewielka, w związku z czym obecnie bloki te lateralnie sąsiadują bezpośrednio z utworami jury, znajdującymi się w pozycji *in situ*.

Wyniki analizy obrazu sejsmicznego wskazują również na wyraźny wpływ morfologii powierzchni stropowej serii zlepieńcowo-olistostromowej na układ strukturalny zalegających powyżej utworów formacji skawińskiej, co tłumaczyć można nierównomiernym stopniem kompakcji osadów drobnoklastycznych, wynikającym ze zróżnicowanej miąższości tych osadów.

Artykuł powstał na podstawie pracy statutowej pt. *Interpretacja sejsmiczna 3D/2D w obszarach o słabym stopniu rozpoznania wiertniczego na przykładzie strefy rowu Wojnicza* – praca INiG – PIB na zlecenie MNiSW; nr zlecenia 0038/SR/2020, nr archiwalny DK-4100-0026/2020.

Literatura

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 26(2): 470–471.

Andreyeva-Grigorovich A.S., Oszczypko N., Savitskaya N.A., Ślączka A., Trofimovich N.A., 2003. Correlation of Late Badenian salts of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 73(2): 67–89.

Andreyeva-Grigorovich A.S., Oszczypko N., Ślączka A., Savitskaya N.A. Trofimovich N.A., 1999. The age of the Miocene salt deposits of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 85–86.

Azevedo L., Pereira G.R., 2009. Seismic attributes in hydrocarbon reservoir characterization. *Wyd. Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, Aveiro*: 1–165.

Baran U., Jawor E., 1994. Warunki akumulacji gazu ziemnego w utworach miocenu i dalsze perspektywy poszukiwań w strefie Tarnów–Pilzno. *Nafta-Gaz*, 4: 133–143.

Bartoń R., Urbaniec A., 2018. Wykorzystanie pomiarów PPS do uszczegółowienia interpretacji sejsmicznej 3D na przykładzie utworów dolnego paleozoiku. *Nafta-Gaz*, 74(9): 655–668. DOI: 10.18668/NG.2018.09.04.

Bąbel M., 2004. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Polon.*, 54: 313–337.

Bąbel M., 2005. Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Polon.*, 55: 9–29.

Becker A., Nawrocki J., 2007. Buntsandstein. [W:] Szulc J., Becker A. (red.). International workshop on the Triassic of Southern Poland, September 3–8, 2007. *Fieldtrip guide. Inst. Geol. Sci., Jagiell. Univ., Cracow*: 7–16.

Bellwald B., Hjelstuen B.O., Sejrup H.P., Haflidason H., 2016. Postglacial mass movements and depositional environments in a high-latitude fjord system – Hardangerfjorden, Western Norway. *Marine Geology*, 379: 157–175. DOI: 10.1016/j.margeo.2016.06.002.

Bogacz A., Gałaś A., Krzak M., Lis J., Pasieczna A., Paulo A., Poręba E., Woliński W., Tomassi-Morawiec H., 2004. Objaśnienia do mapy geośrodowiskowej Polski 1 : 50 000, arkusz Wojnicz. *Wyd. Państw. Inst. Geolog., Warszawa*.

Bukowski K., 2011. Badeńska sedymentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. *Rozprawy i Monografie, Wydawnictwa AGH w Krakowie*, 236: 1–184.

Bukowski K., de Leeuw A., Gonera M., Kuiper K.F., Krzywiec P., Peryt D., 2010. Badenian tuffite levels within the Carpathian orogenic front (Gdów – Bochnia area, Southern Poland): radio–isotopic dating and stratigraphic position. *Geological Quarterly*, 54(4): 449–464.

Bull S., Cartwright J., Huuse M., 2009. A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7): 1132–1151. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.09.011.

Buła Z., Habryn R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego; 1 : 300 000. *Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.

Buła Z., Jura D., 1983. Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Geologia (Kwart. AGH)*, 9: 5–27.

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i małopolski). *Przegląd Geologiczny*, 56(10): 912–920.

Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślączka A., Oszczypko N., Waśkowska A., Wendorff M., 2009a. The Northern Carpathian plate tectonic evolutionary stages and origin of olistoliths and olistostromes. *Geodinamica Acta*, 22: 101–126.

Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślączka A., Waśkowska A., Wendorff M., 2009b. Olistoliths within the Silesian Series and their connections with evolutionary stages of the Silesian Basin. *Geologia (Kwart. AGH)*, 35: 13–21.

Cieszkowski M., Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., 2012. Role of the olistostromes and olistolith in tectonostratigraphic evolution of the Silesian Basin in the Outer West Carpathians. *Tectonophysics*, 568–569: 248–265. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.01.030.

Czapowski G., 1994. Sedimentation of Middle Miocene marine complex from the area near Tarnobrzeg (north-central part of the Carpathian Foredeep). *Geological Quarterly*, 38(3): 577–592.

De Leeuw A., Bukowski K., Krijgsman W., Kuiper K.F., 2010. Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geology*, 38(8): 715–718. DOI: 10.1130/G30982.1.

DeConto R.D., Pollard D., 2003a. A coupled climate-ice sheet modeling approach to the early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198(1–2): 39–52. DOI: 10.1016/S0031-0182(03)00393-6.

DeConto R.D., Pollard D., 2003b. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica triggered by declining atmospheric CO_2. *Nature*, 421: 245–249. DOI: 10.1038/nature01290.

Dudek K., Bukowski K., Wiewiórka J., 2004. Datowania radiometryczne badeńskich osadów piroklastycznych z okolic Wieliczki i Bochni. [W]: Michalik M., Jacher-Śliwczyńska K., Skiba M., Michalik J. (red.). Datowanie Minerałów i Skał. *VIII Ogólnopolska Sesja Nauk.*: 19–26.

Dziadzio P., Maksym A., Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54(5): 413–420.

Festa A., Ogata K., Pini G.A., Dilek Y., Alonso J.L., 2016. Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. *Gondwana Research*, 39: 180–203. DOI: 10.1016/j.gr.2016.08.002.

Flores G., 1955. Les résultats des études pour les recherches pétrolifères en Sicile: Discussion. *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress. Casa Editrice Carlo Colombo, Rome*, 121–122 (Section 1/A/2).

Garecka M., Marciniec P., Olszewska B., Wójcik A., 1996. Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów mioceńskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 44: 495–501.

Garecka M., Olszewska B., 2011. Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nannoplankton. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 81: 309–330.

Garlicki A., 1979. Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce. *Prace Geologiczne PAN*, 119: 1–66.

Gaździcka E., 1994. Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Geological Quarterly*, 38: 553–570.

Głowacki E., Senkowiczowa H., 1969. Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowo-wschodniej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 13(2): 338–356.

Golonka J., 1978. Mikrofacje górnej jury przedgórza Karpat. *Biuletyn Inst. Geol.*, 19: 5–38.

Grocholski A., 1983. The Carboniferous in south-western Poland. *Przegląd Geologiczny*, 31(6): 351–356.

Gunia T., 1981. Problemy stratygrafii metamorfiku Sudetów i bloku przedsudeckiego w świetle nowych badań paleontologicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51(1–2): 241–271.

Gutowski J., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. *Biuletyn Państw. Inst. Geol.*, 426: 1–26.

Heck F.R., Speed R.C., 1987. Triassic olistostrome and shelf-basin transition on the western Great Basin: Paleogeographic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 539–551. DOI: 10.1130/0016-7606(1987)99<539:TOASTI>2.0.CO;2.

Heller I., Moryc W., 1984. Stratygrafia utworów kredy górnej przedgórza Karpat. *Biuletyn Inst. Geol.*, 346: 63–108.

Horton Jr. J.W., Rast N., 1989. Mélanges Olistostromes of the U.S. Appalachians. *Geological Society of America, Special papers*, 228: 1–276. DOI: 10.1130/SPE228.

Jachowicz-Zdanowska M., 2011. Organic microfossil assemblages from the late Ediacaran rocks of the Małopolska Block, southeastern Poland. *Geological Quarterly*, 55(2): 85–94.

Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państw. Inst. Geol.*, 426: 27–52.

Janson X., Eberli G.P., Lomando A.J., Bonnaffe F., 2010. Seismic characterization of large-scale platform-margin collapse along the Zhujiang Carbonate Platform (Miocene) of the South China Sea, based on Miocene outcrop analogs from Mut Basin, Turkey. [W:] Morgan W.A., George A.D., Harris P.M., Kupecz J.A., Sarg J.F. Cenozoic Carbonate Systems of Australasia. *SEPM Special Publication*, 95: 73–92. DOI: 10.2110/sepmsp.095.079.

Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985. Słownik geologii dynamicznej. *Wyd. Geologiczne, Warszawa*. ISBN 83-220-0196-7.

Jasionowski M., 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państw. Inst. Geol.*, 375: 43–60.

Jawor E., 1983. Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. *Przegląd Geologiczny*, 31(12): 635–640.

Jucha S., 1985. New features of structure of the Carpathian Foredeep and the basement of the Carpathians Mts. *Przegląd Geologiczny*, 33(6): 333–344.

Kaharuddin M.S., Imran A.M., Abdullah C.I., Jaya A., 2019. Olistostrome and its implications to geological disaster on coastal area with special reference to the Bantimala tectonic complex, Pangkep Regency South Sulawesi Province. *IOP Conference Series Earth and Environmental Science*, 235(1): 012043. DOI: 10.1088/1755-1315/235/1/012043.

Kasprzyk A., 1993. Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63(1–3): 33–84.

Kasprzyk A., 1999. Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 449–465.

Kiersnowski H., 2001. Osady permo-triasu w basenie Liplas–Tarnawa. *Prace Państw. Inst. Geol., Paleozoik podłoża centralnej części polskich Karpat zewnętrznych (rejon Liplas–Tarnawa)*, 174: 87–100.

Kirchner Z., Połtowicz S., 1974. Budowa geologiczna obszaru między Brzeskiem a Wojniczem. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 44(2–3): 293–320.

Kotlarczyk J., 1985. An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogene in the Rzeszów–Przemyśl

area. [W:] Kotlarczyk J. (ed.). Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Komańcza–Dukla. *Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpath.–Balkan Geol. Ass., Cracow, Poland 1985*: 21–32.
Krzywiec P., Aleksandrowski P., Florek R., Siupik J., 2004. Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie mioceńskiej jednostki Zgłobic w rejonie Brzeska–Wojnicza – nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Przegląd Geologiczny*, 52(11): 1051–1058.
Krzywiec P., Oszczypko N., Bukowski K., Oszczypko-Clowes M., Śmigielski M., Stuart F.M., Persano C., Sinclair H.D., 2014. Structure and evolution of the Carpathian thrust front between Tarnów and Pilzno (Pogórska Wola area, southern Poland) – results of integrated analysis of seismic and borehole data. *Geological Quarterly*, 58(3): 409–426. DOI: 10.7306/gq.1189.
Kuciński T., 1965. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Wojnicz. *Wyd. Geolog. Warszawa*.
Kuciński T.M., Nowak W.A., 1975. Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn–Andrychów. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 962–963.
Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, 53(1): 49–62.
McConnell B.J., O'Brien B.H., Nowlan G.S., 2002. Late Middle Ordovician olistostrome formation and magmatism along the Red Indian Line, the Laurentian arc – Gondwanan arc boundary, at Sops Head, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(11): 1625–1633. DOI: 10.1139/e02-084.
Medialdea T., Vegas R., Somoza L., Vázquez J.T., Maldonado A., Díaz-del-Río V., Maestro A., Córdoba D., Fernández-Puga M.C., 2004. Structure and evolution of the „Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209(1–4): 173–198. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.05.029.
Moryc W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 41(3): 419–486.
Moryc W., 1995. Lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat. *Nafta-Gaz*, 5: 181–195.
Moryc W., 2005. Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. *Geologia (Kwart. AGH)*, 31(1): 5–73.
Moryc W., 2006a. Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków–Pilzno. Część I. Prekambr i paleozoik (bez permu). *Nafta-Gaz*, 5: 197–216.
Moryc W., 2006b. Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków–Pilzno. Część II. Perm i mezozoik. *Nafta-Gaz*, 6: 263–282.
Moryc W., 2014. Perm i trias przedgórza Karpat polskich. *Biuletyn Państw. Inst. Geol.*, 457: 43–67.
Moryc W., Jachowicz M., 2000. Utwory prekambryjskie w rejonie Bochnia–Tarnów–Dębica. *Przegląd Geologiczny*, 48(7): 601–606.
Morycowa E., Moryc W., 1976. Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 46(1–2): 231–288.
Niemczyk J., 2005. Zarys tektoniki grawitacyjnej gipsów mioceńskich na przedgórzu Karpat w Polsce. *Geologia (Kwart. AGH)*, 31(1): 75–126.
Olszewska B., 1999. Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 168: 9–28.
Oszczypko N., 1998. The Western Carpathian Foredeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geologica Carpathica*, 49: 1–18.
Oszczypko N., 2006. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54(5): 396–403.
Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T., 2006. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) – its sedimentary, structural and geodynamic evolution. *Memoir AAPG*, 84: 239–350.
Oszczypko-Clowes M., Lelek D., Oszczypko N., 2012. Sarmatian paleoecological environment of the Machów Formation based on the quantitative Nannofossil analysis – case study from Sokołów area (Polish Carpathian Foredeep). *Geologica Carpathica*, 63(4): 267–294.
Peryt D., 1999. Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biuletyn Państw. Inst. Geol.*, 387: 158–161.
Peryt T., Jasionowski M., Karoli S., Petrichenko O.I., Poberegski A.V., Turchinov I.I., 1998. Correlation and sedimentary history of the Badenian gypsum in the Carpathian Foredeep (Ukraine, Poland and Czech Republic). *Przegląd Geologiczny*, 46: 729–732.
Peryt T.M., Buła Z., Hałas S., Olszewska B., Pluta I., Słodkowska B., 2005. Non-marine evaporites in the Lower Miocene of Upper Silesia (Carpathian Foreland Basin, Poland). *Geologica Carpathica*, 56(4): 327–336.
Połtowicz S., 1985. Jednostka grybowska na południe od Limanowej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55(1–2): 77–104.
Połtowicz S., 1997. Grawitacyjna tektonika jednostki zgłobickiej między Brzeskiem a Wojniczem w świetle wyników badań sejsmicznych. *Geologia (Kwart. AGH)*, 23(3): 307–329.
Połtowicz S., 1998. Dolnosarmacka delta Szczurowej na tle ewolucji geologicznej przedgórza Karpat. *Geologia (Kwart. AGH)*, 24(3): 219–239.
Połtowicz S., 1999. Badeńskie olistostromy i stożki turbidytowe okolic Tarnowa (przedgórze Karpat Środkowych). *Geologia (Kwart. AGH)*, 25(2): 153–187.
Połtowicz S., 2004. Jednostki stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat Polskich. *Geologia (Kwart. AGH)*, 30(1): 85–120.
Porębski S., Warchoł M., 2006. Znaczenie przepływów hiperpyknalnych i klinoform deltowych dla interpretacji sedymentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego). *Przegląd Geologiczny*, 54(5): 421–429.
Rytina M.K., Becker R.T., Aboussalam Z.S., Hartenfels S., Helling S., Stichling S., Ward D., 2013. The allochthonous Silurian-Devonian in olistostromes at „The Southern Variscan Front" (Tinerhir region, SE Morocco) – preliminary data. *International Field Symposium „The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana", Morocco*.
Sarhan M.A., 2017. The efficiency of seismic attributes to differentiate between massive and non-massive carbonate successions for hydrocarbon exploration activity. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 6: 311–325. DOI: 10.1016/j.nrjag.2017.06.003.
Szymakowska F., 1986. Zjawiska olistostromowe w obrębie mioceńskiego rowu przedgórskiego w rejonie Cieszyn–Zamarski –Dębowiec na podstawie danych z głębokich wierceń. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 27(1): 215–216.
Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 32(1): 53–72.
Tołwiński K., 1950. Brzeg Karpat. *Acta Geol. Polon.*, 1: 13–35.
Urbaniec A., 2021. Charakterystyka litofacjalna utworów jury górnej i kredy dolnej w rejonie Dąbrowa Tarnowska–Dębica w oparciu o interpretację danych sejsmicznych i otworowych. *Prace Naukowe Inst. Nafty i Gazu – Państw. Inst. Bad.*, 232: 1–240. DOI: 10.18668/PN2021.232.
Urbaniec A., Bartoń R., Bajewski Ł., Wilk A., 2020. Wyniki interpretacji strukturalnej utworów triasu i paleozoiku przedgórza Karpat opartej na nowych danych sejsmicznych. *Nafta-Gaz*, 9: 559–568. DOI: 10.18668/NG.2020.09.01.

Urbaniec A., Polakowski T., Sierant H., Wąsiel M., 2013. Rola utworów triasu w mezo-paleozoicznym systemie naftowym przedgórza Karpat w rejonie Dąbrowa Tarnowska–Mielec–Dębica. *Wiadomości Naftowe i Gazownicze*, 1(177): 4–7.

Veeken P.C.H., 2007. Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation. *Handbook of Geophysical Exploration, Elsevier*, 37: 1–509.

Waśkowska A., Cieszkowski M., 2014. Biostratigraphy and depositional anatomy of a large olistostrome in the Eocene Hieroglyphic Formation of the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 84: 51–70.

Wdowiarz S., 1951. Geologia Karpat i Przedgórza w okolicy Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 7: 217–235.

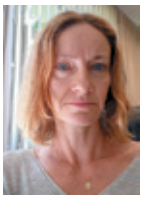
Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław*.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in southern Poland and southeastern Romania. *Geological Quarterly*, 53(1): 93–124.

Żytko K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczypko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliaš M., Menčik E., Stranik Z., 1989. Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland. [W:] Poprawa D., Nemcok J. (eds.). Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. *Wyd. Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa / GUDŠ Bratislava / Uug Praha*.

Dr Andrzej URBANIEC
Adiunkt; Kierownik Zakładu Sejsmiki
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: *andrzej.urbaniec@inig.pl*

Dr inż. Robert BARTOŃ
Adiunkt w Zakładzie Sejsmiki
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: *robert.barton@inig.pl*

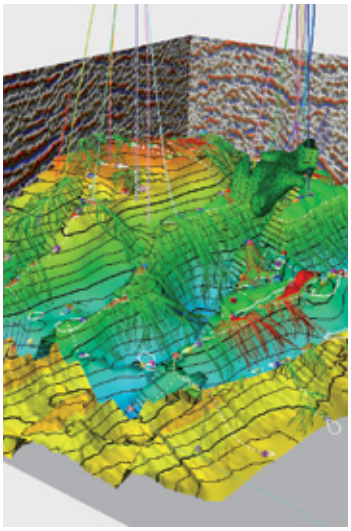


Inż. Kinga FILIPOWSKA-JEZIOREK
Główny specjalista inżynieryjno-techniczny
w Zakładzie Sejsmiki
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: *kinga.filipowska-jeziorek@inig.pl*

Mgr inż. Aleksander WILK
Główny specjalista inżynieryjno-techniczny
w Zakładzie Sejsmiki
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: *aleksander.wilk@inig.pl*

OFERTA BADAWCZA ZAKŁADU SEJSMIKI

- przetwarzanie danych sejsmicznych 2D Prestack i Poststack;
- przetwarzanie i interpretacja pionowych profilowań sejsmicznych PPS 1C/3C;
- interpretacja strukturalna i litofacjalna danych sejsmicznych 2D i 3D;
- budowa modeli prędkościowych w domenie czasu i głębokości (na podstawie danych sejsmicznych i geofizyki otworowej) na potrzeby konwersji czas-głębokość oraz migracji głębokościowej;
- poprawa rozdzielczości danych sejsmicznych z wykorzystaniem procedury dekompozycji spektralnej;
- konstrukcja map powierzchniowych w domenie czasu i głębokości;
- opracowanie i analiza map atrybutów sejsmicznych, inwersji sejsmicznej, dekompozycji spektralnej;
- obliczanie inwersji symultanicznej oraz stochastycznej na danych sejsmicznych;
- wyznaczanie obszarów perspektywicznych dla formacji łupkowych (*sweet spots*) oraz wskaźników DHI dla złóż konwencjonalnych na danych sejsmicznych;
- prognozowanie ciśnień porowych na podstawie danych sejsmicznych i geofizycznych;
- interpretacja parametrów petrofizycznych w przestrzeni okołootworowej w oparciu o pomiary pionowego profilowania sejsmicznego (PPS);
- kompleksowa interpretacja geologiczno-złożowa w oparciu zintegrowane dane geologiczne i geofizyczne (analiza cech makroskopowych rdzeni wiertniczych, objawy i wyniki prób złożowych, profilowania geofizyki otworowej, interpretacja sejsmiczna);
- szczegółowa interpretacja sejsmostratygraficzna kompleksów skał klastycznych i węglanowych z wykorzystaniem metody stratygrafii sekwencji.



Kierownik: dr Andrzej Urbaniec Adres: ul. Bagrowa 1, 30-733 Kraków
Telefon: 12 617 74 86 Faks: 12 653 16 65 E- mail: andrzej.urbaniec@inig.pl

INSTYTUT NAFTY I GAZU
– Państwowy Instytut Badawczy