# Spis treści

Spis treści	1
1.1.3 WYKONANIE PRZESTRZENNYCH, KOMPUTEROWYCH MODELI FACJALNYCH POTENCJALNYCH POZIOMÓW ZBIORNIKOWYCH I POZIOMÓW EKRANUJĄCYCH	۱ 3
Rejon I - Bełchatów	3
Korelacje międzyotworowe	3
Zebranie i analiza danych sejsmicznych	27
Interpretacja danych sejsmicznych	28
Regionalne modele przestrzenne dla utworów dolnej jury i dolnego triasu	40
Rejon II - GZW, oraz Opracowanie przestrzennych modeli facjalnych dla GZW (1.1.27 - GIG)	46
Karbon górny – górnośląska seria piaskowcowa (GSP)	47
Karbon górny – krakowska seria piaskowcowa (KSP)	57
Miocen – warstwy dębowieckie	64
Rejon III - Mazowsze	72
Korelacje międzyotworowe - jura	72
Korelacje międzyotworowe - trias	96
Zebranie I interpretacja danych sejsmicznych	109
Regionalne modele przestrzenne dla utworów mezozoiku w rejonie Mazowsza	129
Rejon IV - brzeżna strefa Karpat i Zapadliska Przedkarpackiego	137
Kompleks węglanowy w południowo-wschodniej Polsce (od Krakowa po Rzeszów)	137
Utwory klastyczne mezopaleozoiku w obszarze Wadowice-Myślenice (IVA1) i Gdów (IVA2)	169
Interpretacja danych sejsmicznych	222
Regionalne modele przestrzenne dla utworów miocenu w rejonie brzeżnej strefy Karpat (B	artosz
Papiernik, Grzegorz Machowski, Marek Hajto)	231
Rejon V - Lubelszczyzna (i Podlasie)	235
Korelacje międzyotworowe – karbon	235
Interpretacja danych sejsmicznych	244

Regionalne modele przestrzenne dla utworów karbonu w rejonie Lubelszczyzny	250
Rejon VI - Wielkopolska - Kujawy	254
Korelacje międzyotworowe – czerwony spągowiec	254
Regionalne modele przestrzenne dla utworów permu w rejonie Monokliny Przedsudeckiej	279
Korelacje międzyotworowe – jura w rejonie Kujaw	282
Korelacje międzyotworowe - kreda w niecce mogileńskiej	297
Regionalne modele przestrzenne dla utworów mezozoiku w rejonie Wielkopolski	300
Rejon VII - NW Polska	306
Korelacje międzyotworowe - jura	306
Korelacje międzyotworowe - trias	323
Zebranie i interpretacja danych sejsmicznych	354
Regionalne modele przestrzenne dla utworów kredy i jury w rejonie Pomorza (NW Polska i p część rejonu VIII)	orzyległa 365
Regionalne modele przestrzenne dla utworów triasu w rejonie Pomorza (NW Polska i przyleg rejonu VIII oraz VI)	gła część 372
Rejon VIII - Łeba-Bałtyk oraz NE Polska	375
Opracowanie materiałów archiwalnych, zwłaszcza otworowych (1.4.2 - PBG)	
Rejon I - Bełchatów	381
Rejon II – GZW oraz pokłady węgla	382
Rejon VIII – Łeba-Bałtyk	383
Pozostałe rejony	384

## 1.1.3 WYKONANIE PRZESTRZENNYCH, KOMPUTEROWYCH MODELI FACJALNYCH POTENCJALNYCH POZIOMÓW ZBIORNIKOWYCH I POZIOMÓW EKRANUJĄCYCH

#### **Rejon I - Bełchatów**

#### Korelacje międzyotworowe (Anna Feldman-Olszewska)

Na podstawie analizy krzywych geofizycznych, opisu rdzeni i prób okruchowych oraz wyników analiz stratygraficznych w roku 2008 wykonano 10 korelacji pomiędzy 33 otworami wiertniczymi,

natomiast w roku 2009 wykonano 8 korelacji pomiędzy 71 otworami wiertniczymi (patrz mapa **Fig. 1.1.1\_2**; można tam zaobserwować, że kilka przekrojów częściowo się pokrywa).

2008:

1. Piotrków Trybunalski IG 1 – Budziszewice IG 1 – Jeżów IG 1 (Fig. 1.1.3\_1)

2. Piotrków Trybunalski IG 1 – Mniszków IG 1 – Studzianna IG 2 – Opoczno PIG 2 (Fig. 1.1.3\_2)

3. Budziszewice IG 1 – Zaosie 2 - Zaosie 1 – Mniszków IG 1 (Fig. 1.1.3\_3)

4. Jaronowice IG 1 – Jędrzejów IG 1 – Brzegi IG 1 (Fig. 1.1.3\_4)

5. Biała Wielka IG 1 – Secemin IG 1 – Włoszczowa IG 1 – Łopuszno-Eustachów (Fig. 1.1.3\_5)

6. Dankowice IG 1 – Rzeki IG 1 – Milianów IG 1 – Pągów IG 1 – Boża Wola IG 1 – Radwanów IG 1 (**Fig. 1.1.3\_6**)

7. Dankowice IG 1 – Rzeki IG 1 – Gidle 1 (Fig. 1.1.3\_7)

8. Gomunice 2 – Gomunice 5 (**Fig. 1.1.3\_8**)

9. Dankowice IG 1 – Więcki IG 1 – Ożegów IG 1 – Dymek IG 1 – Niechmirów IG 1 – Madaje Stare IG 1 – Sarnów IG 1 (**Fig. 1.1.3\_9**)

10. Kalisz IG 1 – Florentyna IG 2 – Zakrzyn IG 1 (Fig. 1.1.3\_10)

2009:

1. Piotrków Trybunalski IG 1 – Buków 3 – Buków 1 – Zaosie 3 – Zaosie 1 – Zaosie 2 – Budziszewice IG 1 – Jeżów IG 1 (**Fig. 1.1.3\_11**).

2. Aleksandrów Łódzki 1 – Lutomiersk 2 – Lutomiersk 3 – Żytowice 1 – Żytowice 2 – Tuszyn 2 – Tuszyn 9 (**Fig. 1.1.3\_12**).

 Bełchatów 8 – Bełchatów 9 – Bełchatów 10 – Bełchatów 11 – Bełchatów 7 – Bełchatów 6 – Bełchatów 4 – Radziątków 2A – Siomki 1 (Fig. 1.1.3\_13).

4. Gomunice 9 – Gomunice 6 – Gomunice 11 – Gomunice 10 – Zamoście 1 – Gomunice 12 – Gomunice 8 – Gomunice 13 – Gomunice 4 – Gomunice 2 (**Fig. 1.1.3\_14**).

5. Milianów IG 1 – Gidle 1 – Gidle 2 – Gidle 5 – Gomunice 2 – Kamieńsk 1 – Żerechowa 2 – Żerechowa 1 (Fig. 1.1.3\_15).

6. Zakrzyn IG 1 – Florentyna IG 2 – Kalisz IG 1 – Iwanowice 1 – Błaszki 1 – Gruszczyce 2 – Kliczków 6 – Kliczków 2 – Barczew 1 – Barczew 2 – Niechmirów 2 – Chrusty 1 (**Fig. 1.1.3\_16**).

7. Biała 2 – Biała 1 – Biała 5 – Świątkowice 2 – Dymek IG 1 – Biesiec 1 – Biesiec 2 – Niechmirów IG 1 – Niechmirów 2 – Zduńska Wola 1 (**Fig. 1.1.3\_17**).

8. Biady 1 – Raduchów 1 – Raduchów 2 – Ostrów Kaliski 2 – Ostrów Kaliski 1 – Kuźnica Grabowska 1 – Jelenie 1 – Kuźnica Zagrzebska 1 – Sobiesęki 2 – Błaszki 1 (**Fig. 1.1.3\_18**).

Na profilach korelacyjnych wydzielono odcinki stanowiące potencjalne poziomy zbiornikowe oraz poziomy uszczelniające. Jako podstawę do wydzielenia kolektorów przyjęto minimalną miąższość piaskowców - 30 m, natomiast dla uszczelnienia założono minimum 50 m miąższości skał iłowcowych.

Na podstawie wymienionych szczegółowych korelacji międzyotworowych możliwe było precyzyjne przedstawienie miąższości, zasięgu, wieku oraz przestrzennego układu poszczególnych poziomów skał zbiornikowych oraz skał uszczelniających te poziomy. W ten sposób możliwe było wyeliminowanie tych części badanego obszaru, dla których istniejące profile nie spełniają kryteriów wymaganych dla bezpiecznego składowania CO<sub>2</sub>.

Analiza profili wzdłuż korelacji na obszarze niecki miechowskiej (Fig. 1.1.3\_4; Fig. 1.1.3\_5; Fig. 1.1.3\_6) wykazała brak odpowiedniej miąższości skał zbiornikowych w utworach jurajskich. Natomiast piaskowcowe utwory triasu dolnego na większości obszaru niecki zalegają na głębokościach poniżej 2000 m. Jedynie w skrajnych otworach (Brzegi IG 1, Łopuszno Eustachów i Radwanów IG 1) mogą być one potencjalnymi kolektorami, jednak niewielka odległość od wychodni tych skał w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich eliminuje również ten obszar z kręgu dalszych badań.

Korelacje przecinające w poprzek monoklinę śląsko-krakowską (Fig. 1.1.3\_6; Fig. 1.1.3\_7; Fig. 1.1.3\_9; Fig. 1.1.3\_10) wskazują, że w rejonie południowo-zachodnim, gdzie utwory jurajskie występują płycej niż 800 m, potencjalnymi skałami zbiornikowymi mogą być utwory piaskowcowe dolnego i środkowego pstrego piaskowca. Jednak dotychczas wykonane w rejonie częstochowskim korelacje nie wykazały obecności dostatecznej miąższości skał uszczelniających, co wskazuje na konieczność wyeliminowania regionu okolic Częstochowy z dalszych badań. Dodatkowych analiz, w celu ustalenia, czy w tym rejonie występują dostatecznej miąższości poziomy ekranujące, wymaga natomiast położony bardziej na północny-zachód obszar pomiędzy Wieluniem a Kliczkowem. W tej części monokliny śląsko-krakowskiej gdzie utwory jurajskie pojawiają się na większych głębokościach, potencjalnymi poziomami kolektorskimi mogą być środkowojurajskie warstwy kościeliskie (bajos dolny) oraz dolnojurajskie utwory piaskowcowe pliensbachu,

reprezentujące w zachodniej i wschodniej części obszaru odpowiednio formacje komorowską (**Fig. 1.1.3\_10**) i blanowicką (**Fig. 1.1.3\_6**; **Fig. 1.1.3\_7**; **Fig. 1.1.3\_9**). Skałami uszczelniającymi są tu dla wyższego poziomu utwory iłowcowo-mułowcowe bajosu i batonu, natomiast dla niższego poziomu skały iłowcowe formacji ciechocińskiej (dolny toark). Największą miąższość skał jurajskich obserwuje się w strefie tzw. rowu jurajskiego przebiegającego wzdłuż monokliny z północnego-zachodu na południowy wschód (otwory Kalisz IG 1, Florentyna IG 2, Zakrzyn IG 1, Niechmirów IG 2).

W rejonie Bełchatowa i Gomunic wykonano jedynie jedną krótką korelację pomiędzy otworami Gomunice 2 i 5 (**Fig. 1.1.3\_8**). W obu otworach utwory jurajskie występują powyżej granicznej głębokości 800 m natomiast utwory pstrego piaskowca znacznie poniżej 2000 m. Rejon ten wymaga dalszego szczegółowego rozpoznania.

Korelacje wykonane w południowej części wału kujawskiego (Fig. 1.1.3\_1; Fig. 1.1.3\_2; Fig. 1.1.3\_3) wskazują na obecność poziomów zbiornikowych o znacznej miąższości w utworach jury dolnej oraz niższej części jury środkowej. Największą miąższość mają tu utwory formacji borucickiej (toark górny) - dolnego aalenu, jednak zazwyczaj strop całego kompleksu wypada powyżej granicy 800 m. Niższy, i prawdopodobnie najważniejszy w tym regionie, poziom zbiornikowy reprezentują piaskowcowe utwory formacji drzewickiej (pliensbach górny), uszczelnione poziomem ekranującym utworzonym przez utwory iłowcowo-mułowcowe formacji ciechocińskiej (toark dolny). W niższej części jury dolnej można również wydzielić kilka mniej miąższych poziomów piaskowcowych spełniających kryteria wyznaczone dla kolektorów. Występują one w obrębie formacji ostrowieckiej oraz w dolnej części formacji gielniowskiej i zagajskiej. Uszczelnione są one poziomami ilasto-mułowcowymi występującymi w obrębie formacji ostrowieckiej oraz w górnych odcinkach formacji gielniowskiej i zagajskiej. Korelacje te wskazują również, że w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego miąższości utworów jury środkowej drastycznie maleją a osady jury dolnej ulegają wyklinowaniu, co ma swoje konsekwencje również w wyklinowywaniu się poziomów zbiornikowych i ekranujących w tym kierunku.

Na obszarze niecki łódzkiej utwory jury środkowej i dolnej występują znacznie poniżej głębokości 2000 m. W tym rejonie przeanalizowano pod kątem sekwestracji CO<sub>2</sub> profile dolnokredowe w dwóch otworach: Madaje Stare IG 1 i Sarnów IG 1 (**Fig. 1.1.3\_9**). Wyniki prac wskazują na obecność odpowiedniej miąższości skał piaskowcowych hoterywu górnego oraz baremu-aptu środkowego, które mogłyby stanowić potencjalny poziom zbiornikowy, jednak skały te nie są uszczelnione od góry. Powyżej utworów piaskowcowych kredy dolnej występują utwory węglanowe górnej kredy (wapienie i opoki). Brak uszczelnienia utworów dolnokredowych eliminuje obszar tej części niecki mogileńsko-łódzkiej (rejonu I - Bełchatowa) z dalszych rozważań.

Określenie na podstawie analizy profili korelacyjnych rejonów perspektywicznych dla dalszych badań, pozwoliło na ograniczenie ilości rdzeni oraz otworów wiertniczych, które zostały sprofilowane w celu precyzyjnego określenia wykształcenia litofacjalnego skał poszczególnych poziomów zbiornikowych i ekranujących. Szczegółowy wykaz profilowanych otworów wiertniczych zamieszczony jest w Rozdziale **1.2.1**.

W roku 2009 wykonano przekroje korelacyjne pod kątem rozpoznania i weryfikacji wytypowanych struktur.

1. Antyklina Zaosia (Budziszewic) oraz antyklina Jeżowa (Fig. 1.1.3\_11). Na obu wymienionych strukturach głównymi skałami zbiornikowymi są utwory piaskowcowe formacji drzewickiej (górny pliensbach – jura

dolna). Miąższość tych utworów jest zmienna – największe miąższości obserwujemy na skrzydłach antykliny (67 m – Buków 1 i 146 m - Budziszewice IG 1), natomiast maleje ona drastycznie w kierunku szczytowej części struktury (43 m -Zaosie 1). Skałami uszczelniającymi dla tego kolektora są utwory formacji ciechocińskiej a na skrzydłach również górnego odcinka formacji drzewickiej. Miąższość formacji ciechocińskiej waha się od 53 m (Budziszewice IG 1) - 77 m (Buków 1) do 120 m (Zaosie 1). Dodatkowo na skrzydłach antykliny bezpośrednio nad kolektorem formacji drzewickiej występuje jeszcze około 10-15 m kompleks skał ilasto-mułowcowych najwyższego odcinka formacji drzewickiej. Niekorzystnym aspektem związanym z omawianym kolektorem jest fakt, że jego strop w szczytowych partiach antykliny znajduje się na głębokości 773 m poniżej powierzchni terenu a więc nieco powyżej głębokości granicznej dla występowania kolektorów, przyjętej na głębokości 800 m (gdzie CO2 może występować w stanie nadkrytycznym lub ciekłym w warunkach ciśnienia nadkrytycznego).

Drugim, nieco mniej miąższym potencjalnym poziomem kolektorskim jest górny odcinek formacji ostrowieckiej (synemur – jura dolna). Podobnie jak wyższy poziom zbiornikowy wykazuje on tendencję cienienia w kierunku szczytowych partii antykliny. Jego miąższość w strefach bocznych waha się w granicach 55-63 m, jednak w szczycie struktury maleje jedynie do 15 m (Zaosie 1). Bezpośrednim uszczelnieniem dla tego poziomu zbiornikowego są ilaste utwory formacji gielniowskiej. Charakteryzują się one znaczną miąższością w szczytowych i północno-wschodnich partiach antykliny Budziszewic (do 98 m). Natomiast poziom ten ulega znacznemu cienieniu na południowo-zachodnim skłonie struktury (do około 35 m), co stanowi wartość wyraźnie niższą od zakładanej dla poziomów uszczelniających.

2. Rejon Lutomiersk - Żytowice – Tuszyn (**Fig. 1.1.3\_12**). Rejon ten jest dość słabo rozpoznany wiertniczo. Obejmuje on 3 struktury zbadane 7 otworami przewiercającymi profil jury. Dwa z tych otworów (Lutomiersk 3 oraz Żytowice 1) położone są po południowo-zachodniej stronie walnej strefy tektonicznej przebiegającej wzdłuż wału solnego Kłodawy. W tych otworach obserwuje się znaczną redukcję miąższości utworów jury dolnej i środkowej, znajdujących się ponadto na głębokościach poniżej 2000 m. Po północno-wschodniej stronie strefy uskokowej, skały jurajskie znajdują się na nieco płytszej głębokości: 1300-2100 m (rejon Lutomierska) oraz 1700-2600 m (struktury Żytowic i Tuszyna). Na podstawie analizy krzywych geofizycznych stwierdzono tu występowanie dwóch głównych potencjalnych poziomów zbiornikowych. Wyższy - obejmuje utwory piaskowcowe niższego odcinka bajosu górnego oraz bajosu dolnego (jura środkowa), ma miąższość od 108 m (Aleksandrów Łódzki 1) do 420 m (Żytowice 2); uszczelniony jest on 60-100 m poziomem łupków ilastych górnego bajosu.

Niższy – w obrębie piaskowców aalenu dolnego (jura środkowa) oraz formacji borucickiej (toark górny – jura dolna) charakteryzuje się również znacznymi miąższościami, od 45 m w rejonie Tuszyna do 225 m na strukturze Lutomierska. Omawiany poziom zbiornikowy jest dobrze uszczelniony przez łupki ilaste aalenu górnego na strukturach Tuszyna i Żytowic, natomiast na strukturze Lutomierska poziom uszczelniający ma jedynie grubość 35-45 m, co jest wartością niższą niż wartość graniczna.

Dodatkowo w rejonie Żytowic i Tuszyna obserwuje się jeszcze jeden najwyższy kolektor, obejmujący utwory piaskowcowe najwyższej części górnego bajosu oraz najniższej części batonu dolnego. Miąższość tych utworów jest w przybliżeniu stała i wynosi 35-65 m. Skały zbiornikowe tego poziomu uszczelniają w stropie łupki ilaste o miąższości 45-85 m. Natomiast w rejonie Lutomierska dodatkowy kolektor występuje poniżej dwóch głównych poziomów zbiornikowych, w obrębie formacji drzewickiej. Jest on uszczelniony utworami ilasto-mułowcowymi formacji ciechocińskiej o miąższości około 60 m. Podobny poziom piaskowców

występuje prawdopodobnie również na pozostałych strukturach omawianego rejonu, jednak na znacznych głębokościach – poniżej granicznych 2500 m.

3. Rejon Bełchatowa (**Fig. 1.1.3\_13**). Obszar ten jest dobrze rozpoznany licznymi głębokimi wierceniami przewiercającymi utwory jurajskie i w większości przypadków zakończonymi w przystropowych utworach triasowych. Klastyczne osady jury środkowej i dolnej występują tu na głębokości 1350-2000 m. Powyżej, aż do głębokości płytszej niż 800 m obecne są węglanowe osady jury górnej, natomiast poniżej skały triasu górnego, w zdecydowanej większości wykształcone w facjach ilasto-mułowcowych. Obserwujemy tu dwie strefy o odmiennej budowie geologicznej, rozdzielone prawdopodobnie strefą nieciągłości tektonicznej o kierunku NNE-SSW. Szczególnie wyraźnie widoczne są tu różnice w wykształceniu jury dolnej i środkowej. Po wschodniej stronie tej strefy brak jest osadów jury dolnej, natomiast profil jury środkowej jest silnie zredukowany (miąższość około 100 m) i wykształcony głównie w facjach drobnoziarnistych. Po zachodniej stronie strefy dyslokacyjnej obserwujemy bardziej miąższe profile jury środkowej i dolnej. W tej strefie (otwory Bełchatów 8, 9, 10, 11) występują dwa potencjalne poziomy zbiornikowe. Wyższy reprezentowany jest przez 80-90 m kompleks piaskowców dolnego bajosu, dolnego aalenu i formacji borucickiej (górny toark), rozdzielony wewnątrz kilkumetrowym pakietem ilastym aalenu górnego. Cały potencjalny kolektor uszczelniają od góry 75-90 m miąższości łupki ilaste górnego bajosu oraz dolnego i środkowego batonu.

Niższy poziom zbiornikowy tworzą piaskowcowe utwory formacji blanowickiej (pliensbach) o miąższości do około 100 m, uszczelnione skałami ilasto-mułowcowymi górnego odcinka formacji blanowickiej oraz formacji ciechocińskiej (toark dolny). Łączna miąższość poziomu uszczelniającego wynosi nieco ponad 100 m.

4. Rejon Gomunice – Gidle (**Fig. 1.1.3\_14**; **Fig. 1.1.3\_15**). Jest to obszar bardzo dobrze rozpoznany wiertniczo (szczególnie rejon Gomunic). Podobnie jak na obszarze bełchatowskim, analiza materiału wiertniczego oraz krzywych geofizycznych wskazuje na obecność w tym rejonie dwóch jurajskich potencjalnych poziomów kolektorskich oraz jednego dolnotriasowego. Wyższy poziom jurajski reprezentowany jest przez piaskowce warstw kościeliskich (jura środkowa – bajos dolny) oraz formacji borucickiej (jura dolna – toark górny). Jego miąższość na całym badanym obszarze jest zbliżona i waha się w granicach 60-80 m. Poziom ten jest dobrze uszczelniony przez miąższy kompleks łupków ilastych batonu środkowego, dolnego i bajosu górnego. Negatywnym aspektem tego kolektora jest fakt, że w zachodniej części obszaru (otwory Gomunice 9, 6, 11, 10) znajduje się on na głębokości płytszej niż 800 m.

Niższy poziom zbiornikowy stanowią utwory formacji blanowickiej (jura dolna - pliensbach) o miąższości 40-90 m. Przykrywający go poziom uszczelniający reprezentuje formację ciechocińską. W otworach Gidle 1, 2 ma on miąższość 43-45 m, natomiast w pozostałych otworach jego miąższość wzrasta do ponad 100 m.

Najniższy potencjalny poziom kolektorski stanowią znacznej miąższości utwory piaskowcowe dolnego pstrego piaskowca oraz niższej części środkowego pstrego piaskowca. Występuje on na głębokości poniżej 2000 m a jego miąższość waha się w granicach 300-400 m. Skałami uszczelniającymi jest tu górny odcinek środkowego pstrego piaskowca. Jego grubość w rejonie Gomunic wynosi 100-130 m, jedynie w otworze Gomunice 11 spada do 60 m. Podobną miąższość ma on w okolicach Gidli.

Dodatkowym kolektorem na badanym obszarze może być kompleks piaskowców reprezentujących poziom piaskowca trzcinowego kajpru górnego. Na większości obszaru jego miąższość wynosi pomiędzy 20 a 30 m,

jedynie w otworze Zamoście 1 wzrasta ona do wartości 48 m. Skały te są dobrze uszczelnione przez kilkuset metrowej grubości skały ilaste warstw gipsowych górnych, noryku i retyku.

4. Rejon Kalisz – Kliczków – Wieluń (Fig. 1.1.3\_16; Fig. 1.1.3\_17; Fig. 1.1.3\_18). Jest to dość rozległy obszar bardzo dobrze rozpoznany licznymi otworami wiertniczymi. Analiza krzywych karotażowych oraz materiału rdzeniowego wskazuje, że należy w jego obrębie wydzielić dwie strefy: północno-wschodnią (okolice tzw. rowów jurajskich o przebiegu Kalisz – Niechmirów) oraz południowo-zachodnią. W obrębie strefy północno-wschodniej (Fig. 1.1.3\_1) obecne są dwa potencjalne poziomy kolektorskie. Wyższy - dolnojurajski - reprezentują piaskowce formacji blanowickiej. Jego miąższość jest znaczna, choć zmienna i wynosi od około 100 do ponad 300 m. Uszczelnieniem dla tej formacji jest formacja ciechocińska a w niektórych otworach również przystropowa część formacji blanowickiej. Całkowita grubość poziomu uszczelniającego jest w miarę stała i wynosi około 100-140 m. Jedynie w otworze Barczew 1 maleje do 58 m. Przesuwając się na południowy zachód od strefy rowów (Fig. 1.1.3\_17; Fig. 1.1.3\_16) głębokość występowania poziomu kolektora dolnojurajskiego szybko ulega spłyceniu poniżej granicy 800 m a miąższość poziomu uszczelniającego drastycznie maleje poniżej wartości krytycznej.

Drugi potencjalny kolektor stwierdzony został w utworach triasu dolnego. W strefie rowów jurajskich występuje on na głębokości 2000-2500 m, natomiast na pozostałym obszarze na głębokości pomiędzy 1400 a 2200 m. Piaskowce stanowiące potencjalne skały zbiornikowe wiekowo reprezentują dolną część pstrego piaskowca środkowego oraz większą część pstrego piaskowca dolnego. Ich miąższość na całym badanym obszarze jest dość stała i waha się w zakresie 350-450 m. Poziom uszczelniający dla tych skał stanowią ilasto-mułowcowe utwory górnej części pstrego piaskowca środkowego oraz najniższego odcinka retu. Ich miąższość jest większa w strefie rowów jurajskich gdzie wynosi 165-200 m, natomiast na pozostałym obszarze zmniejsza się do 80-125. Miąższość ta stopniowo maleje ku południowemu zachodowi i spada poniżej wartości krytycznej w otworze Biała 2.

# LEGENDA DO PRZEKROJÓW 1.1.3\_1 – 18 z rejonu Bełchatowa (oraz analogicznych przekrojów z rejonów III, VI, VII)





Fig. 1.1.3\_1 Korelacja otworów Piotrków Trybunalski IG 1 – Budziszewice IG 1 – Jeżów IG 1



Fig. 1.1.3\_2 Korelacja otworów Piotrków Trybunalski IG 1 – Mniszków IG 1 – Studzianna IG 2 – Opoczno PIG 2



Fig. 1.1.3\_3 Budziszewice IG 1 – Zaosie 2 - Zaosie 1 – Mniszków IG 1



**Fig. 1.1.3\_4** Korelacja otworów Jaronowice IG 1 – Jędrzejów IG 1 – Brzegi IG 1



Fig. 1.1.3\_5 Korelacja otworów Biała Wielka IG 1 – Secemin IG 1 – Włoszczowa IG 1 – Łopuszno-Eustachów



Fig. 1.1.3\_6 Korelacja otworów Dankowice IG 1 – Rzeki IG 1 – Milianów IG 1 – Pągów IG 1 – Boża Wola IG 1 – Radwanów IG 1



Fig. 1.1.3\_7 Korelacja otworów Dankowice IG 1 – Rzeki IG 1 – Gidle 1



Fig. 1.1.3\_8 Korelacja otworów Gomunice 2 – Gomunice 5



Fig. 1.1.3\_9 Korelacja otworów Dankowice IG 1 – Więcki IG 1 – Ożegów IG 1 – Dymek IG 1 – Niechmirów IG 1 – Madaje Stare IG 1 – Sarnów IG 1



Fig. 1.1.3\_10 Korelacja otworów Kalisz IG 1 – Florentyna IG 2 – Zakrzyn IG 1



Fig. 1.1.3\_11 Korelacja otworów Piotrków Trybunalski IG 1 – Buków 3 – Buków 1 – Zaosie 3 – Zaosie 1 – Zaosie 2 – Budziszewice IG 1 – Jeżów IG 1



Fig. 1.1.3\_12 Korelacja otworów Aleksandrów Łódzki 1 – Lutomiersk 2 – Lutomiersk 3 – Żytowice 1 – Żytowice 2 – Tuszyn 2 – Tuszyn 9



Fig. 1.1.3\_13 Korelacja otworów Bełchatów 8 – Bełchatów 9 – Bełchatów 10 – Bełchatów 11 – Bełchatów 7 – Bełchatów 6 – Bełchatów 4 – Radziątków 2A – Siomki 1



Fig. 1.1.3\_14 Korelacja otworów Gomunice 9 – Gomunice 6 – Gomunice 11 – Gomunice 10 – Zamoście 1 – Gomunice 12 – Gomunice 8 – Gomunice 13 – Gomunice 4 – Gomunice 2



Fig. 1.1.3\_15 Korelacja otworów Milianów IG 1 – Gidle 1 – Gidle 2 – Gidle 5 – Gomunice 2 – Kamieńsk 1 – Żerechowa 2 – Żerechowa 1



Fig. 1.1.3\_16 Korelacja otworów Zakrzyn IG 1 – Florentyna IG 2 – Kalisz IG 1 – Iwanowice 1 – Błaszki 1 – Gruszczyce 2 – Kliczków 6 – Kliczków 2 – Barczew 1 – Barczew 2 – Niechmirów 2 – Chrusty 1



Fig. 1.1.3\_17 Korelacja otworów Biała 2 – Biała 1 – Biała 5 – Świątkowice 2 – Dymek IG 1 – Biesiec 1 – Biesiec 2 – Niechmirów IG 1 – Niechmirów 2 – Zduńska Wola 1



Fig. 1.1.3\_18 Korelacja otworów Biady 1 – Raduchów 1 – Raduchów 2 – Ostrów Kaliski 2 – Ostrów Kaliski 1 – Kuźnica Grabowska 1 – Jelenie 1 – Kuźnica Zagrzebska 1 – Sobiesęki 2 – Błaszki 1

### Zebranie i analiza danych sejsmicznych (Grzegorz Wróbel, Sylwia Kijewska)

W pierwszym etapie zadanie **1.1.3** w części dotyczącej sejsmiki obejmowało zebranie informacji na temat danych sejsmicznych w rejonie Bełchatowa. Obszar badań został ograniczony promieniem 80km od emitenta (Elektrownia Bełchatów). Na analizowanym obszarze zlokalizowanych jest około 500 linii sejsmicznych pomierzonych na przestrzeni kilkudziesięciu lat (**Fig. 1.1.3\_19**) – pierwsze dane sejsmiczne zostały pomierzone w 1968 roku. Jednakże dla znacznej części profili z końca lat 60-tych i z pierwszej połowy lat 70-tych nie zachowały się cyfrowe dane sejsmiczne – dostępne są jedynie wydruki papierowe. Wszystkie profile sejsmiczne znajdujące się w rejonie badań pokazano na **Fig. 1.1.3\_19**.



Fig. 1.1.3\_19 Mapa profili sejsmicznych w rejonie Bełchatowa

Zgodnie ze wstępnymi założeniami pierwszymi celami badawczymi (na rok 2008) były dwie struktury geologiczne: struktura Gomunic i struktura Gidle. W obrębie pierwszej z nich wiodącym horyzontem kolektorskim są piaskowce jury środkowej, a w drugiej – piaskowiec trzcinowy najwyższego triasu. Zgodnie z tymi wytycznymi przy wyborze i selekcji danych sejsmicznych skupiono się w pierwszej kolejności na tych dwóch rejonach. Wybrano kluczowe profile sejsmiczne, które przecinają struktury Gidle i Gomunice, bądź leżą w ich najbliższym sąsiedztwie, a w drugiej kolejności profile, które zlokalizowane są w rejonie pozostałych struktur typowanych jako potencjalne składowiska. To samo wykonywano dla pozostałych

struktur zaznaczonych na mapie (**Fig. 1.1.3\_19**). Podstawowymi kryteriami wyboru danych sejsmicznych były (1) odległość od priorytetowych wierceń geologicznych opracowywanych na potrzeby tego projektu (tj. przede wszystkim z zachowanym rdzeniem wiertniczym), (2) rok wykonania pomiarów sejsmicznych oraz ewentualny rok reprocessingu, (3) dostępność danych prędkościowych dla wierceń zlokalizowanych na linii profilu bądź w bezpośrednim jego sąsiedztwie. Opracowaną w ten sposób listę linii sejsmicznych przekazano firmom geofizycznym, tj. Geofizyce Kraków i Geofizyce Toruń i zlecono przygotowanie kopi zbiorów danych sejsmicznych po składaniu (sum i/lub migracji) dla 120 linii sejsmicznych.

W trakcie inwentaryzacji danych archiwalnych przeprowadzonej przez obie firmy geofizyczne okazało się, że nie zachowały się cyfrowe wersje wielu kluczowych profili sejsmicznych. Sytuacja ta dotyczyła zarówno bardzo starych danych, jak również dużo młodszych profili; dla przykładu: nie zachowały się cyfrowe sumy / migracje dla całego tematu sejsmicznego 2D Gomunice – Radziątków, rejon Gomunice wykonanego w latach 1988-89. W sumie z zamówionych 120 profili sejsmicznych w wersji cyfrowej dostępne były dane dla 57 linii sejsmicznych, w tym 52 w wersji po migracji czasowej oraz 5 w formie "czystych" sum. Lokalizacja pozyskanych profili sejsmicznych pokazana jest na Fig. 1.1.3\_19, gdzie zaznaczone są grubszą zieloną linią. Widać, że w niektórych kluczowych rejonach, np. Gomunice i Gidle, dostępne były tylko pojedyncze linie sejsmiczne co powoduje, że do analizy geologicznej tych struktur konieczne są informacje zawarte w dokumentacjach archiwalnych oraz dołączone do nich papierowe wydruki kluczowych profili.

Na potrzeby tematu "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO2 wraz z ich programem monitorowania" w systemie interpretacyjnym Landmark stworzono nowy projekt ogólny (*master project*) oraz sejsmiczne projekty interpretacyjne (*working & seismic projects*) jak również bazę danych otworowych i sejsmicznych, która była systematycznie rozbudowywana w trakcie trwania prac nad tym tematem.

### Interpretacja danych sejsmicznych (Sylwia Kijewska, Grzegorz Wróbel)

W ramach projektu "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO2 wraz z ich programem monitorowania" rozpatrywano 7 struktur geologicznych (**Fig. 1.1.1\_3** i **Fig. 1.1.3\_19**) mogących spełniać wymagane warunki bezpiecznego składowania CO2.

Interpretację danych sejsmicznych przeprowadzono w programie SeisWorks firmy Landmark Corporation działającym na platformie Unix/Linux. Do interpretacji wykorzystano dostępne przetworzone lub po reprocessingu archiwalne czasowe sekcje sejsmiczne (**Fig. 1.1.3\_19** – linie zaznaczone na zielono). Dane źródłowe pochodzą przede wszystkim z lat 70-tych oraz z początku 80-tych i były wykonane w ramach różnych projektów sejsmicznych. Dowiązanie danych otworowych i sejsmicznych wykonano głównie za pomocą dostępnych tabel czas-głębokość wyliczonych z pionowego profilowania sejsmicznego. Dodatkowo pomocna była również krzywa profilowania gamma.

Strop wapienia muszlowego oraz strop cechsztynu stanowiły główne horyzonty reperowe interpretowane na większości profili. Skupiono się jednak na szczegółowej analizie kompleksów mezozoicznych a w szczególności warstw geologicznych wieku triasowego i jurajskiego m.in. ze względu na bardziej odpowiednie parametry petrofizyczne oraz głębokość zalegania. W tym celu na podstawie danych z otworów wiertniczych wyróżniono jednostki chrono- i litostratygraficzne mające wyznaczać warstwy uszczelniające oraz kolektorskie opisane w rozdziale dotyczącym danych otworowych. Niestety wyświetlone

na tle obrazu sejsmicznego otwory oraz wydzielenia litologiczno-stratygraficzne pokazują, że szczegółowa interpretacja horyzontów sejsmicznych jest bardzo trudna z powodu zbyt niskiej rozdzielczości danych sejsmicznych. Możliwe jednak było wykreślenie ogólnego zarysu i budowy poszczególnych struktur.

Najwięcej danych jest dla struktury Budziszewic, najmniej natomiast dla struktury Lutomierska, gdyż tutaj żadne dane sejsmiczne nie są dostępne.



Fig. 1.1.3\_19 Mapa dostępnych oraz wybranych do opracowania profili sejsmicznych w rejonie Bełchatowa

#### Struktura Budziszewic

Ze względu na dostępność danych najlepiej interpretowalną sejsmicznie jest struktura Budziszewic stanowiąca część antykliny Justynów-Zaosie. W rejonie tym zrealizowano 2 projekty sejsmiczne (Sulejów-Tomaszów; Łódź-Tomaszów Mazowiecki), dla których czas wykonania profili sejsmicznych mieści się pomiędzy 1974 a 1976 rokiem, oraz projekt RWE Dea w latach 1999-2003.

Profile sejsmiczne zostały skalibrowane przez 6 otworów wiertniczych: Budziszewice IG-1, Buków-1, Buków-2, Zaosie-1, Zaosie-2, Zaosie-3. Niektóre profile interpretowano jednak tylko dzięki wykonaniu tzw. krzyżówek z innymi profilami. Analizę danych sejsmicznych przedstawiono na przykładzie 3 zreprocessowanych linii sejsmicznych (K0081274, K0041274, K0051275) w wersji po migracji czasowej

wykonanej przez firmę Geofizyka Toruń S.A. Niestety dla pierwszych 200-500 ms w skali pionowej nie ma sygnału, co skutkuje, że interpretacja płycej położonych interesujących nas horyzontów była niemożliwa do wykonania.

Najlepiej widocznym i charakterystycznym horyzontem jest strop wapienia muszlowego oraz strop cechsztynu stanowiące horyzonty reperowe dla większości profili.

Profil K0081274 (**Fig. 1.1.3\_20**) przebiega mniej więcej wzdłuż osi struktury i został skalibrowany przez 3 otwory: Budziszewice IG-1 (rzutowany na profil), Zaosie-2 oraz również rzutowany z pewnej odległości Zaosie-1. Wrysowano łącznie 5 horyzontów sejsmicznych: JTO1 – toark – uszczelnienie, JPL3 – pliensbach - kolektor, JS – synemur - warstwa o nieciągłych własnościach kolektorskich, TK3 – kajper oraz TW stanowiący strop wapienia muszlowego. Przebieg horyzontów rozkłada się równomiernie, bez większych zmian miąższości oraz undulacji, których różnica na końcach profilu wynosi ok. 200ms. Najwyżej zlokalizowany zespół warstw kolektorskich oraz uszczelnienia, zalegają przede wszystkim w płytszych partiach profilu, co skutkuje brakiem możliwości jakiejkolwiek interpretacji (JA3 - uszczelniacz, JA1oraz JTO3 – kolektory), a także wyraźnie pokazuje, że interesujące warstwy mogą występować zbyt płytko. Dodatkowo horyzonty wykazują ogólny trend zapadający w kierunku południowo-wschodnim oraz brak wyraźnego zamknięcia struktury w kierunku północno-zachodnim.

Profil K0051275 (**Fig. 1.1.3\_21**) przecina strukturę w poprzek i obejmuje swoim zasięgiem również strukturę Tuszyna. Niestety z powodu braku danych z głębokich otworów wiertniczych w bezpośrednim sąsiedztwie profilu nie było możliwości korelacji. Wykorzystano natomiast przecięcia z innymi profilami oraz porównywano zapis sejsmicznych z obrazami sejsmicznymi z rejonu Budziszewic. W ten sposób udało się wyznaczyć 5 horyzontów sejsmicznych. Niestety dla 2 najpłycej leżących horyzontów (JPL3, JS) nie było możliwe poprowadzenie zamknięcia struktury w jej osi. Bardzo słaba jakość obrazu lub całkowity brak sygnału nie dają takich możliwości. Można się jednak domyślać, że miąższość warstw nie będzie się znacznie zmieniać.

Profil K0041274 (**Fig. 1.1.3\_22**) również przebiega w poprzek struktury. Bardzo dobrze zaznacza się szerokopromienny charakter. Horyzont cechsztyński nie zaznacza się bardzo wyraźnie jak na niektórych innych profilach i jest nieco poprzerywany, jednak dobrze zarysował się strop wapienia muszlowego (linia żółta). Kalibracja profilu odbyła się na podstawie otworu Buków-1, ale także z pomocą profili przecinających się. Wyróżniono w sumie 5 horyzontów, których głębokość zalegania wyraźnie wzrasta w skrzydle południowo-zachodnim w porównaniu ze skrzydłem północno-zachodnim. Również po stronie SW widać wyraźny wzrost miąższości pomiędzy horyzontami JS-k a TK3. Niewykluczone, że niski stosunek sygnału do szumu w części przyosiowej implikuje niedokładne wyznaczenie przebiegu warstw, a głębokość ich zalegania powinna się jeszcze nieco zmniejszyć. Dodatkowo w skrzydle SW wyznaczono 3 uskoki o niewielkich zrzutach przecinające wapień muszlowy z czego jeden swoje korzenie ma cechsztynie.



Fig. 1.1.3\_20 Struktura Budziszewic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0081274



Fig. 1.1.3\_21 Struktura Budziszewic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0051275



Fig. 1.1.3\_22 Struktura Budziszewic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0041274

#### Struktura Jeżowa

Interpretację struktury Jeżowa przedstawiono na przykładzie 2 profili sejsmicznych, ale rejon ten objęły 3 projekty sejsmiczne z lat 70-tych. Kalibracja otworami była bardzo ograniczona ze względu na występowanie tylko jednego głębokiego otworu Jeżów IG-1, który dodatkowo położony jest w znacznej odległości od jakiegokolwiek profilu. Dlatego też wykorzystano interpretację na profilach przecinających się.



Fig. 1.1.3\_23 Struktura Jeżowa - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0050876



Fig. 1.1.3\_24 Struktura Jeżowa - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0060876

Profil K0050876 (**Fig. 1.1.3\_23**) przecina strukturę w poprzek. Oprócz braku sygnału w pierwszych 500-600 ms, jakość danych przede wszystkim w najbardziej interesującej nas strefie osiowej również jest bardzo

słaba. Powodem może być występowanie uskoków, jednak nie stwierdzono ich jednoznacznie. Choć interpretacja na szczycie struktury była wręcz niemożliwa widać bardzo wyraźne zmniejszenie się miąższości warstw ku osi. Interpretacja odbyła głównie dla skrzydła SW struktury, gdyż tylko tu było możliwe w miarę jednoznaczne dowiązanie horyzontów sejsmicznych przede wszystkim TK3, JS-kolektor, JPL3-kolektor. Reperowe horyzonty cechsztynu oraz wapienia muszlowego są dobrze zarysowane.

Profil K0060876 (**Fig. 1.1.3\_24**) jest poprowadzony wzdłuż struktury. Otwór Jeżów IG-1 jest rzutowany ze znacznej odległości i niestety dokładne dowiązanie horyzontów nie było możliwe. Udało się wrysować strop wapienia muszlowego oraz prawdopodobny przebieg warstw kolektorskich JS i JPL3 oraz uszczelnienia JTO1.

#### Struktura **Tuszyna**

Strukturą leżącą na południowy zachód od struktury Budziszewic jest struktura Tuszyna. Niestety analiza danych odbyła się na jedynym dostępnym profilu sejsmicznym K0051275 (**Fig. 1.1.3\_25**), który przecina również strukturę Budziszewic. W pobliżu profilu brak jest również głębokich otworów mogących posłużyć do kalibracji danych sejsmicznych, dlatego też interpretacja odbyła się z pomocą sąsiednich profili przecinających się z daną sekcją (z rejonu Budziszewic).

Brak danych otworowych oraz słaba jakość danych sejsmicznych mocno utrudniły proces interpretacji. Udało się jednak w przybliżony sposób wyznaczyć horyzonty reperowe cechsztynu i wapienia muszlowego oraz stropy warstw kolektorskich pliensbachu oraz synemuru. Jakość danych w osiowej części antykliny wyraźnie się pogarsza jednak trudno jednoznacznie określić powód. Prawdopodobnie przebiega tu uskok (przesuwczy?) mający wpływ na zaburzony układ warstw a co za tym idzie brak ciągłości zapisu sejsmicznego.

Na profilu dobrze widoczny jest zakres głębokości występowania interesującej nas struktury, który osiąga znaczne wartości, co potwierdzą informacje uzyskane z otworów położonych dalej (Tuszyn-9, Tuszyn-2). Po obu stronach struktury, w łękach udało się również wyróżnić dwa uskoki o znacznych zrzutach, przecinających strop wapienia muszlowego, a pogrążonych w cechsztynie. Nie powinny one jednak mieć wpływu na wyżej leżące wydzielenia.



Fig. 1.1.3\_25 Struktura Tuszyna - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0051275



Fig. 1.1.3\_26 Struktura Gidle - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0460883



**Fig. 1.1.3\_27** Struktura Gidle - fragment mapy strukturalnej stropu doggeru JD z dokumentacji sejsmicznej Milianów-Granice 1991-92, Zaznaczono fragment interpretowanego profilu K0460883.

#### Struktura Gidle

Struktura Gidle jest zlokalizowana w kierunku południowym od Bełchatowa. Dla całego rejonu zrealizowano 2 projekty sejsmiczne przede wszystkim w pierwszej połowie lat 80-tych i na początku lat 90-tych (m.in. Radomsko-Węgrzynów rejon Gidle-Granice; Milianów-Granice). Niestety ilość dostępnych cyfrowych danych sejsmicznych była bardzo niewielka, a interpretacja odbyła się również z pomocą mapy strukturalnej doggeru (**Fig. 1.1.3\_26**) wykonanej w ramach projektu sejsmicznego Milianów-Granice 1991-92. Struktura nie została wyrysowana w całości, jednak dało to dobry pogląd na położenie profilu względem prawdopodobnej kulminacji struktury.

Profil K0460883 (**Fig. 1.1.3\_26**) zreprocessowany przez Geofizykę Toruń S.A. jest zlokalizowany na NE skłonie struktury. Do kalibracji użyto otworu Gidle-2 i wydzielono 4 horyzonty: wapień muszlowy będący horyzontem reperowym oraz stropy warstw uszczelniających TP2+1, JTO1, JBJ. Miąższość warstw w obrębie struktury raczej się nie zmienia, ale struktura nie zarysowywuje się zbyt wyraźnie w obrazie a jej wysokość jest bardzo niewielka.


Fig. 1.1.3\_28 Struktura Gomunic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0170881

## Struktura Gomunice

Rejon Gomunic jest położony na SW od Bełchatowa. Na północy od interesującego nas obszaru przebiega tzw. Rów Kleszczowa. Zrealizowano w tym rejonie 2 tematy sejsmiczne jednak dostępnych przetworzonych danych cyfrowych było niezwykle mało. Żaden z profili nie przebiega przez najbardziej interesującą nas strukturę a tylko jeden przecina tzw. strukturę Chorzenice II (**Fig. 1.1.3\_29**). Mapa strukturalna wykonana granicy sejsmicznej Tm (przystropowa część wapienia muszlowego) wykonana w ramach tematu Gomunice-Radziątków rejon: Gomunice 1988-89, również posłużyła w interpretacji profilu sejsmicznego K0170881 (**Fig. 1.1.3\_28**). Do kalibracji wykorzystano otwory wiertnicze Gomunice-7, Gidle-5 oraz Gidle-1 co było możliwe dzięki dużej długości profilu. Sama struktura nie posiada spektakularnej wysokości

Tak jak na innych profilach horyzontem reperowym jest wapień muszlowy. Poza tym zaznaczono jeszcze 3 horyzonty sejsmiczne określające stropy warstw uszczelniających JBJ, JTO1 oraz TP2+1 oraz TP2+1 nie posiadający własności uszczelniających ani kolektorskich. Przyglądając się całemu profilowi można zauważyć wzrost miąższości warstw w kierunku NW.



**Fig. 1.1.3\_29** Struktura Gomunic - fragment mapy strukturalnej granicy sejsmicznej Tm dla tematu Gomunice-Radziątków rejon: Gomunice 1988-89. Zaznaczono fragment interpretowanego K0170881

# Struktura Kliczkowa

W obrębie struktury Kliczkowa brak jest dostępnych danych cyfrowych, a jedyne dostępne dane sejsmiczne są zlokalizowane dopiero na brzegu struktury. Dodatkowo ze względu na brak głębokich otworów w bliskim sąsiedztwie profilu i różne poziomy odniesienia pomiędzy profilami na przecięciach, które mogłyby pomóc w interpretacji, niestety interpretacja dostępnych linii była bardzo ograniczona.

## Struktura Lutomierska

Niestety ze względu na brak cyfrowych danych sejsmicznych nie udało się zweryfikować dokładnie informacji dotyczących struktury Lutomierska. Na podstawie innych dostępnych badań m.in. otworowych, nie można wykluczyć perspektywiczności struktury.

W trakcie kwerendy archiwalnych dokumentacji sejsmicznych udało się znaleźć papierową wersję profilu 2-4-78W (Fig. 1.1.3\_30) wykonaną w ramach projektu PBG. Lokalizacja profilu przebiega w bardzo bliskim sąsiedztwie otworów Lutomiersk-2 oraz Lutomiersk-3. Z interpretacji zamieszczonej w dokumentacji wynika, że jurajskie oraz zalegające wyżej warstwy budujące skrzydło południowo-zachodnie tworzą znaczną wysokość struktury. Skrzydło północno-wschodnie natomiast nie zapada już tak głęboko i jest nieco bardziej połogie. Niepokojące mogą się wydawać widniejące na interpretacji uskoki. Ich obecność jednak jest trudna do jednoznacznego stwierdzenia ze względu na niski stosunek sygnału do szumu w tym obszarze.



Fig. 1.1.3\_30 Struktura Lutomierska - skan czasowego profilu sejsmicznego 2-4-78W

# Regionalne modele przestrzenne dla utworów dolnej jury i dolnego triasu (Bartosz Papiernik, Marek Hajto, Jacek Chełmiński, Ewa Szynkaruk, Maciej Tomaszczyk)

Współcześnie, modelowanie własności ośrodka geologicznego najczęściej odbywa się według schematu dwuetapowego. Pierwszym krokiem jest stworzenie modelu litologiczno-facjalnego, który wraz z wcześniej przyjętym typem warstwowania (layering) będzie w dalszej części sterował procesem interpolacji parametrów zbiornikowych. Niezależnie od przyjętego schematu modelowania, przestrzenna estymacja modelu 3D odbywa się "wzdłuż" wyznaczonych warstw (layers), wg zasad interpolacji numerycznej.

Model litologiczno - facjalny (bądź tylko litologiczny lub facjalny) jest konstruowany na podstawie bezpośrednich informacji geologicznych uzyskiwanych w trakcie wiercenia – zwiercin i rdzenia podlegających analizom chemicznym i petrograficznym. Wspomagającą, a często podstawową informację ilościową stanowią wyniki interpretacji litologiczno-facjalnej krzywych geofizycznych (patrz **Fig. 1.1.3\_31**).

Dane litologiczne (facjalne) niezależnie od tego czy są to punktowe obserwacje laboratoryjne czy ciągły zapis krzywych geofizycznych, są przetwarzane w format danych dyskretnych, w którym poszczególne typy litologii, facji czy wydzielenia stratygraficzne są kodowane w postaci liczbowej. (Dubrule 1998, 2003; Papiernik, Zając 2003; Mastalerz et al. 2006).



Fig. 1.1.3\_31 Przykład dyskretnego modelu litologicznego

Dyskretny format danych litologicznych nakłada znaczące ograniczenia na proces interpolacji, nie można jej bowiem wykonać stosując ciągłe techniki obliczeniowe. Przykładowo: uśrednienie litologii zakodowanych jako 1 i 3 wprowadziłoby litologię o kodzie 2 tam, gdzie jej nie ma. By uniknąć tego rodzaju zafałszowań przestrzenne symulacje zmienności litologiczno – facjalnej są wykonywane specjalnie dostosowanymi algorytmami wskaźnikowymi - deterministycznymi bądź stochastycznymi.

Państwowy Instytut Geologiczny do procesów modelowania przestrzennego wykorzystuje oprogramowanie GoCad należący do grupy oprogramowań typ "CAD", w których osnowa stratygraficzna budowana jest w oparciu o parametryczne powierzchnie, które dla jednej lokalizacji x, y mogą wykazywać więcej niż jedną wartość z, wykorzystując do budowy modelu przestrzennego algorytm Discrete Smooth Interpolation (Mallet 2002, Mallet 2008).

W praktyce badawczej pełen zakres czynności niezbędnych do opracowania statycznego modelu w formie grida 3D jest niezwykle szeroki i w przypadku zastosowania pełnej procedury interpretacyjnej wymaga wykonania następujących zasadniczych etapów prac:

✓ Opracowanie bazy danych otworowych oraz wykonanie geologicznej, geofizycznej i litologicznozłożowej interpretacji profili wierceń 1D;

✓ Interpretacja danych sejsmicznych (2D lub 3D) w domenie czasowej i ich konwersja czasowogłębokościowa (do domeny głębokości) (opcjonalne);

✓ Opracowanie map strukturalnych w formacie regularnych siatek interpolacyjnych [RSI] (gridów 2D) na podstawie danych:

- sejsmicznych i otworowych;

- cyfrowanych map archiwalnych i danych otworowych;

danych otworowych (na ogół tylko mapy prędkości średnich bądź interwałowych w przypadku potrzeby dokonania konwersji czasowo głębokościowej.

Stworzenie przestrzennego (3D) modelu strukturalnego z wykorzystaniem opracowanych RSI (patrz **Fig. 1.1.3\_32**, **33** i **34**) i interpretacji tektoniki nieciągłej:

- Utworzenie sekwencji stratygraficznych (*Sequence, Zone*) wraz z dyslokacjami;
- Wprowadzenie warstwowania wewnątrz sekwencji stratygraficznych (*layers*).

Utworzenie modelu facjalnego lub litologicznego na podstawie danych otworowych:

Uśrednienie danych litologicznych w profilach utworów (*wells upscaling, well model*);

A Przestrzenne modelowanie zmienności facjalnej w wydzielonych sekwencjach i warstwach, z zastosowaniem algorytmów deterministycznych bądź stochastycznych.

Wykorzystanie interpretacji sejsmiki i atrybutów sejsmicznych (sejsmika 2D i 3D) do interpretacji strukturalno-tektonicznej i 3D modelowania wewnętrznej zmienności parametrów fizycznych ośrodka skalnego.

Modelowanie zmienności parametrów petrofizycznych (porowatości, zailenia przepuszczalności) z wykorzystaniem wyników modelowań strukturalnych i litologiczno-facjalnych:

Tworzenie podstawowych modeli jak np. modele porowatości i zailenia dla poszczególnych sekwencji i

litologii;

Tworzenie modeli pochodnych, takich jak np. jakość uszczelnień czy jakość skał zbiornikowych w sekwencjach stratygraficznych.

Wyniki modelowania 3D można przedstawiać w postaci rysunków pseudo trójwymiarowych – map i tzw. diagramów płotowych (*fence diagrams*) bądź w formie dwuwymiarowych map odzwierciedlających uśrednione wartości wybranych parametrów i sekwencji/warstw/facji.

Osiągnięcie zadowalających jakościowo rezultatów modelowania 3D jest możliwe w zasadzie wyłącznie przy użyciu specjalistycznego oprogramowania obejmującego szereg modułów interpretacyjnych, funkcjonujących jako samodzielne programy lub skupionych w pakiety.



Fig. 1.1.3\_32 Mapa strukturalna stropu jury środkowej, dolnej i triasu (zarysy rozpatrywanych struktur – kolor granatowy)



Fig. 1.1.3\_33 Mapa strukturalna stropu triasu górnego (zarysy rozpatrywanych struktur – kolor granatowy)



Fig. 1.1.3\_34 Mapa strukturalna stropu środkowego pstrego piaskowca (zarysy rozpatrywanych struktur – kolor granatowy)

# Rejon II - GZW, oraz Opracowanie przestrzennych modeli facjalnych dla GZW (1.1.27 - GIG)

#### (Janusz Jureczka, Marek Gałka – PIG-PIB OG)

#### (Jarosław Chećko – GIG)

Zgodnie z założeniami Projektu, punkt **1.1.3** "Wykonanie przestrzennych modeli facjalnych potencjalnych poziomów zbiornikowych i poziomów ekranujących" dla rejonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) obejmował także zagadnienia szczegółowe, realizowane przez Główny Instytut Górnictwa (GIG) w ramach punktu **1.1.27** – "Opracowanie przestrzennych modeli facjalnych dla GZW", przy współudziale Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego Oddział Górnośląski (PIG-PIB OG).Prace PIG-PIB OG skupiały się głównie na części wstępnej (analizie profili otworów wiertniczych i poziomów korelacyjnych), określeniu przebiegu profili korelacyjnych oraz wykonaniu komputerowej bazy danych profili litologicznych otworów. Prace GIG skupiały się głównie na opracowaniu korelacji facjalnych w wybranych rejonach badawczych.

#### OPRACOWANIE PRZESTRZENNYCH MODELI FACJALNYCH DLA GZW

W ramach realizacji zadania na podstawie analizy profili otworów wiertniczych, opisu rdzeni i wyników badań stratygraficznych wykonano szereg korelacji międzyotworowych poziomów zbiornikowych i uszczelniających w rejonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wykonanie korelacji poprzedzone zostało analizą ok. 150 otworów wiertniczych pod kątem wyboru profili do interpretacji oraz określeniem metodyki prac. Dla wybranych profili wykonano identyfikację i korelację horyzontów reperowych oraz poziomów zbiornikowych i uszczelniających. Wykonane prace zostały oparte o dane z otworów wiertniczych przygotowanych i opracowanych przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy Oddział Górnośląski w Sosnowcu. Do wykonania niniejszego opracowania wykorzystane zostały dane z otworów wiertniczych odwierconych głównie w latach 1965-1995, w tym otworów parametrycznych Państwowego Instytutu Geologicznego (odwierconych w latach 1977-1988), otworów firmy Amoco (odwierconych w latach 1994-1996) oraz z otworów poszukiwawczych wierconych za węglem i w znacznie mniejszym stopniu z otworów wierconych przez firmy naftowe.

Przeprowadzona w ramach innych punktów "Projektu..." analiza budowy geologicznej zagłębia wykazała, że na jego obszarze potencjalne pod względem składowania CO2 mogą być utwory dwóch karbońskich jednostek litostratygraficznych – **górnośląskiej serii piaskowcowej** i **krakowskiej serii piaskowcowej**, a w profilu utworów nadkładu – kompleks **warstw dębowieckich** zalegający w spągowej części miocenu, na ogół bezpośrednio na stropie karbonu górnego – **Fig. 1.1.3\_35**. Pewne potencjalne możliwości mogą mieć również utwory zalegającej poniżej utworów węglonośnych, a mianowicie część serii węglanowej (karbon dolny) oraz serii terygenicznej dewonu dolnego i kambru. Serie te zalegają jednak na dużych głębokościach (z wyjątkiem niewielkiego obszaru w skrajnie południowej części GZW) i są w znikomym stopniu rozpoznane geologicznie, w związku z czym odstąpiono od ich charakterystyki.

Ze względu na zasięg nieprzepuszczalnych ilastych utworów miocenu oraz budowę strukturalną utworów karbonu obszary badań dla krakowskiej serii piaskowcowej i górnośląskiej serii piaskowcowej ograniczono wyłącznie do centralnej, wschodniej i południowej części zagłębia – **Fig. 1.1.3\_35**. Z kolei dla warstw

dębowieckich w badaniach nie uwzględniono skrajnej południowo-wschodniej części zagłębia, gdzie utwory te zalegają pod nasunięciem karpackim na znacznych głębokościach, a praktycznie ze względu na stan rozpoznania skupiono się głównie na części zachodniej wstępowania tych warstw.



Fig. 1.1.3\_35 Rozmieszczenie obszarów badań na obszarze GZW

# Karbon górny - górnośląska seria piaskowcowa (GSP)

Na wyznaczonym obszarze badań (**Fig. 1.1.3\_35**, kolor brązowy) górnośląska seria piaskowcowa w profilu utworów węglonośnych karbonu górnego zalega pod przykryciem serii mułowcowej, a w części centralnej i wschodniej tego obszaru także pod przykryciem krakowskiej serii piaskowcowej. W nadkładzie utworów karbonu na całym obszarze badań GSP występują miąższe utwory ilasto margliste formacji skawińskiej miocenu.

Rejony badań szczegółowych w obrębie występowania utworów GSP wyznaczono kartograficznie w ramach innych punktów "Projektu..." na podstawie danych geologicznych z wierceń (w tym zalegania stropu GSP na głębokościach co najmniej 800-850 m i jej miąższości nie mniejszej niż 50-100 m) oraz map geologicznostrukturalnych karbonu (Jureczka i in., 2005). Pewne znaczenie miało również uwzględnienie położenie czynnych kopalń węgla kamiennego, w których pokłady tej serii znajdują się w zasięgu eksploatacji do głębokości 1000-1200 m. Uwzględniając powyższe założenia wytypowano trzy potencjalne rejony badań pod kątem składowania CO2 (**Fig. 1.1.3\_36**). Potencjalne pod kątem składowania CO2 rejony badań (**Fig. 1.1.3\_36**) znajdują się w centralnej i południowej części zagłębia na obszarze rozległej struktury zwanej niecką główną ku południowi przechodzącej w drugą strukturę brachysynklinalną – nieckę skoczowską. Są to następujące trzy rejony:

<u>Rejon Piasek-Studzienice</u> w części centralnej GZW – pomiędzy kopalniami "Krupiński" i "Piast"

 <u>Rejon Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice</u> w części południowej GZW – pomiędzy kopalniami "Pniówek" i "Brzeszcze-Silesia" Ruch "Silesia"

<u>Rejon Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie</u> w części południowej GZW – na południowy wschód od kopalń Jastrzębskiej Spółki Węglowej.

Dla każdego rejonu wykonane zostały tabele korelacyjne profili utworów górnośląskiej serii piaskowcowej i utworów nadkładu (szczegółowo przedstawione z załącznikach: GSP/1, GSP/2a, GSP/2b, GSP/3a, GSP/3b). Łącznie w 5 tabelach korelacyjnych ujęto 25 otworów:

✓ GSP/1 – Rejon Piasek-Studzienice: Amoco-Czarnków 1, Piasek IG-1, Amoco Studzienice 1, Amoco Świerczyniec 1

✓ GSP/2a – Rejon Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice – część zachodnia: Warszowice Pawłowice TXA,
Pawłowice 19, Studzionka IG-1, Pawłowice 6, Pawłowice 12, Pawłowice 11

GSP/2b – Rejon Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice – część wschodnia: Pszczyna 81, Amoco-Poręba 1, Amoco-Łąka 1, Łąka IG-1, Amoco-Goczałkowice 1, Amoco-Pszczyna 1

✓ GSP/3a – Rejon Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie – część północna: Zebrzydowice IG-53,
Zebrzydowice 10, Drogomyśl IG-1, Chybie IG-1, Czechowice IG-1

✓ GSP/3b - Rejon Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie - część południowa: Kaczyce 14, Kaczyce 27, Dębowiec IG-1, Rudzica IG-1

Wybór otworów do korelacji utworów górnośląskiej serii piaskowcowej był mocno ograniczony ze względu na znaczną głębokość zalegania serii, zwłaszcza w rejonach badawczych Piasek-Studzienice i Pawłowice-Pszczyna Ćwiklice. Przebieg linii korelacyjnych przedstawiono na **Fig. 1.1.3\_37** i **38**, a tabele korelacyjne na figurach oznaczonych GSP/1, GSP/2a, GSP/2b, GSP/3a, GSP/3b (**Fig. 1.1.3\_39**).



Fig. 1.1.3\_37 Rejony badań szczegółowych górnośląskiej serii piaskowcowej na mapie strukturalnej spągu serii



Fig. 1.1.3\_38 Profile korelacyjne w rejonach badawczych GSP: Piasek-Studzienice i Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice na mapie strukturalnej spągu serii



Fig. 1.1.3\_39 Profile korelacyjne w rejonie badawczym GSP Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie na mapie strukturalnej spągu serii













3-56

We wszystkich wyznaczonych rejonach badawczych utwory górnośląskiej serii piaskowcowej zalegają na ogół znacznie poniżej głębokości 800 m (zaznaczona na powyższych tabelach korelacyjnych czerwoną linią rzędna -550 m n.p.m. odpowiada mniej więcej tej głębokości liczonej od powierzchni terenu). Tylko w skrajnie południowo-wschodniej części rejonu Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie strop serii zbliża się do głębokości ok. 850 m (GSP/3b – Rudzica IG-1). W pozostałej części tego rejonu strop GSP zalega na głębokościach poniżej 1000 m, sięgając nawet 1700 m (GSP/3a – Zebrzydowice 10). Również w dwóch pozostałych rejonach badawczych strop GSP zalega na głębokościach poniżej 1000-1100 m, sięgając 1565 m (GSP/2b – Amoco Pszczyna 1) w rejonie Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice oraz 1538 m (GSP/1 – Amoco Świerczyniec 1) w rejonie Piasek-Studzienice. Przy czym, ze względu na brak rozpoznania geologicznego maksymalne głębokości zalegania stropu GSP w obu tych rejonach należy przyjąć o ok. 200-250 m większe, co potwierdzają mapy geologiczno-strukturalne (Jureczka i in., 2005). Głębokość zalegania spągu GSP wg map geologiczno-strukturalnych (Jureczka i in., 2005) jest zróżnicowana w granicach (wartości przybliżone):

- 1100-1850 m w rejonie Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie
- 1050-2050 m w rejonie Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice
- 1350-2050 m w rejonie Piasek-Studzienice.

Litologicznie utwory górnośląskiej serii piaskowcowej są dość zróżnicowane. Na ogół zdecydowaną przewagę mają utwory gruboklastyczne (piaskowce średnio- i gruboziarniste, często różnoziarniste, znacznie rzadziej zlepieńce). W stropowej części serii na ogół przeważają utwory drobnoklastyczne (iłowce i mułowce). Z tego powodu dla potencjalnego składowania CO2 perspektywiczny jest spągowy odcinek serii (odpowiadający warstwom siodłowym), w którym dominują utwory gruboklastyczne oraz grube pokłady węgla.

We wszystkich otworach badanych rejonów w nadkładzie górnośląskiej serii piaskowcowej występują utwory serii mułowcowej o zróżnicowanej litologii, ale w przewadze zbudowanej z utworów drobnoklastycznych (zwłaszcza w dolnej części serii odpowiadającej warstwom załęskim). Miąższość serii mułowcowej jest silnie zróżnicowana, na ogół w granicach kilkuset metrów (maksymalnie sięgając 1200 m), z wyjątkiem skrajnie południowo-wschodniej części rejonu Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie, gdzie jest ona znacznie mniejsza (nawet poniżej 100 m).

Całość utworów karbonu w omawianych rejonach jest przykryta ilastymi utworami miocenu (w tabelach oznaczone kolorem żółtym). Utwory te mają zróżnicowaną miąższość, na ogół nie mniejszą niż 150-200 m, a w rejonie Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie przekraczającą nawet 1000 m.

# Karbon górny - krakowska seria piaskowcowa (KSP)

Obszar badań w obrębie występowania utworów krakowskiej serii piaskowcowej wyznaczono kartograficznie w ramach innych punktów "Projektu..." Obszar ten wyznaczono na podstawie danych geologicznych z wierceń (w tym zalegania spągu krakowskiej serii piaskowcowej na głębokościach, co najmniej 850-900 m) oraz map geologiczno-strukturalnych karbonu (Jureczka i in., 2005). Istotne znaczenie miało również uwzględnienie położenie czynnych kopalń węgla kamiennego, które eksploatują pokłady krakowskiej serii piaskowcowej. Uwzględniając powyższe założenia wytypowano trzy potencjalne rejony badań KSP w we wschodniej, centralnej i południowej części GZW (**Fig. 1.1.3\_40**):

**Rejon Zgoń-Kobiór** w części centralnej – pomiędzy kopalniami "Bolesław Śmiały" i "Krupiński" oraz "Piast";

**Rejon Pszczyna-Ćwiklice** w części południowej – bezpośrednio na północ od kopalni "Brzeszcze-Silesia" Ruch "Silesia";

Rejon Polanka-Zator-Spytkowice w części wschodniej – na południowy-wschód od kopalni "Janina".

Dla każdego rejonu wykonane zostały tabele korelacyjne profili utworów krakowskiej serii piaskowcowej i utworów nadkładu (szczegółowo zestawione na załącznikach (rysunkach): KSP/1, KSP/2, KSP/3). Łącznie w 3 tabelach korelacyjnych ujęto 20 otworów;

<u>KSP/1 – Rejon Zgoń-Kobiór</u>: Woszczyce IG-1, Kobiór 92, Amoco Zgon 1, Kobiór 93, Studzienice 7, Świerczyniec IG-24

<u>KSP/2 – Rejon Pszczyna-Ćwiklice</u>: Pszczyna 34, Ćwiklice 1, Ćwiklice IG-26, Międzyrzecze Bieruń 81, Międzyrzecze Bieruń 82

<u>KSP/3 – Rejon Polanka-Zator-Spytkowice</u>: Poręba Wielka IG-1, Oświęcim-Polanka 9, Oświęcim-Polanka 2, Podolsze 40, Rozkochów 8, Spytkowice XXIV, Spytkowice 123, Ryczów 3, Ryczów 4.

Przebieg linii korelacyjnych przedstawiono na **Fig. 1.1.3\_41** i **42**, a tabele korelacyjne na Rysunkach oznaczonych KSP/1, KSP/2, KSP/3.



Fig. 1.1.3\_40 Rejony badań szczegółowych krakowskiej serii piaskowcowej na mapie strukturalnej spągu serii



Fig. 1.1.3\_41 Profile korelacyjne w rejonach badawczych KSP: Zgoń-Kobiór i Pszczyna-Ćwiklice na mapie strukturalnej spągu serii



Fig. 1.1.3\_42 Profil korelacyjny w rejonie badawczym KSP Polanka-Zator-Spytkowice na-Ćwiklice na mapie strukturalnej spągu serii







W wyznaczonych rejonach badawczych utwory krakowskiej serii piaskowcowej zalegają na zróżnicowanych głębokościach, na ogół poniżej 300-350 m (strop serii). We wszystkich tych rejonach część profilu KSP przekracza przyjmowaną do składowania CO2 graniczną głębokość 800 m (zaznaczona na powyższych tabelach korelacyjnych czerwoną linią rzędna -550 m n.p.m. odpowiada mniej więcej tej głębokości liczonej od powierzchni terenu). Stosunkowo najmniejszy zasięg poniżej głębokości 800 m utwory krakowskiej serii piaskowcowej mają w rejonie Zgoń-Kobiór i właściwie można powiedzieć, że w tym rejonie spąg KSP oscyluje wokół tej głębokości (maksymalnie sięgając 900 m w otworze Studzienice 7).

Znacznie korzystniej pod kątem zalegania utworów KSP poniżej głębokości 800 m przedstawiają się dwa pozostałe rejony badawcze. Praktycznie w całym rejonie Pszczyna-Ćwiklice omawiane utwory zalegają częściowo poniżej głębokości 800 m, a ich miąższość poniżej tej głębokości na ogół znacznie przekracza 50 m sięgając ponad 500 m w otworze Międzyrzecze-Bierun 81 (głębokość spągu KSP – 1314,60 m). Również w rejonie Polanka-Zator-Spytkowice spągowa część profilu krakowskiej serii piaskowcowej na ogół zalega poniżej głębokości 800 m, sięgając 1040 m w otworze Ryczów 4.

Podstawowe znaczenie ma fakt, że w każdym z wyznaczonych rejonów, gdzie utwory krakowskiej serii piaskowcowej zalegają poniżej poziomu 800 m utwory te kontynuują się powyżej tego poziomu do głębokości w granicach na ogół 200-400 m i dopiero nad ich stropem zalega kompleks nieprzepuszczalnych utworów ilastych miocenu. Inaczej mówiąc, w obrębie krakowskiej serii piaskowcowej powyżej głębokości 800 m nie można wyznaczyć żadnego nieprzepuszczalnego pakietu ilastego o miąższościach rzędu 50 m i większych. Występujące tu przeławicenia skał ilasto-mułowcowych (często z pokładami węgla) na ogół nie przekraczają 15-20 m grubości i są bardzo zmienne lateralnie. Praktycznie w całym profilu krakowskiej serii piaskowcowej (od spągu do stropu) dominują utwory gruboklastyczne (piaskowce średnio- i gruboziarniste, często różnoziarniste oraz zlepieńce), sumarycznie często sięgając 90% miąższości profilu całej serii, zwłaszcza w rejonach Pszczyna-Ćwiklice i Polanka-Zator-Spytkowice. Tylko w niektórych otworach rejonu Zgoń-Kobiór w profilu KSP występują większe przewarstwienia skał ilasto-mułowcowych, ale jest to rejon, w którym utwory KSP, rzadko przekraczają głębokość 800 m (i na ograniczonych obszarach), a ponadto trudno tu jest wydzielić stały – dający się prześledzić lateralnie – pakiet osadów drobnoklastycznych.

#### Miocen - warstwy dębowieckie

Obszar występowania warstw dębowieckich wyznaczono kartograficznie w ramach innych punktów "Projektu..." na podstawie danych ze 130 otworów wiertniczych. Rozpoznanie geologiczne tego obszaru jest bardzo zróżnicowane – **Fig. 1.1.3\_43**. Jest to głównie rozpoznanie otworami wiertniczymi, a także badaniami sejsmicznymi. Otwory wiertnicze charakteryzują się zróżnicowanym stopniem wiarygodności informacji, obok pełnordzeniowych otworów, w tym parametrycznych otworów PIG, zlokalizowano tu także znaczną ilość bezrdzeniowych otworów naftowych. Najcenniejsze są informacje z parametrycznych otworów Państwowego Instytutu Geologicznego, w których wykonano różnego rodzaju kompleksowe badania. W obrębie występowania utworów warstw dębowieckich w oparciu o kryteria geologiczne wstępnie wybrano dwa rejony badawcze:

"<u>Cieszyn-Skoczów-Czechowice</u>" – w południowo-zachodniej części GZW i jego bezpośrednim obrzeżeniu

– "Kęty-Andrychów" – w południowej części GZW i jego bezpośrednim obrzeżeniu.

W zakresie rozpoznania geologicznego zdecydowanie korzystniej wygląda część zachodnia warstw dębowieckich, w której został wyznaczony podstawowy obszar badań dla warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice. Dla rejonu Kęty-Andrychów praktycznie brak jest informacji geologicznych pozwalających z większym przybliżeniem określić litologię i zmienność facjalną warstw dębowieckich.

Dla rejonu **Cieszyn-Skoczów-Czechowice** zostało wykonanych 6 szczegółowych przekrojów geologicznych pod kątem analizy facjalnej warstw dębowieckich, jako potencjalnego kolektora, oraz utworów nadkładu – **Fig.1.1.3\_44** (3 przekroje o kierunku W-E – załącznik DEB/1 i 3 przekroje kierunku N-S – załącznik DEB/2; do niniejszego Raportu ze względu na rozmiary, przekroje zostały dołączone w 3 grupach po dwa przekroje). Łącznie na przekrojach ujęto 20 otworów:

## przekroje o kierunku W-E

- ▲ I-I': Cieszyn IG-1, Zamarski IG-1, Bielowicko IG-1, Pogórz 1, Jaworze IG-1
- II-II' Ochaby Wielkie 1, Rudzica IG-1, Międzyrzecze M1

A III-III' Zabłocie 1, Ligota IV, Czechowice Ig-1, Ligota d

# przekroje o kierunku N-S

- IV IV': Ogrodzona 1, Bielowicko IG-1, Dębowiec IG-1, Ochaby Wielkie 1, Zabłocie 1
- V-V': Pogórz 2, Pogórz 1, Bielowicko IG-1, Roztropice, Rudzica IG-1, Chybie IG-1
- VI-VI': Jaworze IG-1, Jasienica 2, Bronów I, Ligota IV

Otwór	Miąższość warstw dębowieckich [m]			Podłożo
	cała	część piaszczysta	część zlepieńcowa	Pouloze
Drogomyśl IG-1	44,60	16,10	28,50	karbon – seria mułowcowa
Chybie IG-1	83,50	66,90	16,60	karbon – seria mułowcowa
Dębowiec IG-1	108,85	46,05	62,80	miocen - formacja kłodnicka
Bielowicko IG-1	124,00	25,60	98,40	miocen - ogniwo zamarskie
Rudzica IG-1	49,80	20,00	29,80	karbon – seria mułowcowa
Czechowice IG-1	30,10	-	30,10	karbon – seria mułowcowa
Cieszyn IG-1	87,00	-	87,00	spływ grawitacyjny fliszu karpackiego
Zamarski IG-1	85,8	18,00	67,80	miocen - ogniwo zamarskie

Tabela 1.1.3\_1 Rozkład miąższości warstw dębowieckich w podziale na część piaszczystąi część zlepieńcowąw otworach parametrycznych PIG

W rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice warstwy dębowieckie tworzą utwory gruboklastyczne – piaskowce i zlepieńce o miąższościach zmiennych w przedziale od kilku-kilkunastu metrów do 250 m (na ogół w granicach 70-120 m), które wypełniają zagłębienia w stropie utworów paleozoicznych i zalegają na ogół na utworach karbońskich lub dewońskich (lub też – rzadziej – w głębokich rynnach erozyjnych zalegają na starszych utworach mioceńskich warstw zamarskich lub zebrzydowickich). Przykryte są nieprzepuszczalnymi osadami ilastymi miocenu formacji skawińskiej, bądź też, na ograniczonym obszarze, zalegają bezpośrednio pod nasunięciem fliszu karpackiego.

Wyróżniającą cechą gruboklastystycznych osadów dębowieckich jest wyraźna, normalna gradacja uziarnienia w profilu pionowym. W profilach otworów obserwuje się stopniową zmianę wielkości ziaren od

najgrubszych w spągu warstw (głazowiska, zlepieńce gruboziarniste z blokami skał o wielkości do 30-40 cm) do drobnych w stropie (piaskowce drobno- i średnioziarniste). W profilu wyższej – piaszczystej – części warstw dębowieckich przeważają piaskowce średnio- i gruboziarniste, czasem różnoziarniste. Piaskowce te są słabo zwięzłe, wapniste, lityczno-arkozowe, często o przekątnej laminacji podkreślonej zmianą uziarnienia lub muskowitem. Z kolei w niższej – zlepieńcowej – części warstw dębowieckich przeważają zlepieńce drobno- i średnioziarniste, czasem różnoziarniste, na ogół słabo zwięzłe, o rozproszonym lub zwartym szkielecie ziarnowym, polimiktyczne. Obie te części – piaszczysta i zlepieńcowa – mają zróżnicowaną miąższość, na ogół większą miąższość ma część niższa – zlepieńcowa, w niektórych otworach tworzy ona cały profil warstw dębowieckich – **Tabela 1.1.3\_1.** Jedną z zasadniczych cech warstw dębowieckich są również lateralne zmiany uziarnienia. Grubsze frakcje dominują w części południowej omawianego obszaru. Ku północy zmniejsza się wielkość ziaren w całym kompleksie osadów. W północnej i północno-zachodniej części obszaru najgrubszymi frakcjami osadów dębowieckich są zlepieńce drobnoziarniste, a w profilu przeważają piaskowce różnoziarniste.



Fig. 1.1.3\_43 Rejony badań warstw dębowieckich na mapie stropu tych warstw



**Fig. 1.1.3\_44** Rozmieszczenie analizowanych otworów w zachodniej części obszaru występowania warstw dębowieckich – rejon Cieszyn-Skoczów-Czechowice



- 200 - 305 -+00

-926

- 400 - 700 - 400 - 400 - 1000 - 1100

SK

DEB

Legenda - patrz załącznik 7

DEB

SM

-108--200--200--400 -500 -200--700--800--300-

-1000



Legenda - patrz załącznik 7



## **Rejon III - Mazowsze**

## Korelacje międzyotworowe - jura (Anna Feldman-Olszewska)

Na podstawie analizy krzywych geofizycznych, opisu rdzeni i prób okruchowych oraz wyników analiz stratygraficznych wykonano 14 korelacji pomiędzy 77 otworami wiertniczymi (**Fig. 1.1.3\_45**).

1. Krośniewice IG 1 – Kutno 1 – Wojszyce IG 3 – Wojszyce IG 1a – Wojszyce IG 4 – Gostynin IG 3 (Fig. 1.1.3\_46).

2. Wojszyce IG 4 – Żychlin IG 3 – Żychlin 4 – Łowicz IG 1 (Fig. 1.1.3\_47).

3. Łowicz IG 1 – Kompina 2 – Różyce IG 2 – Różyce 1 (Fig. 1.1.3\_48).

4. Sochaczew 1 – Sochaczew 3 – Sochaczew 2 – Wyszogród 1 (Fig. 1.1.3\_49).

5. Gostynin 5 – Gostynin 6 – Gostynin IG 1/1a – Gostynin 7 – Gostynin IG 4 (Fig. 1.1.3\_50).

6. Kamionki IG 3 – Bielsk 2 – Bielsk 1 – Bodzanów GN 2 – Bodzanów GN 3 – Bodzanów GN 1 – Bodzanów IG 1 (**Fig. 1.1.3\_51**).

7. Wielgie IG 2 – Karnkowo IG 1 – Lipno 1 – Lipno 2 (Fig. 1.1.3\_52).

8. Sierpc 2 – Polik IG 1 – Bieżuń 2 – Bieżuń 1 – Gradzanowo 4 – Gradzanowo 2 – Gradzanowo 3 (**Fig. 1.1.3\_53**).

9. Cieszkowo 1 – Płońsk 8 – Płońsk 9 – Płońsk IG 2 – Płońsk 4 (Fig. 1.1.3\_54).

10. Skierniewice GT 1 – Raducz IG 1 – Korabiewice IG 1 – Mszczonów IG 2 – Mszczonów IG 1 – Nadarzyn IG 1 – Warszawa IG 1 (**Fig. 1.1.3\_55**).

11. Szwejki 1 – Szwejki IG 3 – Białobrzegi IG 1 – Warka IG 1 – Magnuszew IG 1 (Fig. 1.1.3\_56).

12. Nasielsk 1 – Nasielsk 2 – Dębe 6 – Dębe 7 – Dębe 5 (Fig. 1.1.3\_57).

13. Pułtusk 3 – Pułtusk 1 – Radzymin 1 – Okuniew IG 1 – Dębe Wielkie 1 – Kołbiel 1 (Fig. 1.1.3\_58).

14. Czachówek 1 – Żyrów 1 – Żyrów 2 – Potycz 1 – Wilga IG 1 – Rębków 1 – Garwolin 1 – Sulbiny Górne 1 – Izdebno 1 (**Fig. 1.1.3\_59**).

Na profilach korelacyjnych wydzielono odcinki stanowiące potencjalne poziomy zbiornikowe oraz poziomy uszczelniające. Jako podstawę do wydzielenia kolektorów przyjęto minimalną miąższość piaskowców - 30 m, natomiast dla uszczelnienia założono minimum 50 m miąższości skał iłowcowych. Ponadto wyznaczono poziomy tzw. uszczelnień wspomagających o obniżonych parametrach miąższościowych lub, w obrębie których występują niewielkiej miąższości wkładki piaskowcowo-mułowcowe. Wyznaczono też poziomy kolektorów o miąższości 20-30 m, jako poziomy zbiornikowe dodatkowe, które mogą być uwzględniane w przypadku współwystępowania w otworze łącznie z kolektorami głównymi.
Na podstawie wymienionych szczegółowych korelacji międzyotworowych możliwe było precyzyjne przedstawienie miąższości, zasięgu, wieku oraz przestrzennego układu poszczególnych poziomów skał zbiornikowych oraz skał uszczelniających te poziomy.

**1.Antyklina Wojszyc**. Antyklina ta jest zbadana przez otwory wiertnicze jedynie w jej brzeżnych partiach (**Fig. 1.1.3\_46, 47**) (Dembowska, Marek, 1985; Feldman-Olszewska 2012). W centralnej części w 2010 r. odwiercono otwór Kaszewy 1<sup>1</sup>, który przewiercił pełny profil jury. Wyniki tego wiercenia zostały wykorzystane w niniejszym opracowaniu, lecz jego profil nie został zamieszczony w korelacjach.

**1.1.** Głównym poziomem zbiornikowym w obrębie antykliny Wojszyc, o najlepszych parametrach zbiornikowych, jest połączony poziom piaskowcowy aalenu dolnego (jura środkowa) i formacji borucickiej (toark górny – jura dolna). Aalen dolny budują piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu smużystym i falistym, niekiedy masywne lub zmarszczkowe. Rzadziej średnio- i gruboziarniste o warstwowaniu przekątnym. W ich obrębie często występują skamieniałości śladowe *Diplocraterion* isp. Są to utwory o genezie płytkomorskiej, przybrzeżnej / estuariowej. Ich miąższość osiąga około 100 m. Porowatość piaskowców zbadana licznymi próbami waha się w granicach 6-21% (głównie 10-20%), przepuszczalność zazwyczaj 30-200 mD. Formację borucicką tworzą piaskowce drobno- i średnioziarniste, ze smugami ilastymi lub masywne, z muskowitem, niekiedy o warstwowaniu przekątnym lub zmarszczkowym. Są to piaskowce pochodzenia fluwialnego. Ich miąższość jest bardzo zmienna i waha się od 86,5 m w szczycie poduszki do 286,5 m w jej partiach brzeżnych. Porowatość zbadana w wielu próbkach wynosi 7-26,79%, przepuszczalność zazwyczaj 100 do 2000 mD.

Głównym poziomem uszczelniającym dla opisanego powyżej połączonego poziomu zbiornikowego są czarne łupki ilaste wieku bajos dolny (część dolna) – aalen górny. Są to utwory pochodzenia pełnomorskiego, powstałe w warunkach anoksycznych lub silnie dysoksycznych (Feldman-Olszewska, 2012). Ich miąższość wynosi 186 – 250 m. Własności petrofizyczne były badane w kilku próbkach i wskazują na porowatość w zakresie 2 - 9%. Przepuszczalność uzyskano tylko dla 1 próbki, dla której wynosi ona 0,438mD.

Powyżej występuje drugi poziom uszczelniający reprezentowany przez łupki ilaste bajosu górnego. Ich geneza również wiąże się ze środowiskiem dysoksycznym głębszego szelfu. Miąższość poziomu uszczelniającego wynosi od 182 m do 387 m. Porowatość uzyskana dla 1 próbki iłowców z tego poziomu wynosi 3,31%, natomiast przepuszczalność 0,001 mD

Najwyżej położone uszczelnienie, utworzone przez łupki ilaste dolnego batonu powstałe w środowisku słabo dysoksycznym głębszego szelfu, ma miąższość 62 - 108 m, jednakże w szczycie struktury jego miąższość maleje do 7 m.

**1.2.** Następny poziom zbiornikowy wydzielono w dolnym odcinku formacji drzewickiej (pliensbach górny). W obrębie antykliny Wojszyc ten odcinek profilu przewiercono jedynie w 3 otworach wiertniczych (Kutno 1, Żychlin GN 4 i Kaszewy 1). W części centralnej i północno-wschodnim skrzydle antykliny miąższość kompleksu piaskowcowego wynosi 74 - 83 m. Są to bardzo drobno- i drobnoziarniste piaskowce masywne, o warstwowaniu poziomym lub przekątnym, niekiedy zmarszczkowym, laminacji poziomej lub falistej. W

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> W otworze Kaszewy-1 (Posyniak & Rosa, 2010) określono np. średnie porowatości (wg Haliburtona) dla formacji borucickiej – 15% i formacji drzewickiej – 14%.

otworze Kutno 1 natomiast występują jedynie dwa kompleksy o 15 - 25 m a dominują kompleksy iłowców masywnych lub heterolitów z rizoidami, uwęglonymi fragmentami roślin lub sieczka roślinną. Są to utwory pochodzenia fluwialnego (Pieńkowski, 2004). Porowatość mierzona w kilku próbach wynosi 14-20,5% (średnio około 18%), a przepuszczalność 1,5 – 438 mD (średnio około 200mD).

Poziomem uszczelniającym dla formacji drzewickiej jest formacja ciechocińska (toark dolny), niekiedy wraz z najwyższym odcinkiem formacji drzewickiej. Tworzą ją skały ilasto-mułowcowe barwy zielonej, heterolity oraz cienkie wkładki piaskowców. Są to utwory powstałe w obrębie zatoki brakicznej (Pieńkowski, *op. cit.*). Miąższość całego poziomu uszczelniającego wynosi na skrzydłach antykliny 73 – 93 m, przy czym po jej południowo-zachodniej stronie (Kutno 1) w jego obrębie występuje poziom piaskowcowy o miąższości około 25 m. W szczycie struktury miąższość formacji ciechocińskiej wynosi 85 m jednak w jej środkowym odcinku występuje kompleks piaskowcowy o miąższości 34 m. Powoduje to, że formacja ciechocińska nie spełnia kryteriów by samodzielnie tworzyć poziom uszczelniający. Ponieważ jednak występują ponad nią 2 znacznej miąższości poziomy uszczelniające aalenu i bajosu, może być ona traktowana jako uzupełniający poziom uszczelniający. Porowatość skał iłowcowych formacji ciechocińskiej zbadana w kilku próbkach wynosi 2,5 – 23,79% (średnio rzędu 3-4% dla utworów ilasto-mułowcowych), natomiast przepuszczalność zazwyczaj 0,001 – 0,011 mD lub nie udało się jej zbadać (średnio około 0.001 mD dla utworów ilasto-mułowcowych); w jednym pomiarze uzyskano wartość 5,922 mD.

**1.3.** Niżej w profilach otworów Żychlin GN4 i Kaszewy 1 stwierdzono dwa poziomy zbiornikowe w obrębie formacji ostrowieckiej (synemur). Ich miąższość waha się w przedziale 23,0 - 78,5 m Natomiast w otworze Kutno 1 miąższości poziomów piaskowcowych nie przekraczają 20 m. Rdzenie wiertnicze pobrane z utworów piaskowcowych (otwór Krośniewice IG 1) wskazują na ich fluwialną genezę. Natomiast rdzenie z wiercenia Kaszewy 1 wskazują na fluwialne pochodzenie utworów piaskowcowych dolnego poziomu zbiornikowego oraz płytkomorską genezę piaskowców z wyższego odcinka formacji. Nieliczne badania porowatości dały wyniki 10 – 20%, przepuszczalności 1 – 518 mD (głównie kilkadziesiąt mD).

Poziomem uszczelniającym dla opisanych powyżej kolektorów formacji ostrowieckiej są utwory iłowcowomułowcowe formacji gielniowskiej osadzone w środowisku morskim. Ich miąższość nie osiąga jednak wymaganych 50 m a dodatkowo nie jest to jednolity kompleks utworów drobnoziarnistych, występują w nim wkładki heterolitów i piaskowców. Dlatego poziom ten może być jedynie traktowany jako uszczelniający poziom wspomagający

**1.4.** Najniższy jurajski poziom kolektorski został wydzielony w dolnym i środkowym odcinku formacji zagajskiej. Miąższość tych poziomów zmienia się w przedziale 25 - 42 m. Są to piaskowce drobno- średnio- i gruboziarniste masywne, ze smugami ilastymi lub o warstwowaniu przekątnym, osadzone w środowisku rzecznym. Własności petrofizyczne tych piaskowców nie są jednak najlepsze, porowatość wynosi 7,0-18% (średnio około 10%), przepuszczalność 1,3 – 300 mD (średnio około 30 mD).

Pierwszym uszczelnieniem dla tych kolektorów mogą być utwory iłowcowo-mułowcowo-heterolitowe górnego odcinka formacji skłobskiej lub jego odpowiednika wiekowego przysuskiej formacji rudonośnej. Poziom ten może być jednak traktowany tylko jako uszczelnienie wspomagające, gdyż jego właściwości nie spełniają kryteriów wyznaczonych dla poziomu uszczelniającego.

**2. centralna część niecki płockiej (Fig. 1.1.3\_48, 49)**. W obrębie centralnego Mazowsza przebadane zostały: strefa rowu Kompina - Różyce oraz antykliny Sochaczewa i Wyszogrodu. Struktury te położone są blisko

siebie i wykazują zbliżone wykształcenie utworów jury środkowej i dolnej. W obrębie wszystkich wymienionych struktur głównym poziomem zbiornikowym jest, podobnie jak w obrębie pobliskiej antyklinie Wojszyc, połączony poziom piaskowcowy aalenu dolnego i formacji borucickiej. Miąższość tego zintegrowanego poziomu w strefie Kompina – Różyce wynosi 117,5 - 255,0 m, przy czym znajduje się on tu na znacznej głębokości od 2592.5 w otworze Różyce 1 do 3034,0 m w otworze Różyce IG 2. W rejonie antykliny Sochaczewa poziom ten osiąga miąższość około 100 m, przy czym tu występuje on na głębokości pomiędzy 2300 a 2800 m. W rejonie Wyszogrodu na podobnej głębokości nawiercono jedynie najwyższy odcinek tego kompleksu (aalenu dolnego). Pomierzone wartości porowatości piaskowców z obszaru Różyc wynoszą 16,16 - 21,62% (średnio około 18%), natomiast przepuszczalność 87,336 – 475,682 mD (średnio około 200 mD). Z pozostałych rejonów brak danych.

Poziomem uszczelniającym dla omawianego kolektora są utwory iłowcowe aalenu górnego i najniższego bajosu dolnego. W wierceniach Różyce IG 2 i Kompina 2 ma on znaczną miąższość sięgającą 115 m i 152 m. Wyniki analizy petrofizycznej wykonanej dla dwóch próbek z wiercenia Różyce IG 2 dały wartości 4,62 – 9,45% dla porowatości i 0,001 – 0,070 mD dla przepuszczalności. Jednak poza strefą rowu grubość tego pakietu maleje do około 10 -20 m zarówno w otworze Różyce 1, jak i na obszarze antykliny Sochaczewa, co powoduje, że nie może na tym obszarze być uznany za poziom uszczelniający. Na obszarze antykliny Wyszogrodu ponownie osiąga on wymaganą miąższość, która wynosi tu 60 m.

Powyżej występuje na całym obszarze drugi poziom uszczelniający, który tworzą utwory iłowcowomułowcowe dolnego odcinka górnego bajosu. Ich miąższość mieści się w przedziale 45,5 – 124,0 m. Jedynie w otworze Wyszogród 1 maleje do 37,5 m.

Na obszarze antykliny Sochaczewa, pomiędzy dwoma opisanymi poziomami uszczelniającymi, występuje dodatkowy poziom zbiornikowy, który tworzą piaskowce górnego odcinka bajosu dolnego o miąższości 34,0 – 65,0 m.

W obrębie utworów dolnej jury większość profilu pliensbachu, synemuru i hetangu w rejonie Kompina – Różyce oraz antykliny Sochaczewa wykształcona jest jako piaskowce. Tworzą one 3 lub 4 poziomy zbiornikowe o miąższości od 33,0 do 73,5 m, rozdzielone kilkumetrowymi wkładkami iłowcowo-mułowcowymi. Kilka pomiarów własności petrofizycznych tych piaskowców dało wartości porowatości od 14,47% do 19,57% oraz przepuszczalności w zakresie 15,33 – 522,835 mD.

Kompleksy te uszczelnione są od góry przez iłowce i mułowce formacji ciechocińskiej i najwyższego odcinka formacji drzewickiej. Miąższość poziomu uszczelniającego wynosi 86,0 m w wierceniu Sochaczew 1 i 75,5-83,5 m na obszarze Różyc. Natomiast w otworze Kompina 2 maleje ona do 25,0 m. Własności petrofizyczne tych utworów nie były badane.

**3.** Antyklina Gostynina (Fig. 1.1.3\_50). Antyklina Gostynina została rozpoznana przez jeden otwór który w pełni przewiercił profil jury środkowej i dolnej (Gostynin IG 1/1a) oraz 4 wiercenia które całkowicie przebiły utwory jury środkowej i częściowo jury dolnej. Uzyskany materiał pozwolił na uzyskanie obrazu zbliżonego do tego, który został opisany dla centralnej części niecki płockiej. Głównym poziomem zbiornikowym jest tu, podobnie jak w opisanych powyżej dwóch obszarach, zintegrowany poziom piaskowcowy aalenu dolnego i formacji borucickiej. We wszystkich wierceniach antykliny Gostynina jego miąższość jest podobna i wynosi 102,5 – 119,0 m. Wykonane badania własności petrofizyczne wskazują na bardzo dobre własności

zbiornikowe tego poziomu; wartości porowatości są w granicach 22,15 – 33,40% (średnio rzędu 25%) a przepuszczalności 197,464 – 574,602 mD (średnio rzędu 350 mD).

Opisany kolektor jest od góry uszczelniony przez cienki (20-30 m) kompleks łupków ilastych aalenu górnego – dolnego odcinka bajosu dolnego. Nieco wyżej stwierdzono znacznie grubszy kompleks łupków ilastych górnego bajosu. Jego miąższość waha się w przedziale 79,0 – 134,5 m. Nieliczne badania skał ilastych wskazują na porowatość równą 1,73 – 9,29% (średnio około 5%) i przepuszczalność 0,001 mD.

Dodatkowo, w otworze Gostynin IG 1/1a, stwierdzono w profilu starszej jury dolnej (pliensbach - hetang) 4 poziomy piaskowcowe o miąższości 42,5 - 66,0 m. Pomierzone wartości porowatości wynoszą od 8,94% do 25,95% (głównie > 20%), przepuszczalności 1,235 – 1930,756 mD (zazwyczaj >100mD). Wymienione poziomy rozdzielone są kompleksami występujących na przemian iłowców, heterolitów i piaskowców. Wszystkie 4 poziomy piaskowcowe uszczelnia od góry kompleks iłowcowo-mułowcowy formacji ciechocińskiej i najwyższego odcinka formacji drzewickiej. Jego miąższość wynosi od 70,0 – 114,0 m. Pomierzone wartości porowatości i przepuszczalności tych utworów są zmienne i wynoszą odpowiednio 2,65 – 28,38% i 0,001 – 512,515 mD (w przypadku iłowców wartości średnie parametrów są bliskie dolnej granicy.

### 4. północne Mazowsze (Fig. 1.1.3\_51, 52, 53, 54) (Feldman-Olszewska i in. 2012).

Na obszarze północnego Mazowsza stwierdzono obecność kilku poziomów zbiornikowych przykrytych 1-4 poziomami uszczelniającymi. Najwyższy poziom zbiornikowy zbudowany jest z dwóch połączonych kompleksów piaskowcowych, położonych w profilu w bezpośrednim następstwie: aalenu dolnego (jura środkowa) oraz formacji borucickiej (toark górny - jura dolna). Tak wykształcony poziom występuje na omawianym obszarze jedynie w rejonie Kamionek, Bielska i Bodzanowa. Jego miąższość na obszarze poduszki Kamionek wynosi 171,0 m (z 14,5 m wkładką utworów drobnoziarnistych w obrębie aalenu dolnego), 90,0 - 201,5 m w obrębie poduszki Bodzanowa oraz 235,5 – 282,0 m (z 50,0 – 85,0 m kompleksem skał mułowcowych i heterolitów w obrębie formacji borucickiej) w obniżeniu Bielska.

Aalen dolny charakteryzują nieliczne rdzenie z otworów Bodzanów GN 1, GN2, Bielsk 1, 2 i Kamionki IG 3. Są to piaskowce bardzo drobnoziarniste, masywne, jasnoszare, z rozproszoną uwęgloną materią organiczną, czasami dolomityczne, z wkładkami piaskowców gruboziarnistych o warstwowaniu przekątnym rynnowym oraz wkładkami mułowców ciemnoszarych z rizoidami lub uwęglonymi szczątkami roślin. Materiał rdzeniowy wskazuje na fluwialną genezę tych utworów, jednak jest on bardzo fragmentaryczny i nie jest wykluczone, że w obrębie tego kompleksu występują wkładki pochodzenia morskiego. Sugeruje to płytkomorskie/estuariowe wykształcenie piaskowców aalenu dolnego w położonym w kierunku SW rejonie poduszki Wojszyc (Feldman-Olszewska 2005, 2012). Własności petrofizyczne tych utworów są zazwyczaj dobre: porowatość 7,36 – 22,518% (średnio rzędu 18%), przepuszczalność pionowa wynosi zazwyczaj > 300 mD, pozioma >300 – 1099,34 mD.

Formację borucicką w rejonie Kamionki – Bielsk – Bodzanów tworzą: (1) drobnoziarniste, jasnoszare często prawie białe, masywne lub ze smugami ilastymi albo węglistymi, z rozproszoną uwęgloną materią organiczną lub soczewkami węgla, oraz (2) piaskowce średnio- i gruboziarniste, o warstwowaniu przekątnym rynnowym. Miejscami występują wkładki mułowców, często węglistych. Są to utwory pochodzenia fluwialnego, o bardzo dobrych własnościach petrofizycznych. Porowatość wynosi 10,65 –

22,77%, przepuszczalność pionowa 0,39 - > 300 mD (zazwyczaj >100 mD), pozioma 30,0 - >300 mD (zazwyczaj > 150 mD).

Omówiony poziom zbiornikowy uszczelniony jest od góry przez utwory drobnoziarniste aalenu górnego i prawdopodobnie najniższego odcinka bajosu dolnego. Poziom ten osiąga odpowiednią miąższość jedynie na obszarze poduszki Kamionek (45,0 - 52,0 m) oraz w rejonie Bielska (40,0 -59,0 m). W obrębie poduszki Bodzanowa maleje on do 12,0 - 25,0 m. Tworzą go iłowce, łupki ilaste i mułowce masywne pochodzenia morskiego. Pod względem własności petrofizycznych wykonano tylko jedną analizę iłowców aalenu górnego z otworu Kamionki IG 3, która dała porowatość 2,19%, natomiast przepuszczalności nie uzyskano. Na obszarze Bielsk - Bodzanów powyżej opisanego poziomu uszczelniającego, występuje jeszcze jeden poziom, który tworzą łupki i mułowce ilaste środkowego odcinka bajosu górnego. Są to iłowce masywne, o warstwowaniu lub laminacji soczewkowej, miejscami zbioturbowane, z *Planolites* isp., *Chondrites* isp. i *Teichichnus* isp. Miąższość tego poziomu zmienia się od 25 do 60 m. Badania petrofizyczne wykonano dla nielicznych prób, które dla iłowców dały porowatości rzędu kilku procent, przepuszczalności zazwyczaj nie badano.

Formacja borucicka na pozostałym obszarze północnego Mazowsza ma równie dobre parametry zbiornikowe. Jej miąższość wynosi 32,0–57,0 m. W rejonie Polika i Płońska porowatość piaskowców wynosi 21,29 – 30,99%, przepuszczalności zazwyczaj nie badano, w jednym przypadku uzyskano wartość 899,7 mD. Niestety w rejonie tym formacja borucicka nie ma uszczelnienia o odpowiedniej miąższości; zazwyczaj nie przekracza ono kilku metrów, jest słabej jakości lub brak go w ogóle.

Drugi poziom zbiornikowy stwierdzono w obrębie formacji drzewickiej (pliensbach górny – jura dolna), wydzielanej w zachodniej części omawianego obszaru. W rejonie Kamionek oraz Bielska kolektor stanowi jedynie dolny oraz środkowy odcinek formacji, natomiast na obszarze poduszki Bodzanowa obejmuje on prawie całą formację, bez jej najwyższego fragmentu. Miąższość poziomu piaskowcowego stanowiącego potencjalny poziom zbiornikowy wynosi od 45,0 m (Kamionki IG 3) do 112,0 m (Bodzanów GN 1). W rejonie Polik – Gradzanowo ma on wartości rzędu 90,0 – 110,0 m. W zachowanym materiale rdzeniowym z otworów Bodzanów GN 1, GN 3, IG 1, Bielsk 2 i Polik IG 1 stwierdzono obecność: (1) piaskowców drobno- i średnioziarnistych lub średnio- i gruboziarnistych, jasnoszarych, często prawie białych, masywnych, z okruchami węgla oraz (2) piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych, masywnych lub o warstwowaniu przekątnym, konwolutnym lub z bardzo licznymi klastami iłowca (niestateczne warstwowanie półsztywne) oraz 15 cm wkładką węgla (Polik IG 1), a także uwęgloną sieczką roślinną i muskowitem. Cechy te wskazują na fluwialną genezę opisywanego poziomu zbiornikowego. Parametry petrofizyczne tego kolektora wykazują: porowatość 12,061 – 20,874% (średnia rzędu 15%), przepuszczalność pionową 161,422 - > 300 mD, poziomą 46,92 – 1410,66 mD.

Poniżej występuje kolejny poziom zbiornikowy, który tworzą piaskowce formacji ostrowieckiej, przy czym w różnych rejonach jej występowania, jako kolektor można wydzielić całą formację (rejon Kamionki – Sierpc – Polik – Bieżuń – Gradzanowo), bądź jej część dolną (rejon Bielska) lub górną i dolną (poduszka Bodzanowa). Miąższość poziomu piaskowcowego wynosi odpowiednio 150,0 – 80,0 m (w rejonie Gradzanowa w części środkowej występuje 5-12 m przewarstwienie skał drobnoziarnistych), 120,0 m oraz 22,0-39,5 m (góra) i 21,0-59,0 m (dół). Nieliczne zachowane rdzenie z rejonu Kamionki – Bielsk – Bodzanów – Polik wskazują, że poziomy te tworzą piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste oraz średnio- i gruboziarniste, masywne, o warstwowaniu przekątnym rynnowym lub ze smugami węglistymi, czasem z sieczką roślinną lub kaolinitem w porach. Cechy te wskazują, że odcinki formacji ostrowieckiej uznane za poziomy zbiornikowe mają

fluwialną genezę. Wykonano nieliczne badania petrofizyczne tych piaskowców, które dały wartości porowatości od 14,55 – 27,98%, oraz przepuszczalności 0,4 – 1184,687 mD.

W stropie formacji ostrowieckiej występuje formacja gielniowska zbudowana z iłowców, mułowców, heterolitów i podrzędnie piaskowców. Zarówno jej wykształcenie litologiczne jak i miąższość wskazują, że nie może stanowić ona samodzielnego uszczelnienia dla występującego niżej kolektora. Może tylko tworzyć barierę spowalniającą przeciekanie dwutlenku węgla ku górze, w wyższe poziomy zbiornikowe.

Odpowiednikiem wiekowym formacji drzewickiej, gielniowskiej i ostrowieckiej jest formacja olsztyńska wydzielana na obszarze północno-wschodniego Mazowsza. Większość tej formacji budują piaskowce, stanowiące dobry poziom zbiornikowy. Miejscami występują w niej nieciągłe, kilkumetrowe wkładki skał drobnoziarnistych. Miąższość kolektora w obrębie formacji olsztyńskiej w rejonie Płońska jest od 93,5 m do 122,0 m. Z tego poziomu wykonano jedynie kilka analiz, z których uzyskano porowatości 25,09% oraz przepuszczalność 684,86 mD.

Poziomem uszczelniającym dla wszystkich trzech kolektorów omówionych powyżej (formacji drzewickiej, ostrowieckiej i olsztyńskiej) jest występująca na całym analizowanym obszarze formacja ciechocińska, często wraz z najwyższym odcinkiem formacji drzewickiej lub olsztyńskiej. Miąższość uszczelnienia zmienia się od 42,0 m do 96,0 m. Jedynie w otworze Gradzanowo 3 i Bodzanów GN 1 spada ona do 20 m. Znaczny odcinek formacji ciechocińskiej wykształcony jest w postaci iłowców i mułowców ilastych, masywnych, barwy szarozielonej, rozsypujących się listeczkowo, z fragmentami uwęglonej flory. Występują w nich wkładki mułowców o laminacji soczewkowej oraz heterolitów o warstwowaniu falistym a także piaskowców bardzo drobno- i drobnoziarnistych, o warstwowaniu smużystym, zmarszczkowym lub przekątnym rynnowym. Są to osady powstałe w rozległej zatoce brakicznej (Pieńkowski, 2004). Dla utworów ilastych z rejonu północnego Mazowsza, wykonano kilka analiz petrofizycznych, dla których uzyskano wartości porowatości w zakresie 1,53 – 11,56 % (średnia rzędu 4%). W nielicznych przypadkach, gdy udało się wykonać badanie przepuszczalności, uzyskano wartość 0,001 mD. Dla heterolitu z formacji ciechocińskiej uzyskano odpowiednio wartości 15,1% i 0,159 mD. Dane archiwalne dla różnych odcinków formacji ciechocińskiej (heterolity) wykazują porowatość w zakresie 3,67 – 22,59% i przepuszczalność od <0,1 do 50,92 mD.

Najniższym jurajskim poziomem zbiornikowym jest dolny odcinek formacji zagajskiej. Poziom ten występuje na całym omawianym obszarze, przy czym odpowiednią grubość osiąga wszędzie poza najbardziej północną (rejon Polik – Gradzanowo) (**Fig. 1.1.3\_53**) częścią Mazowsza, gdzie spada ona do kilku metrów. Na pozostałym obszarze miąższość kolektora w obrębie formacji zagajskiej wynosi 29,0 - 152,0 m. Nieliczne rdzenie uzyskane z tego poziomu wskazują, że są to: (1) piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, jasnoszare prawie białe, o warstwowaniu smużystym, zmarszczkowym lub masywne oraz (2) piaskowce średnio- i gruboziarniste jasnoszare, o warstwowaniu przekątnym rynnowym, ze smugami ilastymi i węglistymi lub masywne, niekiedy z klastami ilastymi. Są to utwory powstałe w środowisku rzecznym. Nieliczne analizy wykonane na materiale rdzeniowym wskazują na porowatość piaskowców rzędu 5,41 – 27,87%. Przepuszczalność mierzona była tylko w dwóch przypadkach i dała wynik 15,219 i 973,179mD. Należy przy tym dodać, że w rejonie Kamionki – Bielsk – Bodzanów kolektor ten występuje na znacznej głębokości (poduszka Bodzanowa poniżej 2500 m, rejon Kamionki – Bielsk poniżej 3000 m)

Uszczelnieniem dla tego kolektora jest górny odcinek formacji zagajskiej (hetang – synemur dolny). Kilka rdzeni pobranych z tego odcinka profilu wskazują, że jest on zbudowany z: (1) mułowców i iłowców masywnych, ciemnoszarych, z uwęgloną florą, (2) heterolitów o warstwowaniu falistym oraz (3) wkładek

piaskowców o warstwowaniu zmarszczkowym. Tylko w przypadku poduszki Bodzanowa poziom ten może być traktowany jako samodzielny poziom uszczelniający, w innych miejscach jego miąższość nie przekracza 30,0 m.

**5. południowa część niecki płockiej (Fig. 1.1.3\_55, 56)**. Rejon południowy niecki płockiej został rozpoznany przez serię głębokich otworów wiertniczych, które w jej południowo-zachodnim odcinku skoncentrowane były w pobliżu strefy uskokowej Raducza. W rejonie tym widoczny jest znaczny wpływ tektoniki uskokowej na sedymentację utworów jurajskich, wyrażający się zróżnicowaną miąższością poszczególnych kompleksów. Głównym poziomem zbiornikowym są tu piaskowce formacji borucickiej (jura dolna - toark górny), w części wschodniej obszaru połączone z piaskowcami aalenu dolnego. Miąższość tego kompleksu w strefie Skierniewice - Mszczonów oraz Szwejki – Białobrzegi wynosi odpowiednio 76,0 – 154,0 m oraz 46,0 – 224,0 m. Dalej ku wschodowi miąższość tego poziomu zbiornikowego maleje do 51,0 - 59,0 m w rejonie Warszawy, natomiast zanika on zupełnie w rejonie Warki. Porowatość piaskowców pomierzona w trzech otworach wynosi 7,71 – 26,22% (średnio około 20%) a przepuszczalność 125,0 – 9800,0 mD. Większość wyników własności petrofizycznych wskazuje na bardzo dobry potencjał zbiornikowy omawianego kolektora.

Jest on w stropie uszczelniony przez poziom iłowcowo-mułowcowy aalenu górnego i dolnego odcinka bajosu dolnego. Jego miąższość w rejonie wierceń Skierniewice GT1 - Mszczonów IG 2 oraz Szwejki 1 – Szwejki IG 3 zmienia się w zakresie 54,0 – 115,5 m. I tylko w tym rejonie spełnia ona warunki poziomu uszczelniającego. Dalej ku wschodowi utwory te cienieją do kilku metrów lub zupełnie zanikają.

W rejonie Raducz – Mszczonów, w obrębie formacji drzewickiej (jura dolna – pliensbach górny), stwierdzono jeszcze dodatkowy jeden lub dwa poziomy zbiornikowe. Ich miąższość zmienia się od 49,0 m do 88,0 m. W rejonie Szwejek poziom ten ma miąższość jedynie około 25 m, natomiast w wierceniu Białobrzegi IG 1 wzrasta ona do 48,5 m. Własności petrofizyczne tych utworów kształtują się następująco: porowatość 7,89 – 25,99% (średnio rzędu 18%), przepuszczalność 52,0 – 2000,0 mD. Poniżej w poszczególnych otworach stwierdzono jeszcze kilka pojedynczych poziomów zbiornikowych ale nie mają one kontynuacji lateralnej.

Uszczelnieniem dla tych kolektorów są utwory iłowcowe i mułowcowe formacji ciechocińskiej. Jednakże mają one odpowiednią miąższość jedynie w rejonie Szwejki – Białobrzegi – Warka, gdzie zmienia się ona w granicach od 69,0 m w okolicach Szwejek do 48,5 m w wierceniu Warka IG 1. Na obszarze pomiędzy Skierniewicami a Warszawą poziom ten charakteryzuje się obecnością cienkich wkładek piaskowcowych i heterolitów oraz ma miąższości od 37,0 do 107,0 m. Nie spełnia, więc on warunków wyznaczonych dla poziomu uszczelniającego, lecz może być rozpatrywany jako wspomagający poziom uszczelniający.

**6. wschodnie Mazowsze (Fig. 1.1.3\_57, 58, 59)**. Na obszarze wschodniego Mazowsza, w wierceniach z rejonu Nasielsk – Dębe – Pułtusk – Radzymin – Dębe Wielkie – Kołbiel, stwierdzono trzy poziomy zbiornikowe. Najwyższy obejmuje piaskowce formacji borucickiej i górnego bajosu. Zarówno miąższość tego poziomu (75,0 – 99,0 m w rejonie Nasielsk – Dębe i 29,0 – 49,0 m w rejonie Pułtusk – Dębe Wielkie), jak i wyniki nielicznych analiz petrofizycznych piaskowców (porowatość 10,0 – 27,3%; przepuszczalność 8,5 – 348,7mD) wskazują na ich dobre własności kolektorskie. Jednak poziom ten nie jest od góry uszczelniony, co eliminuje go jako poziom odpowiedni dla sekwestracji CO<sub>2</sub>.

W tym samym rejonie, stwierdzono jeszcze dwa poziomy zbiornikowe obejmujące piaskowce w obrębie formacji olsztyńskiej i dolnego odcinka formacji zagajskiej. Rozdziela je cienki poziom ilowcowo-mułowcowy górnego odcinka formacji zagajskiej. Miąższość kolektora w obrębie formacji olsztyńskiej wynosi od 33,0 do 114,0 m. Z tego poziomu wykonano jedynie kilka analiz, z których uzyskano porowatości 9,0 – 24,82% oraz jeden wynik przepuszczalności równy 554,9 mD. Dolny poziom piaskowcowy charakteryzuje się odpowiednią miąższością (48,0 – 57,0 m) jedynie w rejonie Nasielsk – Dębe – Pułtusk. Nieliczne analizy wykonane na materiale rdzeniowym wskazują na wysoką porowatość piaskowców rzędu 18,83 – 25,4%. Przepuszczalność mierzona była tylko w dwóch przypadkach i dała bardzo korzystne wyniki: 2460,6 mD i 4186,2 mD.

Poziomem uszczelniającym dla obu kolektorów omówionych powyżej, jest występująca na całym analizowanym obszarze formacja ciechocińska, często wraz z najwyższym odcinkiem formacji olsztyńskiej. Miąższość uszczelnienia zmienia się od 27,0 m do 68,0 m. Odpowiednie miąższości osiąga ona jedynie w rejonie Nasielska, dalej ku wschodowi i południowi grubość poziomu iłowcowo-mułowcowego staje się zbyt mała by stanowił on dobry poziom uszczelniający dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>.

Na pozostałym obszarze wschodniego Mazowsza (na południowy wschód od Warszawy) (**Fig. 1.1.3\_59**) brak jest jurajskich poziomów zbiornikowych.



Fig. 1.1.3\_45 Lokalizacja linii przekrojów korelacyjnych w rejonie Mazowsza (jura)



Fig. 1.1.3\_46 Korelacja Krośniewice IG 1 – Kutno 1 – Wojszyce IG 3 – Wojszyce IG 1a – Wojszyce IG 4 – Gostynin IG 3



Fig. 1.1.3\_47 Korelacja Wojszyce IG 4 – Żychlin IG 3 – Żychlin 4 – Łowicz IG 1 ().



Fig. 1.1.3\_48 Korelacja Łowicz IG 1 – Kompina 2 – Różyce IG 2 – Różyce 1



Fig. 1.1.3\_49 Korelacja Sochaczew 1 – Sochaczew 3 – Sochaczew 2 – Wyszogród 1



Fig. 1.1.3\_50 Korelacja Gostynin 5 – Gostynin 6 – Gostynin IG 1/1a – Gostynin 7 – Gostynin IG 4



Fig. 1.1.3\_51 Korelacja Kamionki IG 3 – Bielsk 2 – Bielsk 1 – Bodzanów GN 2 – Bodzanów GN 3 – Bodzanów GN 1 – Bodzanów IG 1

WIELGIE IG-2



Fig. 1.1.3\_52 Korelacja Wielgie IG 2 – Karnkowo IG 1 – Lipno 1 – Lipno 2



Fig. 1.1.3\_53 Korelacja Sierpc 2 – Polik IG 1 – Bieżuń 2 – Bieżuń 1 – Gradzanowo 4 – Gradzanowo 2 – Gradzanowo 3



Fig. 1.1.3\_54 Korelacja Cieszkowo 1 – Płońsk 8 – Płońsk 9 – Płońsk IG 2 – Płońsk 4

SKIERNIEWICE GT-1

WARSZAWA IG-1



Fig. 1.1.3\_55 Korelacja Skierniewice GT 1 – Raducz IG 1 – Korabiewice IG 1 – Mszczonów IG 2 – Mszczonów IG 1 – Nadarzyn IG 1 – Warszawa IG 1



**Fig. 1.1.3\_56** Korelacja Szwejki 1 – Szwejki IG 3<sup>2</sup> – Białobrzegi IG 1 – Warka IG 1 – Magnuszew IG 1

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> W tym rejonie zlokalizowany jest też otwór Annopol 254, ale w momencie realizacji prac dane karotażowe nie były dostępne.



Fig. 1.1.3\_57 Korelacja Nasielsk 1 – Nasielsk 2 – Dębe 6 – Dębe 7 – Dębe 5



Fig. 1.1.3\_58 Korelacja Pułtusk 3 – Pułtusk 1 – Radzymin 1 – Okuniew IG 1 – Dębe Wielkie 1 – Kołbiel 1



**Fig. 1.1.3\_59** Korelacja Czachówek 1 – Żyrów 1 – Żyrów 2<sup>3</sup> – Potycz 1 – Wilga IG 1 – Rębków 1 – Garwolin 1 – Sulbiny Górne 1 – Izdebno 1

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> W tym rejonie odwiercono w roku 2011 otwór Piaseczno GT-1, ale w momencie realizacji prac wyniki z otworu nie były dostępne.

# Korelacje międzyotworowe - trias (Anna Becker)

W celu przeanalizowania lateralnej ciągłości poszczególnych potencjalnych poziomów zbiornikowych i uszczelniających triasu skonstruowano 8 linii korelacyjnych (**Fig. 1.1.3\_60**). Cztery z nich zostały poprowadzone w kierunku SW-NE, czyli w poprzek regionalnych jednostek tektonicznych. Cztery pozostałe zaś w kierunku NW-SE, czyli równolegle do osi tych jednostek. Wytypowane potencjalne poziomy zbiornikowe i uszczelniające zostaną scharakteryzowane w kilku podobszarach, odpowiadających liniom korelacji międzyotworowych, w kierunku z północy na południe. W niniejszej pracy oparto się na stratygrafii triasu opracowanej przez A. Szyperko-Teller, I. Gajewską oraz M. Franczyk (1983) uaktualnionej na potrzeby tego sprawozdania przez autorkę.

# 1. Podobszar Sierpc – Gradzanowo (linia korelacyjna 1, **Fig. 1.1.3\_61**)

W rejonie tym powyżej głębokości 2500 m wyróżniono dwa potencjalne poziomy zbiornikowe jedynie we wschodniej części podobszaru, w otworach Gradzanowo 2 i 4.

Niższy poziom tworzą piaskowcowo-mułowcowe, rzeczne utwory kajpru dolnego (Tk1, trias środkowy). Poziom ten wykazuje zmienną miąższość w granicach 20-30 m. Wykształcenie tego poziomu wskazuje na stosunkowo dobre właściwości kolektorskie. Bezpośrednio nad nim znajdują się utwory warstw gipsowych dolnych (Tk2a) o zróżnicowanej litologii z przewagą iłowców, o miąższości w granicach 30 m, co nie pozwala na zaklasyfikowanie ich jako potencjalnego izolatora.

Wyższy potencjalny poziom zbiornikowy to piaskowce rzeczne piaskowca trzcinowego (Tk2b, trias górny). Miąższość piaskowców waha się w granicach 30-tu m. Wykształcenie wskazuje na dobre właściwości kolektorskie. Piaskowce poziomu Tk2b przykryte są utworami ilasto-mułowcowymi z cienkimi wkładkami piaskowców dolomitycznych warstw nidzickich i warstw bartoszyckich (Tk2d i Tk3). Sumaryczna miąższość poziomów Tk2d i Tk3 wynosi ok. 110 m, co pozwala na zakwalifikowanie ich jako potencjalnego izolatora. Wykształcenie wskazuje na dobre, ale zmienne właściwości uszczelniające.

# 2. Podobszar Płońsk – Pułtusk (linia korelacyjna 2, **Fig. 1.1.3\_62**)

Powyżej głębokości 2500 m stwierdzono dwa potencjalne poziomy zbiornikowe.

Niższy poziom tworzą utwory wyższej formacji lidzbarskiej i najniższej formacji malborskiej (Tp2, trias dolny). Poziom ten zbudowany jest z piaskowców wapnistych, wapieni marglistych oraz wapieni oolitowych piaszczystych. Występują w nim również wkładki iłowców i iłowców marglistych. Są to utwory szelfu terygeniczno-węglanowego. Miąższość tego poziomu waha się w granicach 40-60 m. Jedynie w otworze Pułtusk 3 spada do ok. 20 m. Zróżnicowanie litologiczne tego poziomu sugeruje słabe właściwości kolektorskie. Jedynie we wschodniej części podobszaru poziom ten znajduje się powyżej granicznej głębokości 2500 m. Poziom ten nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie.

Wyższy poziom tworzą utwory piaskowca trzcinowego (Tk2b, trias górny). Poziom ten zbudowany jest z piaskowców średnioziarnistych, dobrze wysortowanych, szarych, średnio scementowanych, warstwowanych przekątnie lub masywnych, miejscami z sieczką roślinną, drobnymi ziarnami łyszczyków, nielicznymi otoczakami ilastymi. Są to utwory pochodzenia rzecznego. Miąższość tego poziomu wynosi 30-40 m w zachodniej części podobszaru, w okolicach Pułtuska spada poniżej 30 m lub zanika. Wykształcenie sugeruje dobre właściwości kolektorskie. Bezpośrednio nad tym poziomem występują ilaste utwory warstw nidzickich (Tk2d, trias górny) o właściwościach uszczelniających z jedną wkładką piaszczystą rozdzielającą uszczelnienie na dwa segmenty. Niższy segment ma miąższość w granicach 25-40 m, wyższy zaś w granicach 110-140 m.

### 3. Podobszar Dębe – Dębe Wielkie (linia korelacyjna 3 i 8, Fig. 1.1.3\_63 i 68)

W tym rejonie wydzielono jeden potencjalny poziom zbiornikowy. Obejmuje on utwory formacji lidzbarskiej i elbląskiej środkowego i górnego pstrego piaskowca (Tp2+3, trias dolny). Zbudowany jest on w dolnej części z piaskowców wapnistych i wapieni oolitowych piaszczystych, w górnej części z piaskowców. Występują w nim podrzędne wkładki iłowców i mułowców. Są to utwory szelfu terygeniczno-węglanowego oraz równi piaszczystej. Miąższość tego poziomu waha się w granicach 35-60 m. Wykształcenie sugeruje słabe właściwości kolektorskie. Bezpośrednio ponad poziomem Tp2+3 nie występuje poziom kwalifikujący się jako poziom uszczelniający. Ewentualne uszczelnienie tworzą ilaste utwory warstw nidzickich oraz warstw bartoszyckich, we wschodniej części obszaru również kajpru dolnego, a w środkowej także najniższej jury. Spąg poziomu uszczelniającego znajduje się od 30-tu do 110-ciu m powyżej stropu poziomu Tp2+3, a jego miąższość wynosi 190-240 m. Poziom ten, sądząc po wykształceniu, charakteryzować się powinien dobrymi, ale zmiennymi właściwościami uszczelniającymi. Pojawiają się w nim liczne cienkie wkładki piaskowców, piaskowców dolomitycznych, dolomitów oraz margli.

### 4. Podobszar Nadarzyn – Wilga (linia korelacyjna 4, Fig. 1.1.3\_64)

W tym rejonie jedyny potencjalny poziom kolektorski osiągający miąższość przekraczającą 30 m wyznaczony został w dolnym triasie, w dolnym pstrym piaskowcu (Tp1). Jest to poziom zbudowany z przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców środowiska równi piaszczystej i mułowej. Poziom ten wykazuje nieco większy udział piaskowców w stosunku do osadów nadległych i podległych o bardzo podobnej litologii. Granice poziomu mają więc charakter granic stopniowych. Poziom ten nie ma uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie. Jego wykształcenie wskazuje na słabe, czy wręcz bardzo słabe właściwości kolektorskie.

Pozostałe poziomy piaskowcowe wyznaczone w tym rejonie nie osiągają miąższości 30 m i nie wykazują lateralnej ciągłości. Jedynie w otworze Nadarzyn IG 1 poziom na pograniczu środkowego i górnego pstrego piaskowca (Tp2+3) wykazuje miąższość nieco powyżej 30-tu m, a zbudowany jest z piaskowców wapnistych i wapieni przechodzących ku górze w piaskowce. W otworze Czachówek 1 poziom dolnego kajpru (Tk1, trias środkowy) wykształcony jest w postaci dwóch warstw piaskowców przedzielonych cienką wkładką iłowca. Cały kompleks osiąga miąższość 32 m.

Warunki uszczelnienia w tym rejonie spełnia wyższa część warstw nidzickich (Tk2d), a w otworze Wilga IG 1 kajper dolny wraz z warstwami nidzickimi (Tk1+Tk2d). Miąższość poziomu uszczelniającego wynosi 110 do

240 m. Niższa część warstw nidzickich oraz warstwy gipsowe dolne (Tk2a + Tk2d), leżące bezpośrednio na kajprze dolnym (Tk1) w północno-zachodniej części podobszaru, również wykształcone są głównie w postaci iłowców. Zawierają one jednak więcej wkładek mułowców, piaskowców dolomitycznych i dolomitów, obniżających ich wartość jako poziomu uszczelniającego.

# 5. Podobszar Rębków – Sulbiny Górne (linia korelacyjna 5 i 8, Fig. 1.1.3\_65 i 68)

W podobszarze tym wyznaczono trzy potencjalne poziomy kolektorskie. Najniższy z nich tworzy piaszczysty kompleks w spągu dolnego pstrego piaskowca (Pzt/Tp1). Poziom ten osiąga miąższość przekraczającą nieco 30 m w otworach Garwolin 1 i Ewelin 1. W otworach Rębków 1 i Sulbiny Górne 1 miąższość jego nie osiąga granicznej wartości 30-tu metrów. Wykształcenie tego poziomu wskazuje na dobre właściwości kolektorskie. Poziom ten nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie.

Kolejnym wyznaczonym potencjalnym poziomem kolektorskim jest środkowa część dolnego pstrego piaskowca (Tp1, trias dolny). Jest to poziom analogiczny jak opisany w poprzednim podobszarze. Wykształcony jest on w postaci przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców o większym udziale piaskowców w stosunku do skał nadległych i podległych. Wykształcenie takie sugeruje słabe lub bardzo słabe właściwości kolektorskie. Poziom nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie.

Trzecim potencjalnym poziomem kolektorskim są osady środkowego pstrego piaskowca (Tp2, trias dolny). Są to piaskowce rzeczne z nielicznymi przewarstwieniami mułowców i iłowców. Poziom osiąga miąższość niewiele przekraczającą 30 m jedynie w otworze Rębków 1. Wykształcenie wskazuje na średnie właściwości kolektorskie. Poziom nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie. Poziom uszczelniający tworzą osady kajpru dolnego i warstw nidzickich. Są to osady iłowcowo-mułowcowe z nielicznymi cienkimi wkładkami piaskowców, głównie w kajprze dolnym. Poziom ten charakteryzować się powinien dobrymi ale zmiennymi właściwościami uszczelniającymi. Miąższość tego kompleksu wynosi 120 do 210 m.

# 6. Podobszar Białobrzegi – Izdebno (linia korelacyjna 6, Fig. 1.1.3\_66)

W rejonie tym wyznaczono trzy lateralnie ciągłe poziomy piaskowcowe, z których tylko jeden osiąga we wszystkich otworach 30 m lub więcej. Jest to poziom w środkowej części dolnego pstrego piaskowca (Tp1, trias dolny) zbudowany jak w innych podobszarach z przewarstwiających się piaskowców i mułowców, o słabym odgraniczeniu od podobnych litologicznie osadów pod- i nadległych oraz o słabych do bardzo słabych właściwościach kolektorskich. Poziom ten nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie.

Niższy poziom piaskowcowy tworzy kompleks w spągu dolnego pstrego piaskowca (Pzt/Tp1). Jego miąższość waha się od 10 do 28 m (maksymalna miąższość w otworze Magnuszew IG 1). Wykształcenie wskazuje na dobre właściwości kolektorskie. Poziom ten nie posiada uszczelnienia bezpośrednio w nadkładzie.

Wyższy poziom piaskowcowy tworzą osady pogranicza środkowego i górnego pstrego piaskowca (Tp2+3), a w otworze Białobrzegi IG 1 wyższej części górnego pstrego piaskowca (Tp3). Poziom ten jedynie w otworach Izdebno IG 1 i Żabieniec 1 nieznacznie przekracza 30 m miąższości. W otworach Białobrzegi IG 1 i Warka IG 1 jego miąższość wynosi odpowiednio 25 i 28 m. W otworze Magnuszew IG 1 miąższość tego poziomu spada do 5 m. Poziom zbudowany jest z piaskowców z nielicznymi przeławiceniami iłowców. Wykształcenie

wskazuje na średnie do dobrych właściwości kolektorskich. Najlepsze właściwości kolektorskie poziom ten powinien wykazywać w otworze Izdebno IG 1. Poziom ten nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie.

Jedyny poziom uszczelniający w tym podobszarze tworzą osady warstw nidzickich (Tk2d, trias górny), rozszerzonych miejscami o warstwy bartoszyckie (Tk3, trias górny), gipsowe dolne (Tk2a, trias górny) lub kajper dolny (Tk1, trias środkowy). Są to utwory ilaste z cienkimi wkładkami piaskowcowo-mułowcowymi głównie w dolnej i środkowej części warstw nidzickich. Wykształcenie takie wskazuje na dobre, ale zmienne właściwości uszczelniające. Miąższość tego poziomu wynosi 120 – 230 m.

W jednym otworze, Ciechanów 1, jako potencjalny poziom zbiornikowy wydzielono kajper górny (Tk3, trias górny, linia korelacyjna 8, **Fig. 1.1.3\_67**). Jest on wykształcony w postaci dwóch warstw piaskowca przedzielonych cienką warstwą iłowca. Cały poziom ma miąższość 60 m. Wykształcenie wskazuje na średnie właściwości kolektorskie. Poziom ma znikomą rozciągłość lateralną i nie posiada uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie.

Potencjalne poziomy zbiornikowe w triasie o dobrych właściwościach kolektorskich tworzą osady piaskowca trzcinowego (Tk2b, trias górny) w rejonie Gradzanowa, Ciechanowa, Płońska i Nasielska, osady dolnego kajpru (Tk1, trias środkowy) w rejonie Gradzanowa 4 i Czachówka 1, osady pogranicza środkowego i górnego pstrego piaskowca (Tp2+3, trias dolny) w rejonie Izdebna IG 1 i Żabieńca 1 oraz osady najniższego dolnego pstrego piaskowca (Pzt/Tp1, trias dolny) w rejonie Kołbieli 1, Garwolina 1 i Ewelina 1. Potencjalne poziomy zbiornikowe dolnego i środkowego triasu nie posiadają uszczelnienia w bezpośrednim nadkładzie. Jedynym potencjalnym poziomem zbiornikowy w triasie o lateralnej rozciągłości, posiadającym poziom uszczelniający bezpośrednio w nadkładzie, jest piaskowiec trzcinowy (Tk2b, trias górny). Jego wadą jest niewielka miąższość rzędu 30-40 m.

Generalnie na całym obszarze osady triasu górnego (głównie Tk2d, warstwy nidzickie) tworzą poziom uszczelniający o miąższości rzędu 100 – 200 m.



**Fig. 1.1.3\_60** Lokalizacja otworów, dla których opracowano potencjał sekwestracyjny triasu rejonu Mazowsza wraz z lokalizacją linii korelacji międzyotworowych



Fig. 1.1.3\_61 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Sierpcem 2 i Gradzanowem 2 (rejon Mazowsza, linia 1)



Fig. 1.1.3\_62 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Płońskiem 4 i Pułtuskiem 1 (rejon Mazowsza, linia 2). Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_61



Fig. 1.1.3\_63 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Dębe 5 i Dębe Wielkie 1 (rejon Mazowsza, linia 3). Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_61



Fig. 1.1.3\_64 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Nadarzynem IG 1 i Wilgą IG 1 (rejon Mazowsza, linia 4). Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_6



Fig. 1.1.3\_65 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Rębkowem 1 i Sulbinami Górnymi 1 (rejon Mazowsza, linia 5). Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_61



Fig. 1.1.3\_66 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Białobrzegami IG 1 i Izdebnem IG 1 (rejon Mazowsza, linia 6). Czerwone kółka oznaczają miejsca pobrania prób do bada petrologicznych i petrofizycznych. Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_61



Fig. 1.1.3\_67 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Gradzanowem 4 i Dębe 5 (rejon Mazowsza, linia 7). Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_61.



Fig. 1.1.3\_68 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Dębe Wielkie 1 i Garwolinem 1 (rejon Mazowsza, linia 8). Dodatkowe objaśnienia jak na Fig. 1.1.3\_61.
# Zebranie I interpretacja danych sejsmicznych (Grzegorz Wróbel, Sylwia Kijewska, Katarzyna Sobień)

Jednym z rozpatrywanych obszarów pod kątem obecności struktur perspektywicznych dla sekwestracji CO2 jest rejon Mazowsza (III), obejmujący teren na NW, W i S od Warszawy. Przedmiotem tych prac było zweryfikowanie budowy strukturalnej oraz rozkładu miąższości potencjalnych mezozoicznych poziomów kolektorskich i warstw uszczelniających dla wybranych struktur geologicznych wytypowanych do podziemnego składowania CO2. Kluczową kwestią była również identyfikacja i charakterystyka głównych stref uskokowych oraz oszacowanie wielkości zrzutów uskoków dla najważniejszych poziomów stratygraficznych.

Obszar charakteryzuje się względnie dobrym pokryciem siatką linii sejsmicznych. Pokrycie jest jednak niejednorodne. Jest to spowodowane nie tylko brakiem dostępnych danych cyfrowych, ale również ogólnym małym rozpoznaniem sejsmicznym niektórych obszarów.

Na analizowanym obszarze było dostępnych w wersji cyfrowej łącznie 340 przetworzonych linii sejsmicznych. 111 sekcji zostało zrealizowanych w ramach różnych projektów przez Geofizykę Kraków sp. z o.o., 199 linii wykonanych przez Geofizykę Toruń sp. z o.o. oraz 12 przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych. Ponadto dzięki uprzejmości firmy RWE było możliwe wykorzystanie dodatkowych 18 profili sejsmicznych.

Dodatkowo wczytano 97 otworów, dla których wprowadzono szczegółową stratygrafię jury (dolnej i środkowej) oraz triasu. W celu ułatwienia dowiązania danych sejsmicznych wprowadzono również wydzielenie warstwy cechsztynu oraz stropu jury górnej.

#### <u>Obszar badań</u>

Na analizowanym obszarze, który zlokalizowany jest w obrębie niecki płockiej w trakcie wcześniej zrealizowanych projektów badawczych (Tarkowski i in., 2005; EU GeoCapacity project; patrz też zadanie **1.1.19**) wstępnie wytypowano następujące struktury geologiczne do podziemnego składowania dwutlenku węgla: s. Bielska-Bodzanowa, s. Dzierżanowa, s. Kamionek, s. Sierpca, s. Sochaczewa, s. Wyszogrodu oraz s. Żyrowa-Czachówka (**Fig. 1.1.3\_69**).

Ze względu na nierównomierne pokrycie omawianego obszaru profilami sejsmicznymi oraz dostępność cyfrowych danych sejsmicznych do szczegółowej interpretacji sejsmicznej wybrano s. Bielska-Bodzanowa, s. Dzierżanowa, s. Żyrowa-Czachówka oraz dodatkowo strukturę Płońska (**Fig. 1.1.3\_69**). Ze względu na lokalizację analizowanych struktur oraz wykształcenia litologicznego badanych interwałów lito-stratygraficznych obszar badań został podzielony na dwie części. Pierwsza obejmuje północno-zachodnią część rejonu III, do której można zaliczyć s. Bielska-Bodzanowa, s. Dzierżanowa i s. Płońska (**Fig. 1.1.3\_70**), natomiast w południowo-wschodniej części zlokalizowana jest s. Żyrowa-Czachówka (**Fig. 1.1.3\_76**).

#### Wytypowane poziomy zbiornikowe i warstwy uszczelniające

Wykonane w ramach raportowanego projektu szczegółowe badania geologiczne kompleksu mezozoicznego w kluczowych otworach wiertniczych na obszarze niecki płockiej (por. **Korelacje międzyotworowe – jura (Anna Feldman Olszewska)**) pozwoliły na wydzielenie poziomów zbiornikowych oraz uszczelniających perspektywicznych dla podziemnego składowania CO<sub>2</sub>.

W części NW rejonu III (**Fig. 1.1.3\_ 70**) wydzielono klika poziomów zbiornikowych i uszczelniających w obrębie jury dolnej i środkowej. Natomiast w części SE omawianego obszaru badań (**Fig. 1.1.3\_76**) wydzielono tylko jeden **poziom kolektorski** o niewielkiej miąższości w osadach pliensbachu-synemuru dln. (fm. olsztyńska). Powyżej niego znajduje się **warstwa uszczelniająca** zbudowana z iłowców i mułowców formacji ciechocińskiej (pliensbach górny – toark dolny). Również poniżej występuje dobry poziom uszczelniający, który obejmuje iłowce i mułowce najniższej jury dolnej oraz trias górny.

#### 1. Interpretacja strukturalna danych sejsmicznych

a. Część północno-zachodnia rejonu III (Fig. 1.1.3\_70)

Horyzonty korelowane na załączonych zinterpretowanych profilach sejsmicznych w NW części rejonu III na s. Dzierżanowa (**Fig. 1.1.3\_71**) i s. Bielska-Bodzanowa (**Fig. 1.1.3\_72** i **73**):

J3 – strop jury górnej (jasno niebieski)

J2 – strop jury środkowej (niebieski)

- JBJ3-u strop górnego bajosu uszczelnienie (pomarańczowy)
- JA1-k strop dolnego aalenu kolektor (różowy)

JPL3-k – strop górnego pliensbachu – kolektor (czerwony)

JH+S-k – strop hetangu i synemuru – kolektor (ciemnozielony)

Trias – strop triasu

Tp2 – strop środkowego pstrego piaskowca

Cechsztyn – strop utworów permu górnego

struktura Dzierżanowa

Struktura Dzierżanowa zlokalizowana jest w środkowej części niecki płockiej ok. 65km na NE od Warszawy (**Fig. 1.1.3\_69**). Jest to antyklina o przebiegu NW-SE (**Fig. 1.1.3\_70**), która charakteryzuje się kilkuetapowym rozwojem strukturalnym, a ostatecznie uformowana została w wyniku późnokredowej inwersji bruzdy środkowopolskiej. Analizowana struktura rozpoznana jest kilkoma głębokimi otworami wiertniczymi (Bulkowo-1, Kobylniki-1, Dzierżanowo-2, -3, GEO-1), z których najważniejszym jest wiercenie Dzierżanowo GEO-1 (gł. 3150m) dowiercające się do osadów triasu środkowego i zlokalizowane w szczytowej części antykliny (**Fig. 1.1.3\_71**). Dowiązanie tego otworu do profilu T0050590, który jest w domenie czasowej dokonano za pomocą tabeli czas-głębokość wygenerowanej w oparciu o pomiary prędkości średnich.

Rozwój strukturalny antykliny Dzierżanowa w pierwszych fazach związany był z ekstensją jurajską, której efektem było powstanie uskoków normalnych przecinających strukturę od południowego zachodu i północnego-wschodu oraz zrzucających, odpowiednio, skrzydło NE (**Fig. 1.1.3\_71** – uskok główny zaznaczony na czerwono) i skrzydło SW (**Fig. 1.1.3\_71** – uskok antytetyczny zaznaczony na różowo). Pierwszy etap ekstensji miał miejsce w środkowej jurze na co wskazuje znaczny przyrost miąższości osadów bajosu i aalenu (oraz toarku??) w środkowej części struktury, tj. w skrzydłach zrzuconych obu ww. uskoków.

Drugi etap ekstensji nastąpił w późnej jurze – wczesnej kredzie, co podkreśla przyrost miąższości osadów najwyższej górnej jury w kierunku uskoku głównego (uskok czerwony na **Fig. 1.1.3\_71**) oraz deformacja nieciągła osadów wyższej środkowej jury oraz jury górnej wzdłuż uskoku głównego. Uskok antytetyczny w trakcie tej fazy deformacji był nieaktywny. Ostatni etap rozwoju struktury Dzierżanowa przypadał na późną kredę, gdy w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej osady mezozoiku zostały uformowane w antyklinę w reżimie kompresyjny. Oba wyżej omawiane uskoki nie były reaktywowane w ostatnim etapie deformacji i nie podlegały inwersji.

Zrzuty obu uskoków w obrębie struktury Dzierżanowa są różne. Największe zrzuty, uskoki osiągają dla osadów starszych od bajosu, tj. deformowanych w trakcie pierwszej fazy ekstensji i uskokowania w niższej środkowej jurze:

- strop poziomu zbiornikowego pliensbachu górnego (JPL3-k na Fig. 1.1.3\_71) na uskoku głównym jest zrzucony o ok. 350ms, a na uskoku antytetycznym o ok. 150ms;

- strop poziomu zbiornikowego aalenu dolnego (JA1-k na **Fig. 1.1.3\_71**) na uskoku głównym jest zrzucony o ok. 300ms, a na uskoku antytetycznym o ok. 100ms.

Reaktywacja uskoku głównego w drugiej fazie uskokowania w reżimie ekstensyjnym dała w efekcie zrzut ok. 100ms dla stropu jury środkowej (J2 na **Fig. 1.1.3\_71**) i ok. 50ms dla stropu jury górnej (J3 na **Fig. 1.1.3\_71**).

• struktura Bielska-Bodzanowa

Struktura Bielska-Bodzanowa położona jest w północnej części niecki płockiej, ok. 80-90km na NE od Warszawy (Fig. 1.1.3\_69). Jest to antyklina o rozciągłości NW-SE z dwoma kulminacjami, jedną w rejonie otworów Bodzanów GN-1, GN-2, GN-3, a drugą w okolicy otworów Bielsk-1 i -2. Analizowana struktura rozpoznana jest kilkoma otworami wiertniczymi oraz kilkunastoma profilami sejsmicznymi (Fig. 1.1.3\_70). Przedstawiony na Fig. 1.1.3\_72 profil sejsmiczny T0030589 przechodzący przez strukturę Bielska-Bodzanowa w rejonie kulminacji Bodzanowa jest dowiązany do otworu Bodzanów IG-1 za pomocą tabeli czas-głębokość wygenerowanej w oparciu o wyniki profilowania prędkości średnich. Profil sejsmiczny T0520588 przechodzący przez strukturę Bielska-Bodzanowa w rejonie kulminacji Bielska (Fig. 1.1.3\_73) jest dowiązany do otworu Bielsk-1 w oparciu o zależność czas-głębokość obliczoną również z profilowań prędkości średnich dla tego otworu. Dodatkowo do interpretacji pozostałych linii sejsmicznych pokrywających strukturę Bielska-Bodzanowa wykorzystano następujące otwory wiertnicze zlokalizowane na analizowanej strukturze, dla których dostępne były wyniki profilowań prędkości średnich: Bielsk-2, Bodzanów GN-1, GN-2, GN-3.

Rozwój strukturalny antykliny Bielska-Bodzanowa jest bardzo podobny do omówionej powyżej antykliny Dzierżanowa. Obserwujemy tu również dwie fazy ekstensji: pierwsza we wczesnej środkowe jurze i druga na przełomie późnej jury i wczesnej kredy, w czasie których następowało rozwój uskoków normalnych zakorzenionych w ewaporatowych osadach cechsztynu deformujących osady jury i triasu. Późno kredowa inwersja bruzdy środkowopolskiej ukształtowała finalnie analizowaną strukturę w antyklinę.

Analizujące uskoki przecinające omawianą strukturę (Fig. 1.1.3\_72 i 73) można zaobserwować, że uskok zlokalizowany w SE części struktury jest uskokiem głównym (uskok ciemnozielony na Fig. 1.1.3\_72 i 73), wzdłuż którego notowane są największe wartości zrzutów w obrębie dolnej jury i triasu. W NE części struktury rozwinął się uskok antytetyczny (uskok jasnozielony na fig. 4 i 5), który w rejonie kulminacji Bielska nie był reaktywowany w trakcie późno jurajsko-wczesno kredowej fazy ekstensyjnej. W rejonie

kulminacji Bodzanowa wszystkie wyinterpretowane uskoki były reaktywowane w późnej jurze z tym, że wzdłuż uskoku głównego obserwujemy największe zrzuty osadów górnojurajskich. Odległość między omawianymi uskokami powiększa się z SE w rejonie kulminacji Bodzanowa (fig. 4) ku NW w kierunku kulminacji Bielska (fig. 5), nie wpływając w znaczący sposób na szerokość i kształt antykliny rozwiniętej w utworach kredowych. W środkowej części struktury Bielska-Bodzanowa powstał się jeszcze jeden uskok normalny, który w rejonie kulminacji Bielska zrzuca skrzydło SW, natomiast w rejonie kulminacji Bodzanowa zrzuca skrzydło E. Odmienne są również okresy aktywności, w której działały oba uskoki zlokalizowane w centralnej części analizowanej struktury. Uskok w SE części struktury Bielska Bodzanowa rozwijał się w trakcie późno jurajsko-wczesno kredowej, drugiej fazy ekstensji (**Fig. 1.1.3\_72**), z kolei uskok w części NW części struktury działał we wcześniejszej, środkowo jurajskiej fazie.

## struktura Płońska

Horyzonty korelowane na załączonych zinterpretowanych profilach sejsmicznych w NW części rejonu III na s. Płońska (Fig. 1.1.3\_74 i 75):

Kba-al – strop kredy dolnej (zielony)

J3 – strop jury górnej (jasno niebieski)

J2 – strop jury środkowej (niebieski)

JTO3-k – strop dolnego aalenu – kolektor (różowy)

JPL+S2-k – strop górnego pliensbachu – kolektor (czerwony)

JH+S-k – strop hetangu i synemuru – kolektor (ciemnozielony)

Trias – strop triasu

Tp2 – strop środkowego pstrego piaskowca

## Cechsztyn – strop utworów permu górnego

Struktura zlokalizowana jest we wschodniej części niecki płockiej, ok. 50 km na północ od Warszawy (**Fig. 1.1.3\_69**). Jest to antyklina górnokredowa rozwinięta ponad rowem tektonicznym wieku późnojurajskiego. Rozciągłość tej struktury ma w przybliżeniu kierunek wschód-zachód (**Fig. 1.1.3\_70**). Struktura Płońska jest rozpoznana kilkunastoma wierceniami: Płońsk-1, -3, -4, -5, -6, -7, -8, -9, -10, IG-2, IG-2A (**Fig. 1.1.3\_70**). Ponadto w rejonie struktury na początku lat 90-tych wykonano półszczegółowe zdjęcie sejsmiczne, z którego pochodzą prezentowane na **Fig. 1.1.3\_74** i **75** przekroje sejsmiczne, odpowiednio, T0080590 i T0070590. Do dowiązania danych sejsmicznych do danych otworowych wykorzystano wyniki profilowań prędkości średnich dostępne dla następujących otworów wiertniczych: Płońsk-1, Płońsk IG-2 i -2A

Rozwój strukturalny omawianej struktury Płońska charakteryzuje się dwuetapowym przebiegiem. W pierwszej fazie, przypadającej na późną jurę – wczesną kredę, która przebiegała w reżimie ekstensyjnym, rozwinęły się uskoki normalne zakorzenione w osadach cechsztyńskich. Na **Fig. 1.1.3\_74** obserwujemy dwa uskoki normalne obrzeżające rów tektoniczny od N (uskok jasnoniebieski) i S (uskok ciemnoniebieski). Idąc w kierunku zachodnim układ uskoków ulega niewielkiej komplikacji. Na S od uskoku głównego (ciemnoniebieski) pojawia się dodatkowy uskok normalny (jasnozielony) zrzucający, podobnie jak północny

uskok główny, skrzydło północne. Dodatkowo w północnej części struktury pojawiają się niewielkie uskoki normalne, które deformują jedynie osady triasu i najniższej dolnej jury.

Druga faza deformacji struktury Płońska miała miejsce w późnej kredzie, w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej, gdy utwory mezozoiczne zostały uformowane w antyklinę. W trakcie drugiego etapu deformacji w reżimie kompresyjnym nie zaobserwowano inwersji wcześniejszych uskoków późnojurajskich. Jedynymi oznakami bardzo niewielkiej reaktywacji starszych uskoków mogą być zafalowania horyzontu oznaczającego strop dolnej kredy (zaznaczony na zielono) bezpośrednio ponad oboma uskokami głównymi (**Fig. 1.1.3\_74**).

Zrzuty głównych uskoków obrzeżających rów tektoniczny wahają się od 130 do 150ms dla uskoku południowego (zaznaczony na ciemnoniebiesko) i od 100 do 120 ms dla uskoku północnego (zaznaczony na jasnoniebiesko). Natomiast wielkości zrzutów pozostały uskoków deformujących strukturę Płońska jest rzędu 10-40ms.

# b. Część południowo-wschodnia rejonu III (Fig. 1.1.3\_76)

Ze względu na brak dobrych poziomów zbiornikowych i w związku z tym brak silnych refleksów związanych z tymi poziomami, w przypadku struktury Żyrowa-Czachówka ograniczono się do wyinterpretowania i korelacji podstawowych wydzieleń stratygraficznych. Horyzonty korelowane na załączonych zinterpretowanych profilach sejsmicznych w SE części rejonu III (**Fig. 1.1.3\_77 – 82**):

Cr1 – strop kredy dolnej

J3 – strop jury górnej

J2 – strop jury środkowej i dolnej (nierozdzielone)

Trias – strop triasu

**Tp2** – strop środkowego pstrego piaskowca

**Cechsztyn** – strop utworów permu górnego

• struktura Żyrowa-Czachówka

Struktura Żyrowa-Czachówka zlokalizowana jest wzdłuż południowej granicy niecki płockiej, ok. 30 km na południe od Warszawy. Jest to półrów / rów mezozoiczny o stosunkowo niewielkiej szerokości rzędu 2-2,5km oraz rozciągłości NE-SW, który rozwinął się ponad walną strefą uskokową, tj. uskokiem Grójca. Analizowana struktura rozpoznana jest trzema wierceniami: Żyrów-1, -2 i Czachówek-1. W rejonie s. Żyrowa-Czachówka w latach 1985-87 zrealizowano temat sejsmiczny Grodzisk Mazowiecki – Warka, który pokrył regularną siatką profili sejsmicznych samą strukturę jak i jej bezpośrednie otoczenie. Dowiązanie danych otworowych do czasowych profili sejsmicznych dokonano za pomocą tabel czas-głębokość wygenerowanych w oparciu o dane profilowania prędkości średnich, które były dostępne dla następujących otworów Czachówek-1, Potycz-1 oraz Żyrów-2.

Struktura Żyrowa-Czachówka położona jest ponad ważną strefą tektoniczną, tj. uskokiem Grójca. Jest to uskokowa strefa przesuwcza o rozciągłości NE-SW, głęboko zakorzeniona w paleozoicznym podłożu, która

stanowi NW granicę późnopaleozoicznego (dewońsko-karbońskiego) basenu lubelskiego (Żelichowski, 1983). Z kolei w wyższym planie strukturalnym, tj. w obrębie permo-mezozoicznej pokrywy osadowej, uskok Grójca oddziela nieckę płocką od niecki lubelskiej, wpływał również na rozwój i późniejszą inwersję bruzdy środkowopolskiej (Dadlez, 1997).

Uskoki deformujące strukturę Żyrowa-Czachówka ewoluują i zmieniają swój charakter wraz z biegiem struktury. Główne uskoki obrzeżające zakorzenione są w utworach cechsztynu i deformują całą mezozoiczną pokrywę osadową, tj. trias, jurę i kredę (**Fig. 1.1.3\_77** - **81**), a zatem były aktywne w późnej kredzie/paleogenie w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej.

W południowo-zachodniej części omawiana struktura deformowana jest przez jeden uskok normalny zrzucający skrzydło NW (na Fig. 1.1.3\_77 zaznaczony na fioletowo). W centralnej części struktura Żyrowa-Czachówka deformowana jest dwoma uskokami obrzeżającymi, przy czym uskokiem głównym staje się uskok północno-zachodni zrzucający skrzydło SE (na Fig. 1.1.3\_78 i Fig. 1.1.3\_79 zaznaczony na pomarańczowo). Uskok południowo-wschodni (na Fig. 1.1.3\_78 i Fig. 1.1.3\_79 zaznaczony na fioletowo) przechodzi w utworach górnej kredy w fleksurę. W północno-wschodniej części analizowanej struktury obserwujemy już tylko jeden główny uskok normalny zrzucający skrzydło SE (na Fig. 1.1.3\_80 zaznaczony na pomarańczowo) oraz kilka mniejszych uskoków przecinających skrzydło południowo-zachodnie (na Fig. 1.1.3\_80 zaznaczone na żółto). Wielkości zrzutów uskoków wahają się od 10 do 100ms.

**Fig. 1.1.3\_81** i **82** pokazują oba skrzydła struktury Żyrowa-Czachówka, odpowiednio, północno-zachodnie i południowo-wschodnie. Utwory permo-mezozoiku zapadają łagodnie w kierunku SW nie wykazując wyraźnych zmian miąższości.

Uskoki tworzące strukturę Żyrowa-Czachówka powstały na przełomie kredy i trzeciorzędu w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej, najprawdopodobniej w reżimie transtensyjnym. W odróżnieniu od struktur omawianych powyżej zlokalizowanych w NW części rejonu III utwory mezozoiczne, a w szczególności kredowe nie zostały uformowane w antyklinę ponad utworzonym wcześniej rowem tektonicznym.



Fig. 1.1.3\_69 Mapa lokalizacyjna profili sejsmicznych i otworów wiertniczych oraz wytypowanych struktur geologicznych w rejonie III (Mazowsze)



Fig. 1.1.3\_70 Mapa lokalizacyjna profili sejsmicznych i otworów wiertniczych oraz analizowanych struktur geologicznych w NW części rejonu III (Mazowsze). Lokalizację profili pokazanych na kolejnych figurach zaznaczono na czerwono.



Fig. 1.1.3\_71 Fragment profilu sejsmicznego T0050590 przechodzącego przez strukturę Dzierżanowa i kalibrowanego wierceniem Dzierżanowo GEO-1. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_72 Fragment profilu sejsmicznego T0030589 przechodzącego przez strukturę Bielska-Bodzanowa w rejonie kulminacji Bodzanowa (pierwsza od lewej) i kalibrowanego wierceniem Bodzanów IG-1. W środkowej części prezentowanego profilu widoczna wygasająca na północ antyklina Dzierżanowa. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



**Fig. 1.1.3\_73** Profil sejsmiczny T0520588 przechodzącego przez strukturę Bielska-Bodzanowa w rejonie kulminacji Bielska i kalibrowany wierceniem Biels-1. Z prawej części prezentowanego profilu widoczna wygasająca na północ antyklina Dzierżanowa. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_74 Profil sejsmiczny T0080590 przechodzącego przez strukturę Płońska i kalibrowany wierceniem Płońsk-3. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_75 Profil sejsmiczny T0070590 przechodzącego przez strukturę Płońska i kalibrowany wierceniem Płońsk IG-2. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_76 Mapa lokalizacyjna profili sejsmicznych i otworów wiertniczych oraz analizowanych struktur geologicznych w SE części rejonu III (Mazowsze). Lokalizację profili pokazanych na kolejnych figurach zaznaczono na czerwono.



Fig. 1.1.3\_77 Fragment profilu sejsmicznego K0310586 przechodzącego przez strukturę Żyrowa-Czachówka. Uskok obrzeżający analizowaną strukturę od SE zaznaczono na fioletowo (widoczny w prawej części profilu). Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_78 Fragment profilu sejsmicznego K0240585 przechodzącego przez strukturę Żyrowa-Czachówka. Uskoki ograniczające analizowaną strukturę zaznaczono na fioletowo i beżowo. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



**Fig. 1.1.3\_79** Fragment profilu sejsmicznego K0100585 przechodzącego przez strukturę Żyrowa-Czachówka. Uskoki ograniczające analizowaną strukturę zaznaczono na fioletowo i beżowo. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



**Fig. 1.1.3\_80** Fragment profilu sejsmicznego K0260586 przechodzącego przez strukturę Żyrowa-Czachówka. Uskok ograniczający analizowaną strukturę od NE zaznaczono na beżowo. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_81 Fragment profilu sejsmicznego K0400587 przechodzącego przez NW skrzydło struktury Żyrowa-Czachówka. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



**Fig. 1.1.3\_82** Fragment profilu sejsmicznego K0190585 przechodzącego przez SE skrzydło struktury Żyrowa-Czachówka. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.

## Regionalne modele przestrzenne dla utworów mezozoiku w rejonie Mazowsza (Bartosz Papiernik, Marek Hajto, Jacek Chełmiński)

Współcześnie, modelowanie własności ośrodka geologicznego najczęściej odbywa się według schematu dwuetapowego. Pierwszym krokiem jest stworzenie modelu litologiczno-facjalnego, który wraz z wcześniej przyjętym typem warstwowania (layering) będzie w dalszej części sterował procesem interpolacji parametrów zbiornikowych. Niezależnie od przyjętego schematu modelowania, przestrzenna estymacja modelu 3D odbywa się "wzdłuż" wyznaczonych warstw (layers), wg zasad interpolacji numerycznej.

Państwowy Instytut Geologiczny do procesów modelowania przestrzennego wykorzystuje oprogramowanie GoCad należący do grupy oprogramowań typ "CAD", w których osnowa stratygraficzna budowana jest w oparciu o parametryczne powierzchnie, które dla jednej lokalizacji x, y mogą wykazywać więcej niż jedną wartość z, wykorzystując do budowy modelu przestrzennego algorytm Discrete Smooth Interpolation (Mallet 2002, Mallet 2008).

W praktyce badawczej pełen zakres czynności niezbędnych do opracowania statycznego modelu w formie grida 3D jest niezwykle szeroki i w przypadku zastosowania pełnej procedury interpretacyjnej wymaga wykonania następujących zasadniczych etapów prac:

✓ Opracowanie bazy danych otworowych oraz wykonanie geologicznej, geofizycznej i litologicznozłożowej interpretacji profili wierceń 1D;

✓ Interpretacja danych sejsmicznych (2D lub 3D) w domenie czasowej i ich konwersja czasowogłębokościowa (do domeny głębokości) (opcjonalne);

✓ Opracowanie map strukturalnych w formacie regularnych siatek interpolacyjnych [RSI] (gridów 2D) na podstawie danych:

- sejsmicznych i otworowych;

- cyfrowanych map archiwalnych i danych otworowych;

Wyniki modelowania 3D można przedstawiać w postaci rysunków pseudo trójwymiarowych – map i tzw. diagramów płotowych (*fence diagrams*) bądź w formie dwuwymiarowych map odzwierciedlających uśrednione wartości wybranych parametrów i sekwencji/warstw/facji.

Osiągnięcie zadowalających jakościowo rezultatów modelowania 3D jest możliwe w zasadzie wyłącznie przy użyciu specjalistycznego oprogramowania obejmującego szereg modułów interpretacyjnych, funkcjonujących jako samodzielne programy lub skupionych w pakiety.

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych stropu i spągu dolnej kredy i dolnej jury na podstawie materiałów z atlasu geotermalnego Niżu Polskiego i innych dostępnych źródeł. Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych dolnej kredy. dolnej jury, na wytypowanym przez zespół PIG\_PIB Warszawa wycinku niecki warszawskiej iantyklinorium środkowopolskiego.

Dodatkowo - w celu odwzorowania stropu potencjalnego dolnotriasowego poziomu sekwestracyjnego - do opracowania dołączono mapę strukturalną stropu triasu dolnego.

#### Mapy strukturalne

Zasadniczy etap pracy stanowiło reambulacja modeli strukturalnych powierzchni granicznych potencjalnych układów sekwestracyjnych: kompleksów dolnej - środkowej jury oraz klastycznego triasu dolnego (pstrego piaskowca środkowego i dolnego). W tym celu na podstawie materiałów opracowanych w poprzednich latach w KSE AGH (Górecki et al. 2006, Papiernik, Hajto w: Peryt 2008) publikowanych map (Dadlez et al. 2000) oraz cząstkowych danych przygotowanych przez PIG-PIB Warszawa w trakcie realizacji zadania.

Opracowany zestaw modeli cyfrowych (gridów 2D) obejmuje mapy:

- · stropu kredy dolnej
- · spągu kredy dolnej
- · stropu jury dolnej
- · spągu jury dolnej
- · stropu triasu dolnego

Powierzchnie te ograniczają dolnokredowy i dolnojurajski układy sekwestracyjne.

#### Metodologia przetwarzania

Do opracowania przedstawianych modeli strukturalnych metodologię zmodyfikowaną metodologię przetwarzania numerycznego wypracowaną w na przestrzeni 20 poprzednich lat.

Obejmuje ona oparte na wykorzystaniu programu ZMAP+ techniki adaptacji cyfrowanych map konturowych - głównie map sejsmicznych, reprocessing istniejących siatek interpolacyjnych oraz integrację danych archiwalnych, otworowych i sejsmicznych (Papiernik 1998a, 2010, Górecki et. al. 1998, 2001, Papiernik et al. 2000, Papiernik, Hajto, Górecki 2005, Górecki et al. 2006).

Pomijając znaczące zmiany lokalne - przedstawiane modele w porównaniu z poprzednio opracowanymi, mają bardziej złożoną tektonikę i są dokładniej dopasowane do danych otworowych i sejsmicznych w strefach przyuskokowych. Dopływ nowych danych tektonicznych, strukturalnych i otworowych spowodował także znaczącą lokalną modyfikację wszystkich przedstawianych modeli. Większą szczegółowość odwzorowania tektonicznego zapewniło m.in. wprowadzenie w SW części obszaru badań sieci dyslokacji biegnących w kierunku NW–SE na podstawie Mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez et al. 2000). Opracowano je w programach Zmap+ i Petrel w formie gridów 2D o spacjowaniu 500 x500 m.

## Dane wejściowe

Podstawowe dane wejściowe do opracowania modeli strukturalnych stanowiły siatki interpolacyjne opracowane przez zespół KSE AGH w ramach realizacji Atlasu geotermalnego mezozoiku (Górecki et al. 2006) map stropu kredy dolnej, stropu jury górnej, stropu jury dolnej oraz stropu triasu górnego, a także modele spągu kredy górnej i spągu kredy dolnej i górnej, oraz spągu jury środkowej i dolnej. Dodatkową mapę stropu triasu dolnego (pstrego piaskowca środkowego) opracowano w wyniku znaczącej reambulacji

mapy spągu triasu środkowego (retu) opracowane przez Papiernika i Hajtę w trakcie realizacji oraz Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008).

Wszystkie te regionalne modele musiano wymagały daleko idącej integracji, odwzorowań stożkowych Albersa (Górecki et al. 2006) i Lamberta (Papiernik et al. 2008) bądż stożkowych siecznych (Układ 1992) do używanego w przemyśle naftowym odwzorowania Układ 1942 (walcowe styczne). Konwersji tej dokonano aby w przyszłości uzyskać możliwość dowiązania do projektu nowych danych. Zmiana odwzorowania oznacza w praktyce konieczność ponownej estymacji modeli i ich dowiązania do tzw. danych twardych otwory i miękkich (sejsmika). Nowo obliczone siatki interpolacyjne zyskały większą zgodność z danymi otworowymi poprzez zwiększenie gęstości (spacjowanie 500m x500m).

#### Dane otworowe

Opracowane modele strukturalne precyzyjnie dowiązano do profili odwiertów położonych na obszarze badań. Wykorzystywane dane otworowe pochodziły częściowo z bazy danych otworowych zgromadzonych w trakcie opracowania regionalnych map strukturalnych do Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008) jednakże w większość. z nich pochodziła z bazy danych geotermalnych KSE AGH.

Mapy stropu kredy dolnej (**Fig. 1.1.3\_83**) i spągu kredy dolnej (**Fig. 1.1.3\_84**) stanowią przybliżoną granicę dolnokredowego układu sekwestracyjnego. Pierwszy z wymienionych modeli strukturalnych dowiązano do 109 profili odwiertów położonych na obszarze badań.

## Regionalne przekroje sejsmiczne

Wykonane mapy dowiązano również do wyników interpretacji regionalnych przekrojów sejsmicznych strukturalnych (**Fig. 1.1.3\_83 - 87**). Wyjątek stanowi mapa stropu pstrego piaskowca środkowego, którą dowiązano wyłącznie do danych otworowych.

#### Mapy wynikowe

Wynikowe modele strukturalne przedstawiono w postaci rysunków umieszczonych w niniejszym opracowaniu tekstowym (**Fig. 1.1.3\_83 - 87**), a także w formie gridów.



Fig. 1.1.3\_83 Mapa strukturalna stropu kredy dolnej



Fig. 1.1.3\_84 Mapa strukturalna spągu kredy dolnej



Fig. 1.1.3\_85 Mapa strukturalna stropu jury dolnej



Fig. 1.1.3\_86 Mapa strukturalna spągu jury dolnej



Fig. 1.1.3\_87 Mapa strukturalna stropu triasu dolnego.

# Rejon IV - brzeżna strefa Karpat i Zapadliska Przedkarpackiego

Kompleks węglanowy w południowo-wschodniej Polsce (od Krakowa po Rzeszów) (Zbigniew Buła, Ryszard Habryn, Józef Chowaniec, Piotr Freiwald, Tomasz Koziara, Piotr Owsiak, mgr Andrzej Piotrowski, Wojciech Ryłko, Rafał Sikora, Anna Tomaś, Adam Tomaś)

#### Wstęp i metodyka

Kompleks węglanowy obejmuje tu sekwencje skalne, które osadzały się od eiflu po wizen i jest wykształcony w postaci wapieni oraz dolomitów, z wkładkami margli, iłowców, silikoklastyków. Utwory te reprezentują facje platformowe i facje basenowe (facje basenów śródplatformowych), których sedymentacja odbywała się w płytkim zbiorniku epikontynentalnym. Jego dno, podzielone gęstą siecią uskoków na elementy tektoniczne różnej wielkości i kształtu, ulegało zmiennej, w czasie i przestrzeni, subsydencji. Oś maksymalnego pogrążania dna zbiornika, w kolejnych etapach jego rozwoju, zmieniała swoje położenie i kierunek. Miało to doniosły wpływ na rozwój litofacjalny i na grubość gromadzących się osadów. Ich miąższość, w najpełniej rozwiniętych i najlepiej zachowanych profilach, znacznie przekracza 1800 metrów.

Obszar południowo-wschodniej Polski należy do środkowoeuropejskiej części platformy paleozoicznej. Znajdowała się ona na wschodnim szelfie basenu morawsko-śląskiego, a równocześnie stanowiła południowo-zachodnie obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego (Bełka 1987; Paszkowski 1988). Kompleks węglanowy wchodzi tu w skład osadowej osłony masywu małopolskiego i należy do waryscyjskiego cyklu sedymentacyjno-erozyjnego. Zalega on zgodnie na silikoklastych dewońskich lub z niezgodnością kątową i stratygraficzną, na skałach prekambru i/lub starszego paleozoiku (Znosko 1962, 1965, 1983, 1986; Karnkowski i in.1974; Karnkowski 1977; Pożarski 1986; Pożarski i in. 1992; Pożarski & Tomczyk 1993; Buła 1994; Buła i in.1997; Żelaźniewicz & Bankwitz 1995; Żaba 1999). Jego rozwój był związany z synsedymentacyjnymi ruchami dna zbiornika, a jego obecny obraz na powierzchni podmezozoicznej jest także efektem wieloetapowych ruchów tektonicznych postsedymentacyjnych.

Do badań kompleksu węglanowego wytypowano 31 otworów wiertniczych z obszaru między Krakowem i Rzeszowem (**Fig. 1.1.4\_88**). Dla każdego z nich zestawiono geologiczno-geofizyczno-stratygraficzny profil kompleksu węglanowego. Wykorzystano tym celu opisy rdzeni i profili wykonane przez pracowników przemysłu naftowego i Instytutu Geologicznego. Z profilowań geofizycznych wykorzystywano profilowanie gamma (PG), profilowanie potencjałów spontanicznych (PS), profilowanie oporności (PO) oraz profilowanie neutron – gamma. Ze względu na to, iż korzystano głównie z wierceń przemysłu naftowego wykonywanych w latach 70-tych i 80-tych ubiegłego wieku, rozpatrywano głównie charakter jakościowy krzywych geofizyki wiertniczej. Było to wynikiem braku ich standaryzacji. Profilowania radiometryczne w tym okresie kalibrowane były w jednostkach umownych w ilości zliczanych impulsów na minutę, natomiast profilowania oporności w jednostkach oporności pozornej, co w przypadku braku informacji o parametrach elektrycznych płuczki wiertniczej nie pozwala na charakterystykę ilościową badanych poziomów. W związku z tym przy zestawianiu krzywych profilowań geofizycznych pominięto skale tych profilowań.

Stratygrafia kompleksu węglanowego jest oparta na mikrofaunie otwornicowej, a niekiedy także na konodontach, które zostały opracowane prze H. Matyję. Obie te grupy faunistyczne są znakomitymi skamieniałościami przewodnimi i stwarzają możliwość precyzyjnego podziału systemu dewońskiego i dolnokarbońskiego. Z tych powodów, zgodnie z decyzją Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej, granice

wszystkich pięter dewonu i części karbonu wyznaczane są zgodnie z granicami poziomów konodontowych i korelowane z poziomami otwornicowymi (Conil et al., 1976, 1990; J. Kalvoda, 1990, 2002; Poty et al. 2006). Na obszarze badań takiej korelacji nie udało się przeprowadzić, gdyż występujące tu często skrajnie płytkowodne facje węglanowe nie sprzyjały rozwojowi konodontów, przez co są one bardzo rzadkie. W związku z tym, odwołano się do podziałów biostratygraficznych istniejących w innych regionach Europy. Szczególnie przydatny okazał się schemat opracowany przez. Kalvodę (1990, 2002), ze względu na duże podobieństwo zespołów otwornic polskich i morawskich. Ponadto jest to jedyny schemat obejmujący pełną sekwencję skał dewońsko-dolnokarbońskich, w którym otwornice są precyzyjnie skorelowane z konodontami.

Na podstawie wyników analizy litologicznej, mikrofacjalnej i charakteru krzywych profilowań geofizycznych, postawiono granice geologiczne i wydzielono jednorodne kompleksy skalne – serie, którym nadano oznaczenia od A do E. Każda z nich posiada skróconą charakterystykę litologiczną, mikrofacjalną i jest przyporządkowana do określonego wieku. Seria A, o wykształceniu dolomityczno-marglisto-mulowcowym, nie zawiera wskaźników wieku i zaliczono ją umownie do eiflu – żywetu niższego, kierując się jej położeniem w profilu i pewnymi przesłankami stratygraficznymi. Występuje ona bowiem pomiędzy silikoklastycznym podłożem kompleksu węglanowego i wyżej ległymi utworami wapienno-dolomitycznymi serii B, udokumentowanymi jako żywet wyższy – fran. Seria C, zróżnicowana litologicznie i reprezentowana przez wapienie oraz dolomity, z częstymi wkładkami margli i mułowców oraz niekiedy anhydrytów, odpowiada famenowi. Seria D, w skład której wchodzą wapienie z wkładkami utworów ilastych i silikoklastycznych, należy do turneju. Seria E, głównie wapienna, z podrzędną ilością przeławiceń ilastych i terygenicznych, reprezentuje wizen.

Przez obszar badań poprowadzono szereg profili korelacyjnych: Tropiszów – Gumniska (Fig. 1.1.4\_89), Wyciąże – Dziewin (Fig. 1.1.4\_90), Mniszów – Garbek (Fig. 1.1.4\_91), Tropiszów – Jadowniki (Fig. 1.1.4\_92), Niwki – Łowczów (Fig. 1.1.4\_93), Nieczajna Dolna – Nosówka (Fig. 1.1.4\_94), Mędrzechów – Bratkowice (Fig. 1.1.4\_95), Tarnawa-Rajbrot (Fig. 1.1.4\_96). Ujawniły one, poza zmiennością litofacjalną w obrębie serii, także ogromne wahania ich miąższości.

#### Charakterystyka geofizyczna

Najniższa z wydzielonych serii A charakteryzuje się na krzywych profilowań radiometrycznych systematycznym wzrostem ku stropowi udziału materiału węglanowego, spadkiem ilastości. Obserwuje się również wzrost miąższości ławic węglanów oraz widoczna jest na krzywych PS poprawa własności kolektorskich, co można wiązać ze wzrostem wtórnej dolomityczności. W stropie serii A obserwujemy kilkunastometrową wkładkę o większej zawartości substancji ilastej. Seria jest na ogół jednorodna, wyjątkiem jest jej wykształcenie w otworze Grobla 28, gdzie w jej środkowej części obserwujemy serię marglistą o miąższości kilkudziesięciu metrów. Seria A przechodzi prawie w sposób ciągły w nadścielającą ją serię B. Stałość trendu szczególnie jest widoczna na profilowaniach PNG, gdzie obserwujemy systematyczny spadek zailenia ku górze. Poziomem rozdzielającym te dwie serie jest wkładka ilasto-marglista znajdująca się w stropie serii A. Podobnie jak w serii A, seria B jest najbardziej niejednorodna w otworze Grobla 28. Można sądzić, że jest ona tutaj dwudzielna. Poniżej głębokości 2459 metrów mamy do czynienia ze skałami bardziej zwięzłymi (PS, PNG), natomiast powyżej tej głębokości własności kolektorskie tego poziomu się poprawiają. Kolejna seria C charakteryzuje się przede wszystkim spadkiem wskazań na profilowaniach neutron-gamma i wzrostem wskazań na profilowaniach gamma. Od podścielającej ją serii B

jest oddzielona wkładką o powiększonej zawartości materiału ilastego. Jest to sytuacja analogiczna jak w przypadku granicy pomiędzy seriami A i B. Seria C może być nawet dwudzielna, co szczególnie dobrze jest widoczne w otworach Tropiszów 1 i Dziewin 2. W obu tych otworach granica dwudzielności jest zlokalizowana w podobnej głębokości, około 1500 m. Serię D wydzielono w otworach Tropiszów 1, Jadowniki 5, Gumniska 1, Mniszów 16 i Grobla 28. Jest ona serią najbardziej niejednorodną. Na ogół cechuje się ona wzrostem zailenia w stosunku do podścielającej ją serii C.

#### Litofacje i stratygrafia

Kompleks węglanowy jest podzielony na nieformalne jednostki litostratygraficzne – serie, oznaczone literami, od A do E.

Seria A zawiera dolomity krystaliczne (dolosparyty średnio- i grubokrystaliczne) i dolomity margliste (dolomikryty), z wkładkami wapieni dolomitycznych, brekcji dolomitycznych, mułowców, margli, iłowców. Jej cechą charakterystyczną jest ubóstwo lub całkowity brak szczątków organicznych. Leży ona zgodnie na silikoklastykach dewońskich lub z luką sedymentacyjną na znacznie starszym podłożu. Jednostka ta, w stosunku do nadścielającej ją serii B, charakteryzuje się podwyższonymi wskazaniami profilowań gamma (PG) i obniżonymi wskazaniami profilowań neutronowych. Ilość występujących w niej przeławiceń marglistych maleje od dołu ku górze. Jest ona obecna w: Dziewinie 2, Tarnowie 19, Wyciąży 1, Niepołomicach 3, Mniszowie 16, Grobli 28, Niepołomicach 11, Łapczycy 2, Strzelcach Wielkich 1, Rajsku 3. Jej miąższość, w otworach, które osiągnęły klastyczne podłoże, waha się w szerokich granicach, od 160 metrów w Mniszowie 16 do przeszło 400 metrów w Wyciąży 1 i Rajsku 3.

Seria A, w znacznej części, ma charakter wtórny. Jej obecne wykształcenie jest efektem dolomityzacji i rekrystalizacji osadów węglanowych (Łaptaś, 1983; Narkiewicz, Racki, 1984; Narkiewicz, w: Matyja i in., 2001). Dolosparyty, stanowiące obecnie jej zasadniczą część, zawierają relikty pierwotnych struktur i ziaren (intraklasty, peloidy, ooidy, bioklasty) oraz pozostałości substancji mikrytowej pomiędzy kryształami dolomitu i w ich obrębie. W kilku otworach rozpoznano nieliczne amfipory. W najniższym odcinku serii A, w Rajsku 3, Strzelcach Wielkich 1 i Grobli 28, obserwuje się niewielkie zapiaszczenie. W Grobli 28, w środkowej części serii, występuje gruby (około 60 m) pakiet szarych, twardych, "sprasowanych" iłowców zsylifikowanych.

Wiek serii A jest niejednoznaczny, nie posiada ona bowiem dokumentacji biostratygraficznej. Dolomity te zalicza się najczęściej do dewonu środkowego, a podścielające je skały klastyczne do dewonu dolnego (Kwiatkowski i in., 1966; Moryc, 1974, 1986; Turnau, 1974; Tomaś , Zając, 1996; Matyja i in., 2001). Analiza geologiczno-geofizyczna oraz korelacja regionalna we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego wskazują jednak na diachroniczność silikoklastyków dewońskich i możliwość ich większego zasięgu stratygraficznego (Zając, 1984, 1987). W takim przypadku także dolomity byłyby diachroniczne. Jedyną przesłanką stratygraficzną odnośnie wieku serii A jest obecność górnożywecko-frańskich otwornic w spągu nadścielającej ją serii B, w otworze Grobla 28. Dla serii A przyjęto umownie wiek eifel-żywet niższy.

Seria B to pierwsza zwarta, gruba seria wapienna w dewonie z czytelnymi i licznymi mikroskamieniałościami. Jest reprezentowana przez wapienie pelitowe i ziarniste, niekiedy o strukturze gruzłowej, falistej lub laminowanej, z wkładkami dolosparytów i margli. Charakteryzuje się ona wyższymi w stosunku do serii A opornościami pozornymi, podwyższonymi wskazaniami profilowań neutronowych i obniżonymi wskazaniami na krzywych profilowań gamma. W serii B przewarstwienia margliste są bardziej

drobnorytmiczne niż w serii A. W większości korelowanych otworów widoczna jest jej dwudzielność. Dolna jej część jest bardziej zwięzła i zawiera mniej wkładek marglistych od części górnej. Tam gdzie widoczna jest dzielność, części, dolna i górna, rozdzielone są wkładką prawdopodobnie marglistą.

Seria B występuje w ciągłości sedymentacyjnej z jednostką niższą, a granica pomiędzy nimi znajduje się zwykle w miejscu, gdzie w profilach, dolomity ustępują miejsca wapieniom lub te ostatnie uzyskują zdecydowaną przewagę ilościową. Wyjątkiem jest wiercenie Dziewin 2, gdzie jednostka ta jest całkowicie zdolomityzowana, a jej granice wyznaczono tu na podstawie międzyotworowej korelacji geofizycznej. Górna granica serii B znajduje się powyżej wystąpień górnofrańskich otwornic oraz poniżej zmiany facji (wzrost zailenia) i ławic piaskowcowych. Seria A jest ona obecna w: Wyciąży 1, Niepołomicach 11, Niepołomicach 3, Puszczy 1, Łapczycy 2, Dziewinie 2, Mniszowie 16, Grobli 28, Strzelcach Wielkich 1, Rajsku 3, Tarnowie 19, Niwkach 3. Jej miąższość osiągnęła maksymalne wartości w Mniszowie 16 (510 m) i Grobli 28 (571 m).

W Wyciąży 1 dolna część serii B (głęb. 1276-1470 m) jest silnie zdolomityzowana, występują tu wapienie dolomityczne i dolosparyty czarne i różowe, wtórnie kawerniste, z amfiporami. Powyżej (głęb. 1134-1276 m) zalegają wapienie ziarniste, biomikryty i pelbiosparyty z tentakulitoidami i biomikryty fenestralne z amfiporami. W najwyższej części jednostki obecne są tu otwornice wskaźnikowe dla górnego franu.

Seria B w Niepołomicach 11 jest litofacjalnie jednorodna, tworzą ją szare wapienie pelitowe z nielicznymi wkładkami wapieni ziarnistych. Wapienie pelitowe, reprezentowane przez mikryty i biomikryty, niekiedy laminowane, są zbioturbowane i fenestralne. Zawierają otwornice jednokomorowe (Bisphaera, Irregularina, Parathurammina, Vicinesphaera), kalcisfery (Radiosphaera, Archaesphaera), glony (sinice, zielenice), ślimaki, małżoraczki. W wapieniach ziarnistych (intrapelbiomikryty-sparyty) obecne są także intraklasty mikrytowe i mikrytowo-gruzełkowo-fenestralne, liliowce, kolce jeżowców.

W Niepołomicach 3 seria B jest dwudzielna, reprezentowana przez wapienie ziarniste z wkładkami margli w części dolnej oraz wapienie pelitowe i ziarniste w części górnej. Wśród wapieni wyróżniono: mikryty i biomikryty kalcisferowo-otwornicowe ze strukturami oczkowymi, zbioturbowane oraz biomikryty i biomikrudyty amfiporowe.

W Puszczy 1 nawiercono bliżej nieokreśloną część serii B. Tworzą ją wapienie różnoziarniste, biomikrytybiosparyty stromatoporoidowe i glonowe oraz pelsparyty i pelbiosparyty.

W Łapczycy 2 zachowała się tylko niższa część serii B, wyższa jej część została usunięta w wyniku erozji. Występują tu wapienie pelityczne, biomikryty, biosparyty, pelbiosparyty glonowe, otwornicowe (formy jednokomorowe) i amfiporowe. W samym spągu jednostki obecne są tentakulitoidy.

W Dziewinie 2 omawiana jednostka jest niemal całkowicie zdolomityzowane. Są to dolosparyty zbioturbowane, z wapiennymi reliktami licznych bioklastów, kalcisfer, małżoraczków i organizmów kolonijnych.

W rejonie Mniszowa 16, Grobli 28, Strzelc Wielkich 1, seria B jest odmiennie wykształcona. Występują tu ciemne wapienie o strukturze gruzłowej, falistej i/lub laminowanej. W Grobli 28 niższa tej część jednostki (głęb. 2459-2664 m) charakteryzuje się dużym udziałem wkładek marglistych. Wapienie serii B zawierają biotop mieszany, współwystępują tu szczątki organiczne płytkowodnych środowisk platformowych (otwornice, kalcisfery, zielenice, małżoraczki) oraz środowisk basenowych (stylioliny, *Nowakia*). Są one reprezentowane przez: mikryty z otwornicami jednokomorowymi, małżoraczkami, glonami, mikryty ze

styliolinami, pelbiomikryty styliolinowe, biomikryty tentakulitoidowe, styliolinowe, otwornicowokalcisferowo-styliolinowe, intrabiomikryty-rudyty kalcisferowe, intrapelbiomikryty kalcisferowe, biodolosparyty z tentakulitoidami, dolosparyty, margle.

W Rajsku 3 seria B obejmuje sekwencje wapieni pelitowych i neodolosparytów. Wapienie są zbioturbowane, wykształcone w postaci mikrytów laminowanych, mikrytów o pokroju zlepieńcowatym oraz biomikrytów kalcisferowo-otwornicowych (formy jednokomorowe).

W Tarnowie 19 widoczna jest wyraźna dwudzielność serii B. W jej niższej części występują wapienie pelitowe fenestralne (biomikryty glonowe, kalcisferowo-otwornicowe), w wyższej zaś wapienie gruzłowoziarniste (mikryty, intrabiomkryty glonowe).

W Niwkach 3, na utworach zaliczonych do oldredu (Zając, 1984, 1987) zalegają wapienie pelitowe (biomikryty styliolinowe), a następnie wapienie i dolomity serii B.

Stratygrafia serii B opiera się głównie na otwornicach. W jej przyspągowej części (Grobla 28) występuje poziom z *Nanicella (N. cf. ovata Reitlinger),* a w górnej części, w większości otworów, poziom z otwornicami jednoseryjnymi (*Eonodosaria evlanensis Lipina,Eogeinitzina*). Oba te poziomy odpowiadają morawskim zonom, od *Nanicella uralica* do *Eonodosaria evlanensis* oraz zachodnioeuropejskiej zonie DFZ1 (*Nanicella* Df1).

W Niwkach 3 bezpośrednio powyżej stropu serii B występują konodonty dolnofameńskie (P. crepida). Seria B należy do przedziału wiekowego żywet górny – fran.

Serię C budują wapienie pelitowe i ziarniste, często o strukturze gruzłowej lub laminowanej, dolosparyty (niekiedy kawerniste), margle, mułowce. Jest ona niejednorodna w całej swojej rozciągłości. Obserwujemy w jej obrębie szereg naprzemianległych warstw o różnych parametrach fizycznych. W stosunku do serii B charakteryzuje się ona podwyższonymi wskazaniami profilowania gamma i obniżonymi wskazaniami na profilowaniu neutron-gamma. W przyspągowej części serii C występują warstwy charakteryzujące się wysoką zawartością materii ilastej i obecne są ławice piaskowcowe, o miąższości do kilku metrów.

Omawiana jednostka jest obecna w otworach: Wyciąże 1, Tropiszów 1, Niepołomice 11, Niepołomice 3, Puszcza 1, Dziewin 2, Mniszów 16, Grobla 28, Strzelce Wielkie 1, Rajsko 3, Tarnawa 1, Rajbrot 1, Tarnów 19, Łowczów 1, Garbek 1, Gumniska 1, Niwki 3, Swarzów 9, Zalesie 1, Jest najlepiej rozwinięta i zachowana w Strzelcach Wielkich 1 (910 m) i Grobli 28 (788 m). Jej granice, dolna i górna, są erozyjne lub ciągłe.

W Wyciąży 1 i Niepołomicach 11 seria C jest reprezentowana przez wapienie pelitowe, często dolomityczne, dolomity krystaliczne, kawerniste, z wkładkami iłowców i margli. Wśród wapieni wyróżniono biomikryty glonowe, pelbiomikryty otwornicowo-kalcisferowe oraz pelmikryty-sparyty.

W Niepołomicach 3 seria C jest trójdzielna i obejmuje (idąc od dołu): ciemne wapienie pelitowe (mikryty) i czarne margle, wapienie pelitowe i dolosparyty kawerniste, wapienie pelitowe laminowane (mikryty, biomikryty glonowe).

W Puszczy 1 serię C budują wapienie margliste pelitowe i ziarniste. Wapienie są biomikrytami (glonowe, liliowcowo-spikulowo-ślimakowe), intrapelbiomikrytami (glonowe, liliowcowo-glonowe) oraz pelbiomikrytami.

W Tropiszowie 1, Mniszowie 16, Grobli 28, Dziewinie 2, Strzelcach Wielkich 1, Rajsku 3, część lub całość serii C, stanowią facje basenowe. Są to wapienie (pelitowe, ziarniste) i margle, o strukturze gruzłowej i laminowanej, z wkładkami iłowców, mułowców, dolomitów. Wśród wapieni wyróżniono: mikryty, pelmikryty, -sparyty, intrapelsparyty, biomikryty (glonowe, spikulowe, kalcisferowo-otwornicowo-glonowe), biosparyty (liliowcowe), pelbiosparyty kalcisferowo-otwornicowo-glonowe). W Mniszowie 16 występuje niższa część omawianej jednostki, jej utwory są zapiaszczone. W strefie Strzelce Wielkie-Rajsko w wyższej części serii C facje basenowe zostały zastąpione przez płytkowodne facje detrytyczne (intrabiomikrytysparyty-rudyty liliowcowe, intraoosparyty, biosparyty liliowcowe, zlepieńce wapienne). W intrasparudytach z Rajska 3 widoczne są struktury wciskowe i szwy stylolitowe wypełnione substancją żelazistą. Niektóre ziarna mają obwódki żelaziste i/lub mikrodrążenia (dendroidy) wypełnione także materią żelazistą. Głównym składnikiem wapieni są intraklasty (biomikryty, biomikryty kamenidowe, pelbiobiosparyty, mikryty), obecne są także: ziarna zmikrytyzowane, fragmenty struktur sinicowych i ławic mikrobialnych, okruchy skał marglisto-żelazistych oraz bioklasty (głównie liliowce). Obecne są także otwornice górnofameńskie, a wśród nich kwasiendotyry, które spotyka się zarówno w spoiwie jak i w intraklastach biomikrytowych i pelbiosparytowych. W Tropiszowie 1, Grobli 28 i Strzelcach Wielkich 1 utwory omawianej jednostki przechodzą prawdopodobnie w sposób ciągły w jednostkę młodszą.

W rejonie Tarnawy 1 i Rajbrotu 1 seria C jest wykształcona w postaci wapieni pelitowych, mikrytów laminowanych i zbioturbowanych, biomikrytów (małżoraczkowe, liliowcowo-otwornicowe, małżoraczkowo-kalcisferowe, glonowe), rzadziej wapieni ziarnistych (pelsparyty, intrasparyty). Spotyka się tu też wkładki dolosparytów i skał krzemionkowo-węglanowych.

W Tarnowie 19 seria C jest jednorodna, reprezentowana przez wapienie ziarniste (facje platformowe), intramikryty, intrabiomikryty, intrapelsparyty, intrabiosparyty, biomikryty (liliowcowo-małżoraczkowo-glonowo-kalcisferowe). W Gumniskach 1 tworzą ją wapienie pelitowe, piaszczyste, zbioturbowane, biomikryty i pelmikryty (glonowe, glonowo-małżoraczkowe, małżoraczkowo-glonowo-ramienicowe).

W Łowczowie 1 w serii C występują wapienie ziarniste i pelitowe, intramikryty, biomikryty (glonowe, małżoraczkowo-ślimakowe) i pelmikryty. W Garbku 1 zachował się tylko jej drobny fragment, reprezentowany przez wapienie ziarniste, intramikryty żelaziste i biomikryty.

W Niwkach 3 serię C tworzą wapienie o pokroju gruzłowym, w części niższej pelitowe (biomikryty styliolinowo-glonowe), a w części wyższej pelitowe i ziarniste (biomikryty, pelbiosparyty liliowcowo-małżoraczkowe).

W Swarzowie 9 do serii C zaliczono sekwencje osadów wadycznych, gleb kopalnych oraz wapieni pelitowych i ziarnistych (biomikryty i pelbiosparyty kalcisferowo-otwornicowe oraz liliowcowe, intrabiosparyty). W Zalesiu 1 omawiana jednostka, obejmująca sekwencję wapieni (mikryty), dolomitów oraz gleb kopalnych, z wkładkami silikoklastyków i anhydrytów, zalega na utworach old redu.

Wiek serii C jest udokumentowany przez otwornice oraz niekiedy konodonty. W: Puszczy 1, Tarnawie 1, Gumniskach 1, Tarnowie 19, Łowczowie 1, Garbku 1, Zalesiu 1 występuje poziom z prymitywnymi *Tournayellidae.* Odpowiada on interzonie *Eonodosaria-Quasiendothyra* na Morawach i zonie DFZ2 (*Septatournayella* Df2) w Europie zachodniej, są one wieku dolnofameńskiego. W większości otworów obecny jest poziom z przedstawicielami rodzaju *Quasiendothyra (Q. communis, Q. regularis, Q. kobeitusana, Q. konensis)*, wskaźnikowego dla górnego famenu. Koreluje się on z morawskimi zonami *Quasiendothyracommunis-Q. regularis* i *Quasiendothyra kobeitusana- Q.konensis* oraz odpowiada w

przybliżeniu zachodnioeuropejskim zonom DFZ3-DFZ7 *(Quasiendothyra* Df3). W Rajsku 3, w stropowej części utworów zaliczonych do serii C, poza kwasiendotyrami, spotkano (w oddzielnych szlifach) pojedynczych przedstawicieli rodzaju *Chernyshinella* bardzo podobnych do środkowoturnejskiego gatunku *Ch. glomiformis Lipina*.

Fauna konodontowa występuje w Grobli 28, Mniszowie 16, Niwkach 3 i Tarnawie 1. W Grobli 28, wskazuje ona na obecność zon, *rhomboidea* - dolna *marginifera*, dolna *marginifera* oraz górna *expansa* - dolna *praesulcata*. W Mniszowie 16, w środkowej i wyższej części utworów zaliczonych do serii C, oznaczono poziom górna *rhomboidea* - dolna *marginifera*). W Niwkach 3, w przyspągowej części serii C znaleziono konodonty zony *crepida*. W Tarnawie 1 występują konodonty zon, górna *expansa*-dolna *praesulcata*. Kompletna seria C reprezentuje famen.

Serię D, w miejscach gdzie zachowała się, tworzą wapienie ziarniste i pelitowe, miejscami o strukturze laminowanej lub gruzłowej, z podrzędną ilością przeławiceń margli, iłowców, silikoklastyków. Jest ona bardziej jednorodna litofacjalnie niż seria C i wyróżnia się wyraźnie na krzywych geofizycznych. Charakteryzuje się obniżonymi wskazaniami profilowań neutron-gamma w stosunku do zalegającej niżej serii C. Również oporność pozorna skał budujących serię D jest zdecydowanie niższa. W jej obrębie obserwujemy systematyczne zmniejszanie się ilości przewarstwień z materiałem ilastym od spągu ku stropowi. Jej granice, dolna i górna, są erozyjne lub ciągłe.

Seria D jest obecna w: Tropiszowie 1, Mniszowie 16, Grobli 28, Strzelcach Wielkich 1, Tarnawie 1, Żegocinie 2, Rajbrocie 1, 2, Gumniskach 1, Mędrzechowie 1, Niwkach 3, Swarzowie 9, Jadownikach 5, Zalesiu 1, Bratkowicach 4. Jej miąższość osiąga maksymalną wartość w Tropiszowie 1 (676 m).

W Tropiszowie 1 seria D wykształcona jest w postaci facji basenowych. Część najniższą jej profilu tworzą wapienie (mikryty) i margle. Część środkową stanowią wapienie pelitowe, mikryty i biomikryty spikulowe oraz pelsparyty. W części górnej występują wapienie pelitowe laminowane i wapienie ziarniste (mikryty, intrapeloobiomikryty) oraz margle.

W Mniszowie 16 do serii D zaliczono sekwencje przeplatających się margli, iłowców oraz wapieni ziarnistych i pelitowych (intrabiosparyty, biomikryty glonowo- spikulowe), reprezentuje ona facje basenowe. Leży ona z przerwą sedymentacyjną na niższej części serii C i przechodzi w sposób ciągły w jednostkę E.

W Grobli 28 zachowała się tylko niższa część omawianej jednostki i tworzą ją facje basenowe, wapienie pelitowe laminowane, przeplatane marglami i iłowcami, z rzadkimi wkładkami neodolosparytów (spikulowe). Wśród wapieni wyróżniono pelbiosparyty i biomikryty spikulowe i spikulowo-glonowe. Seria D leży prawdopodobnie zgodnie na utworach starszych (fameńskich), jest ścięta erozyjnie od góry.

W Strzelcach Wielkich 1 seria D obejmuje sekwencję wapieni pelitowych (pelbiomikryty-sparyty), iłowców i spikulitów. Jej granica dolna prawdopodobnie jest ciągła, natomiast górna wiąże się z luką sedymentacyjną.

W Tarnawie, Rajbrocie 1, 2, Żegocinie 1 seria D ma charakter wapienno-detrytyczny (facje platformowe). Występują tu głównie wapienie ziarniste, rzadziej wapienie pelitowe. Są one reprezentowane przez różnorodne odmiany mikrofacjalne: intrapelsparyty, intrapelbiosparyty (liliowcowo-glonowe, liliowcowo-ramienionogowo-otwornicowe), intrabiomikryty-sparyty (liliowcowe, otwornicowe), oomikryty-sparyty, oobiosparyty, pelmikryty-sparyty, pelbiomikryty-sparyty (glonowe, liliowcowo-glonowe, liliowcowe, ramienionogowe, małżoraczkowo-liliowcowo-otwornicowe, otwornicowe, kalcisferowo-otwornicowe), biomikryty-sparyty (liliowcowe, glonowe, liliowcowo-glonowe, kalcisferowo-otwornicowe).

W obrębie tej jednostki rozwinął się poziom marglisty, którego wiek jest udokumentowany przez zony konodontowe I-C2/Ty1 (pogranicze turnej środkowy/górny) i stanowi lokalny poziom korelacyjny (Matyja i in., 2001). Zaznacza się on wyraźnie na krzywych radiometrycznych. Poziom marglisty jest reprezentowany przez czarne laminity ze spikulami gąbek i wekistony zawierające materiał szkieletowy płytkowodnego pochodzenia, m.in. glony, ramienionogi i korale (Narkiewicz, w: Matyja i in., 2001).

W Gumniskach serię D budują, występujące na przemian, wapienie ziarniste, margle, iłowce. W Mędrzechowie 1 sedymentacja karbońska rozpoczęła się w turneju górnym. Tworzyły się wapienie pelityczne (mikryty, biomikryty glonowe, otwornicowe, kalcisferowo-otwornicowe) i dolomity (wadyczne, ślimakowe).

W Niwkach 3 serię D budują wapienie ziarniste i pelitowe. W niższej części jej profilu są one piaszczyste i reprezentowane przez pelbiosparyty liliowcowe i liliowcowo-otwornicowe. W jej górnej części pojawiają się dodatkowo biomikryty spikulowo-kalcisferowe (facje lagunowe). W obrębie tej jednostki, na pograniczu turneju środkowego i górnego (zona konodontowa S. isosticha), występuje poziom marglisty, analogiczny do obecnego w rejonie Tarnawa-Rajbrot.

W Swarzowie 9 występuje kompletna, skondensowana sekwencja utworów serii D. Tworzą ją wapienie ziarniste, w dolnej części piaszczyste i z wkładkami piaskowców wapnistych, w górnej części z wkładkami brekcji wapiennych. Wapienie reprezentowane są przez: biosparyty liliowcowe, liliowcowo-otwornicowe, biomikryty glonowe, otwornicowe, pelsparyty, intrabiosparyty.

W Jadownikach 5 zachowała się tylko niższa część serii D o rozbudowanej miąższości. Obejmuje ona, idąc od dołu, wapienie ziarniste (intrasparyty, intrabiomikryty, pelbiosparyty), wapienie pelitowe (biomikryty piaszczyste spikulowo-kalcisferowo-otwornicowe) z wkładkami iłowców i margli, silikoklastyki i iłowce.

W Zalesiu 1 sedymentacja karbońska, podobnie jak w Mędrzechowie 1, rozpoczęła się w turneju górnym, którego utwory leżą tu z przerwą sedymentacyjną na utworach fameńskich. Seria D jest reprezentowana przez wapienie pelitowe (biomikryty glonowe, mikryty zbioturbowane) i dolomity ślimakowe.

W Bratkowicach 4 seria D rozpoczyna się w turneju środkowym i jest wykształcona w postaci wapieni pelitowych (biosparyty glonowe, otwornicowe, liliowcowe, biomikryty, pelsparyty) z przeławiceniami silikoklastyków.

Miąższość serii D osiąga maksymalne wartości w Tropiszowie 1 (676 m) gdzie jest ona ścięta erozyjnie od góry i w Rajbrocie 2 (669 m) gdzie jej profil jest kompletny.

Wiek serii D jest udokumentowany przez otwornice i konodonty. W: Tarnawie 1, Rajbrocie 1, 2, Gumniskach 1, Jadownikach 5, Swarzowie 9, zespoły zawierają: *Chernyshinella spp., Ch. disputabilis Dain, Tournayellina beata Malakhova, T. septata Malakhova, Laxoendothyra paracosvensis (Lipina).* Wskazują one na morawską zoną *T. beata*, gdzie jej zasięg obejmuje interwał od pogranicza D/C do turneju dolnego włącznie. W Europie zachodniej podobną zonę (DFZ8, *Tournayellina pseudobeata)* wyróżniono w samym stropie dewonu. W Grobli 28 poziom *Tournayellina beata* jest zastąpiony przez poziom z otwornicami jednokomorowymi. Środkowoturnejski poziom (*Chernyshinella glomiformis, Tournayellina beata Malakhova, Spinobrunsiina, Forschiinae,* formy tuberkulatowe) występuje w: Tropiszowie 1, Tarnawie 1, Rajbrocie 1, 2, Gumniskach 1, Bratkowicach 4, występuje poziom z *Chernyshinella glomiformis, Tournayellina beata Malakhova, Spinobrunsiina, Forschiinae, Forschiinae* iformami tuberkulatowymi. Koreluje się on z zonami, *Chernyshinella glomiformis* na Morawach i MFZ3 (Cf1β) w Europie zachodniej. W: Tarnawie 1,
Żegocinie 1, Rajbrocie 2, 1, Mniszowie 16, Strzelcach Wielkich 1, Mędrzechowie 1, Zalesiu 1, zespoły otwornic zawierają: *Eoforschia, Paradainella, Dainella, Florenella, Paraendothyra* (tylko w Tarnawie 1), *Latiendothyranopsis, Plectogyranopsis exelicta)*, taksony, które są znane z utworów nie starszych niż turnej górny. Są one podobne do zespołów zon, *Paraendothyra* na Morawach i MFZ5 (*Paraendothyra*) w Europie zachodniej. W Rajbrocie 2, Mędrzechowie 1, Swarzowie 9 znaleziono najwyższy poziom turnejski (z: *Eotextularia diversa, Tetrataxis*), który odpowiada zonie *Tetrataxis - E. diversa* na Morawach i zonom MFZ6-MFZ8 na zachodzie Europy. Dokumentacja biostratygraficzna utworów serii D wskazuje, że ma ona zasięg od pogranicza dewon/karbon po najwyższy turnej.

W badanym materiale obecne są konodonty zon, górna *expansa-sulcata* oraz górna *duplicata – crenulata* (Grobla 28), górna *crenulata-isosticha*-dolny *typicus* (Tarnawa 1, Rajbrot 1), *isosticha* (Niwki 3), *typicus* górny-*anchoralis* latus (Mniszów 16).

Serię E tworzą, w większości, facje typowe dla otwartych środowisk na platformie, wapienie ziarniste i pelitowe, niekiedy z przeławiceniami margli, iłowców, brekcji wapiennych, piaskowców, spikulitów. Jest ona obecna w: Mniszowie 16, Strzelcach Wielkich 1, Rajbrocie 2, Rudnie 1, Mędrzechowie 1, Nieczajnej Dolnej 3, Dębicy 2, Zalesiu 1, Niwiskach 7, Bratkowicach 4, Będzienicy 2, Nosówce 8. Przejście od serii D do serii E, obserwowane w nielicznych otworach, odbywa się na ogół w podobnych litofacjalnie utworach i słabo zaznacza się na krzywych geofizycznych. Górna granica serii E jest erozyjna i jej nadkład stanowi jura, permo-trias lub kulm.

Wapienie wykształcone są w postaci: intrabiomikrytów- sparytów (liliowcowo-glonowe), intrasparytów, oointramikrytów, biomikrytów (kalcisferowo-ramienionogowe, intrapelmikrytów, kalcisferowootwornicowe, ramionionogowo-liliowcowe, otwornicowe, glonowo-otwornicowe, glonowe, glonowospikulowe, małżoraczkowo-ślimakowe), pelbiosparytów kalcisferowe, kalcisferowe, (liliowcowiotworbicowe) w różnym stopniu przekrystalizowanych. W Mniszowie 16 seria E jest wykształcona w facjach basenowych. Są to, w dolnej części profilu wapienie ziarniste (mikrofacje analogiczne do wyżej wymienionych) z wkładkami margli, a w jego górnej części wapienie pelitowe laminowane (biomikryty spikulowe), spongiolity, wapienie ziarniste, iłowce, margle.

Seria E jest udokumentowana przez trzy poziomy otwornicowe. W Mniszowie 16, Mędrzechowie 1, Rudnie 1, Zalesiu 1, Niwiskich 7, Bratkowicach 4, Nosówce 8 występują zespoły z *Eoparastaffella simplex Vdovenko, E. rotunda Vdovenko, Glomodiscus oblongus (Conil et Lys), Endothyra laxa (Conil et Lys),* taksonami wskażnikowymi dla wizenu niższego V1-V2a (Conil et al. 1976, 1979,1990). W Mniszowie 16, Rudnie 1, Nieczajnej Dolnej 3, Dębicy 2, Będzienicy 2, Nosówce 8 natrafiono na otwornice charakterystyczne dla wizenu wyższego V2b-V3a, *Pojarkovella nibelis (Durkina), Endothyranopsis compressus Rauzer-Reitlinger, E. crassus (Brady), Plectogyranopsis exelicta (Conil et Lys), Globoendothyra globulus (Eichwald), Bradyina rotula (Eichwald), Eostaffella ikensis Vissarionova. W Będzienicy 2 i Nosówce 8 w zespołach pojawia się Neoarchaediscus, takson wskaźnikowy dla najwyższego wizenu (V3bc). Seria E w pełni rozwinięta i zachowana należy do wizenu.* 

#### Litostratygrafia i mikrofacje kompleksu węglanowego w zbiornikach, Niepołomice i Grobla

Eifelsko-wizeński kompleks węglanowy, w zbiorniku Niepołomic i Grobli, jest podzielony na nieformalne jednostki litostratygraficzne (od A do E) i reprezentowany przez wapienie oraz dolomity, z przeławiceniami margli, iłowców, brekcji wapiennych i silikoklastyków. Utwory te są wykształcone w dwóch facjach,

platformowej i basenowej. Obie te facje często przeplatają się w profilach, w niektórych przypadkach cały profil kompleksu węglanowego jest reprezentowany przez jedną z nich. Kompleks węglanowy leży na ogół zgodnie na silikoklastykach dewonu dolnego, tylko niekiedy w jego podłożu znajdują się utwory starszego paleozoiku. Nadkład kompleksu węglanowego stanowią utwory jury lub permu. Jego miąższość waha się w szerokich granicach, od około 153 m w Rudnie 1 (nieprzewiercony), do około 1798 m w Strzelcach Wielkich 1 i około 1886 m w Grobli 28 (nieprzewiercony).

Seria A zawiera dolomity krystaliczne (dolosparyty średnio- i grubokrystaliczne) i dolomity margliste (dolomikryty), z wkładkami wapieni dolomitycznych, brekcji dolomitycznych, mułowców, margli, iłowców. Dolomity są często kawerniste i/lub szczelinowate, a w najniższym odcinku serii A także lekko zapiaszczone. Jednostka ta jest niemal pozbawiona szczątków organicznych, ich relikty i fantomy są rzadkie. Jest ona na obszarze obu zbiorników, Niepołomic i Grobli, wykształcona podobnie, w facjach platformowych.

Jednostka ta, w stosunku do nadścielającej ją serii B, charakteryzuje się podwyższonymi wskazaniami profilowań gamma (PG) i obniżonymi wskazaniami profilowań neutronowych. Ilość występujących w niej przeławiceń marglistych maleje generalnie od dołu ku górze. W większości otworów najniższa część serii A wyróżnia się zwiększoną marglistością w stosunku do je pozostałej części.

Seria A jest obecna w: Wyciąży 1 (**Fig. 1.1.4\_97**), Niepołomicach 11, Łapczycy 2, Niepołomicach 3 (**Fig. 1.1.4\_98**), Mniszowie 16 (**Fig. 1.1.4\_102**), Grobli 28, Dziewinie 2, Strzelcach Wielkich 1 (**Fig. 1.1.4\_103**), Rajsku 3; w Tropiszowie 1, Rudnie 1 i Puszczy 1 nie została nawiercona. Jej miąższość, w otworach, które osiągnęły klastyczne podłoże, waha się w szerokich granicach, od 160 metrów w Mniszowie 16 do przeszło 400 metrów w Wyciąży 1 i Rajsku 3.

Seria A, w znacznej części, ma charakter wtórny. Jej obecne wykształcenie jest efektem dolomityzacji i rekrystalizacji osadów węglanowych (Łaptaś, 1983; Narkiewicz, Racki, 1984; Narkiewicz, w: Matyja i in., 2001). Dolosparyty, stanowiące obecnie jej zasadniczą część, zawierają relikty pierwotnych struktur i ziaren(intraklasty, peloidy, ooidy, bioklasty) oraz pozostałości substancji mikrytowej pomiędzy kryształami dolomitu i w ich obrębie.

W Wyciąży (zbiornik Niepołomic), w najniższej części serii A (głęb. 1776-1888 m), zalegają czarne dolomity margliste (dolomikryty) laminowane faliście czarnym iłowcem. Powyżej (głęb. 1470-1776 m) występują dolomity krystaliczne i wapienie dolomityczne, zbite lub kawerniste, niekiedy ze szczelinami pionowymi, ze smugami ciemnego i pstrego materiału ilastego oraz margle ciemne.

W Niepołomicach 11, w najniższej części jednostki (głęb. 1770-1853 m) obecne są czarne dolomity margliste lekko zapiaszczone i miejscami zbioturbowane. W jej pozostałej części (głęb.1520-1770 m) zalegają dolomity krystaliczne (dolosparyty) i pelityczne (dolomikryty), ciemno-szare z czerwonymi plamami, kawerniste i szczelinowate, z cienkimi wkładkami dolomitów z amfiporami, dolomitów marglistych i margli dolomitycznych. Szczeliny są liczne, na ogół pionowe, wypełnione kalcytem.

W Łapczycy 2 seria A w swym najniższym odcinku (głęb. 1759-1795 m) jest reprezentowana przez ciemne dolomikryty z wkładkami iłowców, a w pozostałej części (głęb. 1561-1759 m) przez dolomikryty szaroróżowe, kawerniste, z wkładkami dolomitów z amfiporami?.

W Niepołomicach 3 jej dolną część (głęb. 1864-1970 m) stanowią ciemne dolomity margliste (dolomikryty), bitumiczne z przeławiceniami pstrych iłowców, zaś jej wyższą część (głęb. 1630-1864 m) dolosparyty z amfiporami.

W Mniszowie 16 (zbiornik Grobli) seria A jest cienka i jednorodna, tworzą ją dolomity margliste, ciemne, spękane, z licznymi żyłkami kalcytu.

W Grobli 28 jest ona reprezentowana przez różnorodne litofacje, dolomity margliste, dolomity krystaliczne (dolosparyty z reliktami ziarn), dolosparyty z amfiporami, wkładki iłowców zsylifikowanych, margli, brekcji dolomitycznych. Dolomity są różnoziarniste, od dolomikrytu po dolosparyt, często o strukturze falistogruzłowej, z tlenkami żelaza i z pirytem, spękane, szczelinowate lub zlustrowane. W obrębie serii A (głęb. 2785-2817 m) występuje gruby pakiet szarych, twardych, "sprasowanych" iłowców zsylifikowanych.

W Dziewinie 2 w najniższym odcinku jednostki (głęb. 2438-2502 m) zalegają dolomity margliste, miejscami spękane i mułowce czarne. Jej pozostałą część (głęb. 2255-2438 m) budują dolosparyty, dolomikryty margliste, zbioturbowane i z reliktami bioklastów, wapienie dolomityczne i iłowce.

W Strzelcach Wielkich 1 seria A jest dość jednorodna, reprezentowana przez dolomity krystaliczne (dolosparyty) z reliktami ziaren wapiennych, a w najniższej części także z wkładkami silikoklastyków.

W Rajsku 3 omawianą jednostkę, w części najniższej (głęb. 2395-2468 m), tworzą dolosparyty ilaste z reliktami bioklastów (liliowce, małżoraczki, ślimaki) i kwarcem detrytycznym, w pozostałej części (głęb. 2067-2395 m) dolosparyty z wkładkami dolomitów marglistych i margli.

Wiek serii A jest niejednoznaczny, nie posiada ona bowiem dokumentacji biostratygraficznej. Dolomity te zalicza się najczęściej do dewonu środkowego, a podścielające je skały klastyczne do dewonu dolnego (Kwiatkowski i in., 1966; Moryc, 1974, 1986; Turnau, 1974; Tomaś, Zając, 1996; Matyja i in., 2001). Analiza geologiczno-geofizyczna oraz korelacja regionalna wskazują jednak na diachroniczność silikoklastyków dewońskich i możliwość ich większego zasięgu stratygraficznego (Zając, 1984,1987; Narkiewicz, 2005). Z tego wynika, że także seria dolomitowa, na większym obszarze, może być diachroniczna. Jedyną przesłanką odnośnie jej wieku jest obecność górnożywecko-frańskich otwornic w spągu nadścielającej ją serii B, w otworze Grobla 28. Dla serii A przyjęto warunkowo wiek eifel-żywet niższy.

Seria B to pierwsza zwarta, gruba seria wapienna w dewonie z czytelnymi i licznymi mikroskamieniałościami. Jest ona wykształcona w postaci wapieni pelitowych i ziarnistych, niekiedy o strukturze gruzłowej, falistej lub laminowanej, z wkładkami dolosparytów i margli. Seria B jest reprezentowana przez facje platformowe na obszarze zbiornika Niepołomic i przez facje basenowe i mieszane na obszarze zbiornika Grobli. Jednostka ta charakteryzuje się wyższymi w stosunku do serii A opornościami pozornymi, podwyższonymi wskazaniami profilowań neutronowych i obniżonymi wskazaniami na krzywych profilowań gamma. W serii B przewarstwienia margliste są bardziej drobnorytmiczne niż w serii A. W większości korelowanych otworów widoczna jest jej dwudzielność. Dolna jej część jest bardziej zwięzła i zawiera mniej wkładek marglistych od części górnej. Tam gdzie widoczna jest dzielność, części, dolna i górna, rozdzielone są wkładką prawdopodobnie marglistą.

Seria B występuje w ciągłości sedymentacyjnej z jednostką niższą, a granica pomiędzy nimi znajduje się zwykle w miejscu, gdzie w profilach, dolomity ustępują miejsca wapieniom lub te ostatnie uzyskują zdecydowaną przewagę ilościową. Jej górna granica została wyznaczona powyżej wystąpień otwornic jednoseryjnych oraz poniżej zmiany facji (wzrost zailenia) i ławic piaskowcowych. W Dziewinie 2 jednostka ta jest całkowicie zdolomityzowana i jej granice wyznaczono na podstawie międzyotworowej korelacji geofizycznej.

Seria B jest obecna w: Wyciąży 1, Niepołomicach 11, Łapczycy 2, Niepołomicach 3, Puszczy 1 (**Fig. 1.1.4\_101**), Mniszowie 16, Grobli 28, Dziewinie 2, Strzelcach Wielkich 1, Rajsku 3; w Tropiszowie 1 i Rudnie 1 nie została nawiercona. Jej grubość, w otworach, w których została przewiercona, waha się od 236 m w Niepołomicach 3 do 510 m w Mniszowie 16 i 571 m w Grobli 28.

W Wyciąży 1 (zbiornik Niepołomic) dolna część serii B (głęb. 1276-1470 m) jest silnie zdolomityzowana, występują tu wapienie dolomityczne i dolosparyty czarne i różowe, wtórnie kawerniste, z amfiporami. Powyżej (głęb. 1134-1276 m) zalegają wapienie ziarniste, biomikryty i pelbiosparyty z tentakulitoidami i biomikryty fenestralne z amfiporami. W najwyższej części jednostki obecne są tu otwornice wskaźnikowe dla górnego franu.

Seria B w Niepołomicach 11 jest litofacjalnie jednorodna, tworzą ją szare wapienie pelitowe z nielicznymi wkładkami wapieni ziarnistych. Wapienie pelitowe, reprezentowane przez mikryty i biomikryty, niekiedy laminowane, są zbioturbowane i fenestralne. Zawierają otwornice jednokomorowe (Bisphaera, Irregularina, Parathurammina, Vicinesphaera), kalcisfery (Radiosphaera, Archaesphaera), glony (sinice, zielenice), ślimaki, małżoraczki. W wapieniach ziarnistych (intrapelbiomikryty-sparyty) obecne są także intraklasty mikrytowe i mikrytowo-gruzełkowo-fenestralne, liliowce, kolce jeżowców. W samym stropie serii spotyka się otwornice górnofrańskie.

W Łapczycy 2 zachowała się tylko niższa część serii B, wyższa jej część została usunięta w wyniku erozji. Występują tu wapienie pelityczne, biomikryty, biosparyty, pelbiosparyty glonowe, otwornicowe (formy jednokomorowe) i amfiporowe. W samym spągu jednostki obecne są tentakulitoidy.

W Niepołomicach 3 seria B jest dwudzielna, reprezentowana przez wapienie ziarniste z wkładkami margli w części dolnej oraz wapienie pelitowe i ziarniste w części górnej. Wśród wapieni wyróżniono: mikryty i biomikryty kalcisferowo-otwornicowe ze strukturami oczkowymi, zbioturbowane oraz biomikryty i biomikrudyty amfiporowe. W stropie jednostki występują otwornice wskaźnikowe dla górnego franu.

W Puszczy 1 nawiercono bliżej nieokreśloną część serii B. Tworzą ją wapienie różnoziarniste, biomikrytybiosparyty stromatoporoidowe i glonowe oraz pelsparyty i pelbiosparyty. W jej stropie stwierdzono obecność otwornic górnofrańskich.

Na obszarze zbiornika Grobli, w Mniszowie 16, Grobli 28 i Strzelcach Wielkich 1, seria B jest odmiennie wykształcona. Występują tu ciemne wapienie o strukturze gruzłowej, falistej i/lub laminowanej. W Grobli 28 niższa tej część jednostki (głęb. 2459-2664 m) charakteryzuje się dużym udziałem wkładek marglistych. Wapienie serii B zawierają biotop mieszany, współwystępują tu szczątki organiczne płytkowodnych środowisk platformowych (otwornice, kalcisfery, zielenice, małżoraczki) oraz środowisk basenowych (stylioliny, *Nowakia*). Są one reprezentowane przez: mikryty z otwornicami jednokomorowymi, małżoraczkami, glonami, mikryty ze styliolinami, pelbiomikryty styliolinowe, biomikryty tentakulitoidowe, styliolinowe, otwornicowo-kalcisferowo-styliolinowe, intrabiomikryty-rudyty kalcisferowe, intrapelbiomikryty kalcisferowe, biodolosparyty z tentakulitoidami, dolosparyty, margle. W Mniszowie 16 i Grobli 28 są obecne otwornice górnofrańskie, a w tym drugim otworze także otwornice górnożywecko-frańskie.

W Dziewinie 2 omawiana jednostka jest niemal całkowicie zdolomityzowane. Są to dolosparyty zbioturbowane, z wapiennymi reliktami licznych bioklastów, kalcisfer, małżoraczków i organizmów kolonijnych.

W Rajsku 3 seria B obejmuje sekwencje wapieni pelitowych i neodolosparytów. Wapienie są zbioturbowane, wykształcone w postaci mikrytów laminowanych, mikrytów o pokroju zlepieńcowatym oraz biomikrytów kalcisferowo-otwornicowych (formy jednokomorowe).

Wiek serii B został wyznaczony na podstawie otwornic. W jej przyspągowej części (Grobla 28) występuje poziom z *Nanicella (N. cf. ovata Reitlinger),* a w górnej części, w większości otworów, poziom z otwornicami jednoseryjnymi (*Eonodosaria evlanensis Lipina,Eogeinitzina*). Oba te poziomy odpowiadają morawskim zonom, od *Nanicella uralica* do *Eonodosaria evlanensis* oraz zachodnioeuropejskiej zonie DFZ1 (*Nanicella* Df1). Serię B zaliczono do przedziału wiekowego żywet górny – fran.

Serię C budują wapienie pelitowe i ziarniste, często o strukturze gruzłowej lub laminowanej, dolosparyty (niekiedy kawerniste), z wkładkami margli, mułowców, iłowców, piaskowców. Na obszarze zbiornika Grobli jest ona wykształcona w facjach basenowych, a na obszarze zbiornika Niepołomic w facjach platformowych i basenowych. Jednostka ta jest niejednorodna w całej swojej rozciągłości. Obserwujemy w jej obrębie szereg naprzemianległych warstw o różnych parametrach fizycznych. W stosunku do serii B charakteryzuje się ona podwyższonymi wskazaniami profilowania gamma i obniżonymi wskazaniami na profilowaniu neutron-gamma. W przyspągowej części serii C występują warstwy charakteryzujące się wysoką zawartością materii ilastej i obecne są ławice piaskowcowe, o miąższości do kilku metrów.

Omawiana jednostka jest obecna w: Wyciąży 1, Niepołomicach 11, Tropiszowie 1, Niepołomicach 3, Puszczy 1, Mniszowie 16, Grobli 28, Dziewinie 2, Strzelcach Wielkich 1, Rajsku 3, najlepiej rozwinięta i zachowana w Strzelcach Wielkich 1 (910 m) i Grobli 28 (788 m). Jest ona ścięta od góry w wyniku erozji lub, rzadziej, w sposób ciągły przechodzi w jednostkę młodszą.

Profil serii C w Wyciąży 1 (zbiorniki Niepołomic) budują facje platformowe, najpierw wapienie pelitowe dolomityczne z wkładkami dolosparytów, a powyżej wapienie pelitowe i dolosparyty kawerniste z przeławiceniami iłowców. Wapienie wykształcone są w postaci biomikrytów, biomikrytów glonowych (isinellowych), pelbiomikrytów otwornicowo- kalcisferowych, pelmikrytów-sparytów oraz mikrytów. W obrębie serii występują otwornice górnofameńskie.

W Niepołomicach 11 serię C tworzą także facje platformowe, wapienie dolomityczne (mikryty) i dolosparyty, w jej wyższej części z przeławiceniami marglistymi. Wapienie i dolomity są często kawerniste i szczelinowate. W górnej części jednostki spotyka się górnofameńskie taksony otwornicowe.

W Puszczy 1 seria C (facje platformowe) jest reprezentowana przez wapienie margliste, pelitowe i ziarniste, biomikryty (glonowe, liliowcowo-spikulowo-ślimakowe) i intrapelbiomikryty (glonowe, liliowcowo-glonowe). Występują w nich otwornice dokumentujące famen dolny i górny.

W Tropiszowie 1 seria C nie została przewiercona i przechodzi ona prawdopodobnie w sposób ciągły w utwory jednostki młodszej. Seria C jest tu reprezentowana przez facje basenowe, sekwencje wapieni gruzłowych i laminowanych, dolosparytów oraz margli. Wapienie wykształcone są głównie w postaci mikrytów z podrzędną ilością bioklastów (otwornice jednokomorowe, spikule gąbek, glony, liliowce, ramienionogi, małżoraczki), kwarcu detrytycznego i tlenków żelaza. Obecne są także biomikryty glonowe (isinellowe). W wyższej części tej jednostki spotyka się otwornice przewodnie dla górnego famenu.

W Niepołomicach 3 seria C, o rozwoju w większości lub w całości basenowym, obejmuje sekwencje szarych i ciemnych wapieni pelitowych, dolosparytów oraz czarnych margli i iłowców. Wapienie, mikryty i biomikryty glonowe, są niekiedy laminowane lub zdolomityzowane. Dolomity zawierają relikty liliowców,

ramienionogów, małżoraczków, amfipor i są miejscami kawerniste. W górnej części jednostki są obecne otwornice górnego famenu.

Na obszarze zbiornika Grobli seria C ma wykształcenie basenowe, tworzą ją wapienie pelitowe i ziarniste, gruzłowe i laminowane, margle, iłowce z wkładkami mułowców, dolosparytów, spongiolitów.

W Mniszowie 16 zachowała się tylko niższa część serii C, jej wyższa część uległa podmorskiej erozji lub nie osadziła się. Wapienie są tu reprezentowane przez: mikryty, pelmikryty-sparyty niekiedy piaszczyste, intrapelsparyty piaszczyste, biomikryty glonowe. Występują tu konodonty pogranicza famenu dolnego i górnego.

W Grobli 28 seria C jest w pełni rozwinięta i charakteryzuje się dużą miąższością. Wśród wapieni wyróżniono: mikryty zdolomityzowane, biomikryty spikulowe i liliowcowe, biomikryty i pelbiosparyty kalcisferowo-otwornicowo-glonowe, intrabiomikryty-sparudyty liliowcowo-ramionionogowe. W jednostce tej są obecne otwornice famenu górnego i konodonty famenu dolnego i pogranicza famenu dolnego i górnego.

W Dziewinie 2 wapienie wykształcone są w postaci: mikrytów zdolomityzowanych, mikrytów laminowanych ze spikulami gąbek, biomikrytów, biosparytów, pelsparytów, pelbiosparytów, intrasparytów.

W Strzelcach Wielkich 1 i Rajsku 3 wapienie reprezentowane są przez mikryty laminowane. W obu tych wierceniach, a także w Dziewinie 2, w wyższej części serii C rozwinęły się facje detrytyczne (intrabiomikryty-sparyty-rudyty liliowcowe, intramikryty-sparyty-rudyty, intraoosparyty, biosparyty liliowcowe, zlepieńce wapienne, pelsparyty, pelbiosparyty). W intrasparudytach z Rajska 3 widoczne są struktury wciskowe i szwy stylolitowe wypełnione substancją żelazistą. Niektóre ziarna mają obwódki żelaziste i/lub mikrodrążenia (dendroidy) wypełnione także materią żelazistą. Głównym składnikiem wapieni są intraklasty (biomikryty, biomikryty kamenidowe, pelbiobiosparyty, mikryty), obecne są także: ziarna zmikrytyzowane, fragmenty struktur sinicowych i ławic mikrobialnych, okruchy skał marglisto-żelazistych oraz bioklasty. Obecne są także otwornice, a wśród nich kwasiendotyry, które spotyka się zarówno w spoiwie jak i w intraklastach biomikrytowych i pelbiosparytowych. We wszystkich trzech omawianych otworach w serii C występują otwornice famenu górnego.

Wiek serii C opiera się na otwornicach, a gdzieniegdzie także na konodontach. Wiek jej niższej części jest udokumentowany przez poziom otwornicowy z prymitywnymi *Tournayellidae* w otworze Puszcza 1. Odpowiada on interzonie *Eonodosaria-Quasiendothyra* na Morawach i zonie DFZ2 (*Septatournayella* Df2) w Europie zachodniej, są one wieku dolnofameńskiego. W wyższej części serii C, na obszarze zbiorników, występuje poziom z przedstawicielami rodzaju *Quasiendothyra* (*Q. communis, Q. regularis, Q. kobeitusana, Q. konensis*), wskaźnikowego dla górnego famenu. Koreluje się on z morawskimi zonami *Quasiendothyracommunis-Q. regularis* i *Quasiendothyra kobeitusana- Q.konensis* oraz odpowiada w przybliżeniu zachodnioeuropejskim zonom DFZ3-DFZ7 (*Quasiendothyra* Df3). W Rajsku 3, w stropowej części utworów zaliczonych do serii C, poza kwasiendotyrami, spotkano (w oddzielnych szlifach) pojedynczych przedstawicieli rodzaju *Chernyshinella* bardzo podobnych do środkowoturnejskiego gatunku *Ch. glomiformis Lipina*.

Fauna konodontowa występuje w Grobli 28 i Mniszowie 16. W Grobli 28, wskazuje ona na obecność zon, *rhomboidea* - dolna *marginifera*, dolna *marginifera* oraz górna *expansa* - dolna *praesulcata*. W Mniszowie 16, w środkowej i wyższej części utworów zaliczonych do serii C, oznaczono poziom górna *rhomboidea* - dolna *marginifera*). Kompletna seria C reprezentuje famen.

Seria D, w miejscach gdzie zachowała się, jest wykształcona w facjach basenowych. Tworzą ją wapienie ziarniste i pelitowe, miejscami o strukturze laminowanej lub gruzłowej, z podrzędną ilością wkładek marglistych i iłowcowych. Jest ona bardziej jednorodna litofacjalnie niż seria C i wyróżnia się wyrażnie na krzywych geofizycznych. Charakteryzuje się obniżonymi wskazaniami profilowań neutron-gamma w stosunku do zalegającej niżej serii C. Również oporność pozorna skał budujących serię D jest zdecydowanie niższa. W jej obrębie obserwujemy systematyczne zmniejszanie się ilości przewarstwień z materiałem ilastym od spągu ku stropowi. Jej granice, dolna i górna, są erozyjne lub ciągłe.

Seria D jest obecna w: Tropiszowie 1 (zbiornik Niepołomic), Mniszowie 16 (zbiornik Grobli), Grobli 28, Strzelcach Wielkich 1. Jej miąższość osiąga maksymalną wartość w Tropiszowie 1 (676 m).

W Tropiszowie 1 w serii D występują głównie wapienie i margle. Wapienie reprezentowane są przez odmiany pelitowe (mikryty laminowane, biomikryty spikulowe, pelsparyty), rzadziej przez odmiany ziarniste (intrapeloobiomikryty). W jej wyższej części są obecne otwornice przewodnie dla turneju środkowego. Jednostka ta leży prawdopodobnie zgodnie na utworach serii C, a od góry jest ścięta erozyjnie i przykryta utworami jurajskimi.

W Mniszowie 16 do serii D zaliczono sekwencje przeplatających się margli, iłowców i wapieni (intrabiosparyty, biomikryty glonowe, spikulowe), w których występują otwornice turneju górnego. Leży ona z przerwą sedymentacyjną na serii C i przechodzi w sposób ciągły w utwory serii E.

W Grobli 28 zachowała się tylko niższa część omawianej jednostki i tworzą ją wapienie pelitowe laminowane, przeplatane marglami i iłowcami, z rzadkimi wkładkami neodolosparytów (spikulowe). Wśród wapieni wyróżniono pelbiosparyty i biomikryty spikulowe i spikulowo-glonowe. Seria D leży prawdopodobnie zgodnie na utworach starszych (fameńskich), jest ścięta erozyjnie od góry i przykryta utworami jurajskimi.

W Strzelcach Wielkich 1 seria D obejmuje, występujące na przemian, wapienie pelitowe (pelbiomikrytysparyty), iłowce, spikulity. W jej najwyższej części obecne są otwornice turnieju górnego. Jej granice, dolna i górna, nie są jasne.

Wiek serii D jest udokumentowany głownie przez otwornice. W Grobli 28 występuje poziom z otwornicami jednokomorowymi charakterystyczny dla turneju dolnego. Tu też obecne są konodonty zon, górna *expansa-sulcata* oraz górna *duplicata – crenulata*. W Tropiszowie 1 znajduje się poziom z *Chernyshinella glomiformis*. Koreluje się on z zonami, *Chernyshinella glomiformis* na Morawach i MFZ3 (Cf1β) w Europie zachodniej i należy do środkowego turneju. W Mniszowie 16 i Strzelcach Wielkich 1 występują zespoły otwornic charakterystyczne dla turneju górnego. Seria D, na badanym obszarze, ma ona zasięg od pogranicza dewon/karbon po najwyższy turnej.

Seria E występuje w Mniszowie 16, gdzie zachowała się niemal kompletnie oraz w Rudnie 1 i Strzelcach Wielkich 1, gdzie zachował się ich fragment.

W Mniszowie 16 niższą część jednostki budują wapienie ziarniste (intrabiosparyty, biosparyty) z wkładkami margli, pozostałą zaś wapienie pelitowe (biomikryty spikulowe, biomikryty), z przeławiceniami margli, iłowców, spikulitów i tufitów. Seria E leży tu zgodnie na utworach turnejskich, a jej nadkład stanowią skały jurajskie.

W Rudnie 1, pod jurą, nawiercono fragment utworów wizeńskich. Są one reprezentowane przez wapienie ziarniste, intrapelmikryty, pelbiosparyty liliowcowo-otwornicowe, intrabiosparyty liliowcowi-glonowe, biomikryty spikulowe.

W Strzelcach Wielkich 1 występują wapienie ziarniste (biomikryty otwornicowe) z wkładkami spikulitów. Utwory te oddziela luka sedymentacyjna serii turnejskiej i są przykryte przez skały permskie. Miąższość serii E wynosi 60 m w Strzelcach Wielkich 1 i 505 m w Mniszowie 16.

Stratygrafia serii E opiera się na otwornicach. W Mniszowie 16 i Rudnie1 występuje poziom otwornicowy z: *Eoparastaffella simplex Vdovenko, E. rotunda Vdovenko, Glomodiscus oblongus (Conil et Lys).* Koreluje się on z zonami MFZ9-MFZ11 w Belgii i północnej Francji oraz z zonami, *E. simplex* i *V. eospirillinoides -Glomodiscus oblongus* na Morawach., które dokumentują wizen niższy (V1-V2a). W Rudnie obecny jest poziom wizenu wyższego (V2b-V3a) z *Pojarkovella nibelis (Durkina), Plectogyranopsis exelicta (Conil et Lys), Millerella fourmarieri Conil et Lys,* któryodpowiada zonie *Pojarkovella nibelis* na Morawach.Najwyższa część wizenu (V3bc) występuje w Strzelcach Wielkich 1, gdzie obecne są taksony *Asteroarchaediscus spp.* i *Neoarchaediscus spp.* Odpowiadają one zonom*Neoarchaediscus i Asteroarchaediscus – L. paraammonoides* na Morawach i MFZ13-MFZ16 (*Asperodiscus* Cf6) w Belgii i północnej Francji. Seria E w pełni rozwinięta reprezentuje wizen.



Fig. 1.1.4\_88 Lokalizacja wierceń i profile korelacyjne



Fig. 1.1.4\_89 Profil korelacyjny I-I Tropiszów-Gumniska



Fig. 1.1.4\_90 Profil korelacyjny II-II Wyciąże-Dziewin



Fig. 1.1.4\_91 Profil korelacyjny III-III Mniszów-Garbek



Fig. 1.1.4\_92 Profil korelacyjny IV-IV Tropiszów-Jadowniki



Fig. 1.1.4\_93 Profil korelacyjny V-V Niwki-Łowczów



SE

NW

Profil korelacyjny VI-VI Nieczajna Dolna 3-Nosówka 8

centralna część bloku Dębicy

Fig. 1.1.4\_94 Profil korelacyjny VI-VI Nieczajna Dolna-Nosówka



Fig. 1.1.4\_95 Profil korelacyjny VII-VII Mędrzechów-Bratkowice



Fig. 1.1.4\_96 Profil korelacyjny VIII-VIII Tarnawa-Rajbrot



Fig. 1.1.4\_97 Profil korelacyjny a-a' Wyciąże-Łapczyca



Fig. 1.1.4\_98 Profil korelacyjny b-b' Tropiszów-Łapczyca



Fig. 1.1.4\_99 Profil korelacyjny c-c' Rudno- Łapczyca



Fig. 1.1.4\_100 Profil korelacyjny d-d' Wyciąże-Rudno



Fig. 1.1.4\_101 Profil korelacyjny e-e' Niepołomice-Puszcza



Fig. 1.1.4\_102 Profil korelacyjny f-f' Mniszów-Dziewin



Fig. 1.1.4\_103 Profil korelacyjny g-g' Dziewin-Rajsko

## Utwory klastyczne mezopaleozoiku w obszarze Wadowice-Myślenice (IVA1) i Gdów (IVA2) (Zbigniew Buła, Ryszard Habryn, Andrzej Piotrowski)

Wykonana w I etapie (patrz wyżej) ogólna analiza formacji i struktur geologicznych dla bezpiecznego składowania CO2 w rejonie zapadliska przedkarpackiego i brzeżnej strefy Karpat wykazała (Chowaniec i in. 2010a), że dla zakładów przemysłowych emitujących CO2, usytuowanych na terenie Krakowa lub w jego okolicy (np. Huta im. Sendzimira, elektrociepłownia w Skawinie) możliwe jest wyznaczenie struktur, które mogą być potencjalnymi składowiskami CO2 w odległości do kilkudziesięciu kilometrów na południe od Krakowa.

W niniejszej pracy, stanowiącej uzupełnienie wspomnianego powyżej raportu merytorycznego Chowańca i in. (op. cit.), rozważono możliwość składowania CO2 w klastycznym kompleksie (piaskowcowym i/lub zlepieńcowo-piaskowcowym) dolnego kambru występującym między Wadowicami i Myślenicami (podobszar IVA1; Fig. 1.1.3\_104, Zał. A/112) oraz w klastycznych utworach (piaskowcach) środkowej jury zalegających pod utworami miocenu zapadliska przedkarpackiego, częściowo przykrytych fliszowymi jednostkami Karpat zewnętrznych, w okolicach Gdowa (podobszar IVA2; Fig. 1.1.3\_104, Zał. B/1-9) i podścielanych tu przez miąższy kompleks skał klastycznych (do ponad 1000 m) zaliczanych do permo-triasu i reprezentowanych głównie przez piaskowce z różnym udziałem mułowców i zlepieńców, który również objęto analizą pod kątem możliwości występowania w nim skał zbiornikowych dla składowania CO2. Strukturę w/w kompleksów skalnych, mogących stanowić potencjalne zbiorniki dla składowania CO2 w wyznaczonych podobszarach, przedstawiono na mapach opracowanych w skali 1 : 50 000 oraz przekrojach geologicznych (Zał. A/1-12, B/1-9). Do ich sporządzenia posłużyły dane z wierceń, a częściowo również wyniki badań geofizycznych – sejsmicznych (Buła, Habryn 2008). Tu należy nadmienić, że dane sejsmiczne, ze względu na ich jakość, wykorzystano w ograniczonym stopniu. Posłużyły one przede wszystkim do określenia struktury kompleksu jurajskiego w podobszarze IVA2. Mała rozdzielczość profili sejsmicznych wykonanych w podobszarze IVA1 spowodowała, że z ich wyników nie korzystano przy konstruowaniu map strukturalnych kompleksu piaskowcowego dolnego kambru.

Na podstawie danych archiwalnych i publikowanych scharakteryzowano cechy litologiczno-facjalne porowatość i przepuszczalność potencjalnych skał zbiornikowych dolnego kambru, jury i permu -dolnego triasu oraz wstępnie oceniono możliwość składowania CO2 w tych kompleksach skalnych.

Niniejsze opracowanie zostało wykonane w Oddziale Górnośląskim PIG-PIB przez dr inż. Zbigniewa Bułę, mgr Ryszarda Habryna i mgr Andrzeja Piotrowskiego.

## PODOBSZAR IVA1 — WADOWICE – MYŚLENICE

## Stan rozpoznania i budowa geologiczna

W wytypowanym do analizy podobszarze IVA1 (**Fig. 1.1.3\_104**), o powierzchni około 850 km<sup>2</sup>, wykonano 21 otworów wiertniczych o różnych głębokościach – od 160 m do 3936 m (**Tabela 1.1.3\_1**, Zał. A/1-6).

W otworach tych rozpoznano zróżnicowane litologiczno-facjalnie i wiekowo skały należące do: prekambru, kambru dolnego, dewonu, karbonu, permu, jury i miocenu oraz występujące tu w pozycji allochtonicznej mezozoiczno-trzeciorzędowe utwory fliszu karpackiego (**Tabela 1.1.3\_1**). Utwory te, które przeszły złożoną, wieloetapową ewolucję tektoniczną, włączane są do kilku pięter strukturalnych tworzących na

analizowanym obszarze nadrzędne jednostki tektoniczne do których należą: blok górnośląski, monoklina śląsko-krakowska, zapadlisko przedkarpackie i Karpaty zewnętrzne.

Metamorficzne i anchimetamorficzne skały prekambryjskie rozpoznane otworami: Potrójna IG 1, Wiśniowa 3 i Wysoka 3 (**Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105**, Zał. A/1-6) reprezentują prekambryjski fundament bloku górnośląskiego. Skały te przeszły złożoną ewolucję tektoniczną i termiczną w okresie od archaiku (ok. 2,7 Ga) do ediakaru (ok. 545 Ma) (Żelaźniewicz i in. 2009).

Na prekambryjskim fundamencie bloku górnośląskiego w analizowanym obszarze zalegają niezgodnie (z wyraźną dyskordancją kątową) niezmetamorfizowane, klastyczne (piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce) utwory kambru dolnego, których profile (przeważnie cząstkowe) o zróżnicowanej miąższości (od ok. 29 m do 1400 m) rozpoznano otworami: Borzęta IG 1, Dobczyce 8, Głogoczów IG 1, Mogilany 1, Potrójna IG 1, Wiśniowa 3 oraz Wysoka 1 i 3 (**Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105**, Zał. A/1-6). Utwory te, występujące prawdopodobnie na całym analizowanym obszarze, włączane są do dolnopaleozoicznego (kaledońskiego) pokrywowego piętra strukturalnego bloku górnośląskiego (Buła 2000; Buła, Habryn 2010).



Fig. 1.1.1\_104 Szkic sytuacyjny obszaru badań Rejon IV



r individe, z individe, s plaskowce drobio i stedinoziamiste, 4 - plaskowce gruboziamiste i zwitowce plaszczyste;
s zlepieńce drobnookruchowe z domieszką frakcji plaszczystej;
skały wulkaniczne;
skały wulkaniczne;

Fig. 1.1.1\_105 Profile kambru dolnego i prekambru na bloku górnośląskim w regionie krakowskim (wg Z. Buły, R. Habryna 2010)

l.p	NAZWA OTWORU	GŁEBOKOŚĆ OTWORU	CZWARTO- RZĘD	FLISZ KARPACKI	MIOCEN	KREDA	JURA	PERM	KARBON – UTWORY WĘGLONOŚNE	KARBON – KULM	DEWON ŚRODKOWY, GÓRNY I KARBON DOLNY – SERIA WĘGLANOWA	DEWON DOLNY	KAMBR DOLNY	PREKAMBR
1	Borek Szlachecki 1	1003,4	?	-	135,1	-	214,3	-	412,9	1003,4				
2	Borzęta IG-1	3700,0	?	1486,0	2192,0	2200,0	2383,0	-	-	-	-	-	3700,0	
3	Chorowice 54	540,0	?	135,0	417,0	-	534,0	-	-	540,0				
4	Dobczyce 8	2405,0	?	1505,0	2138,0	2151,0	2302,0		-	-	-	-	2405,0	
5	Głogoczów IG-1	3800,0	?	652,5	971,0	-	1038,0	-	1176,7	1462,5	2470,0	-	3800,0	
6	Leńcze IG-1	1682,0	10,0	550,0	1102,1	-	-	-	1276,5	1587,4	1682,0			
7	Libertów 53	172,3	?	-	165,8	-	172,3							
8	Mogilany 1	2500,0	12,0	45,0	330,0	-	455,0	-	-	-	1121,5	-	2500,0	
9	Potrójna IG 1	3701,0	12,5	2031,5	2113,5	-	-	-	2682,2	2823,0	3302,0	3308,2	3470,0	3701,0
10	Samborek	378,0	7,0	-	19,0	-	238,0	-	-	290,0	378,0			
11	Sidzina 52	160,8	?	-	147,0	-	160,8							
12	Skawina 1	301,2	21,0	-	154,5	-	288,4	-	-	301,2				
13	Spytkowice 106	510,7	13,8	-	428,5	-	-	-	510,7					
14	Spytkowice 200	3176,3	?	-	127,0	-	-	-	1390,0	2164,0	3176,3			
15	Sułkowice 1	3797,0	?	2388,0	2970,0	-	3124,4	-	3415,5	3630,4	3797,0			
16	Trzebunia 2	3936,0	?	2791,0	3355,0	-	3585,0	3675,0	-	3840,0	3936,0			
17	Wiśniowa 3	2613,0	?	2275,0	2332,0	-	2505,0	-	-	-	-	-	2534,0	2613,0
18	Wysoka 1	2520,0	20,0	427,0	1061,0	-	-	-	-	-	2015,4	2036,0	2520,0	
19	Wysoka 2	1650,0	5,0	628,0	1152,0	-	-	-	-	1228,0	1650,0			
20	Wysoka 3	2755,0	?	740,0	1573,0	-	-	-	1654,8	1740,0	2030,0	2050,0	2652,0	2755,0
21	Wielkie Drogi 1	1030,3	5,0	-	81,0	-	151,0	-	761,0					

Tabela 1.1.3\_1 Zestawienie wierceń wykonanych w podobszarze IVA1 i stratygrafii rozpoznanych w ich profilach kompleksów skalnych (w rubrykach podanogłębokości spągu poszczególnych kompleksów litologiczno-stratygraficznych)

Na skałach dolnokambryjskich w omawianym obszarze zalegają, z wyraźną luką stratygraficzną obejmującą wyższy kambr, ordowik, sylur i niższą część dewonu dolnego, zróżnicowane litologicznie i facjalnie utwory dewońskie i karbońskie włączane do waryscyjskiego (dewońsko-karbońskiego) pokrywowego piętra strukturalnego bloku górnośląskiego (m.in. Buła 2000; Buła, Habryn 2010). Kontakt skał dolnokambryjskich z dewońskimi stwierdzono w profilach wierceń: Głogoczów IG 1, Mogilany 1, Potrójna IG 1, Wysoka 1 i 3 (**Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105**, Zał. A/8, A/10, A/12).

Waryscyjskie pokrywowe piętro strukturalne bloku górnośląskiego w analizowanym obszarze tworzą cztery zróżnicowane litologicznie i facjalnie kompleksy skalne, są to:

-kompleks dolnodewońskich skał klastycznych (old red), reprezentowany przez słabo wysortowane piaskowce kwarcowe (bądź kwarcyty) białoszare z wkładkami mułowców piaszczystych szarych i szarozielonych, lokalnie spotykane są wkładki żwirowców ilastych. Kompleks tych skał, o miąższości od 6 m do 20 m, rozpoznano w otworach: Potrójna IG 1, Wysoka 1 i 3 (**Tabela 1.1.3\_1**). Nie stwierdzono ich w przebijających utwory dewońskie wierceniach Głogoczów IG 1 oraz Mogilany 1 (**Tabela 1.1.3\_1**) co przemawia za tym, iż nie tworzą one ciągłej pokrywy i występują tylko lokalnie (Buła, Habryn 2010);

-kompleks dewońsko-dolnokarbońskich skał węglanowych reprezentowanych przez różne typy wapieni i dolomitów, którym lokalnie towarzyszą wkładki mułowców i iłowców, został rozpoznany wierceniami: Głogoczów IG 1, Leńcze IG 1, Potrójna IG 1, Samborek, Spytkowice 200, Sułkowice 1, Trzebunia 2, Wysoka 1, 2 i 3 (**Tabela 1.1.3\_1**). Miąższość tego kompleksu – w otworach, w których został w całości przebity – zmienia się od 79 m (otw. Potrójna IG 1) do 1007,5 m (otw. Głogoczów IG 1). Reprezentujące go osady węglanowe rozwijały się w obrębie płytkomorskiej platformy węglanowej (Narkiewicz 2005; Tomaś, Tomaś 2010);

-kompleks karbońskich skał klastycznych (kulm) należących do wizenu górnego i niższego namuru A. Tworzą go piaskowce, mułowce i iłowce, którym lokalnie towarzyszą wkładki wapieni, a sporadycznie cienkie warstwy węgli kamiennych. Utwory te określane są przeważnie jako seria utworów terygenicznych (kulm) i wydzielane w randze nieformalnej jednostki litostratygraficznej – warstw zalaskich (np. Buła, Krieger 2004; Buła, Habryn 2010). Cząstkowe lub pełne profile skał reprezentujących ten kompleks, o miąższości od około 12 m do 774 m, rozpoznano otworami: Borek Szlachecki 1, Chorowice 54, Głogoczów IG 1, Leńcze IG 1, Potrójna IG 1, Samborek, Skawina 1, Spytkowice 200, Sułkowice 1, Trzebunia 2, Wysoka 2 i 3, Wielkie Drogi 1 (**Tabela 1.1.3\_1**; Werner 1956; Alexandrowicz i in. 1968; Filipiak i in. 2002; Buła, Krieger 2004; Buła, Habryn 2010);

-kompleks karbońskich skał węglonośnych tworzących Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW). Należące do niego skały, reprezentowane przez piaskowce, mułowce, iłowce oraz wkładki i pokłady węgla kamiennego, rozpoznane zostały w otworach: Borek Szlachecki 1, Głogoczów IG 1, Leńcze IG 1, Potrójna IG 1, Spytkowice 106, 200, Sułkowice 1, Wysoka 3, Wielkie Drogi 1 (**Tabela 1.1.3\_1**; Alexandrowicz i in. 1968; Kotas 1975; Filipiak i in. 2002; Buła, Krieger 2004; Buła, Habryn 2010). W profilu tych utworów rozpoznanych na omawianym obszarze, których miąższość zmienia się od 138,7 m (otw. Głogoczów IG 1) do 1263,0 m (otw. Spytkowice 200), wyróżniane są 3 jednostki litostratygraficzne spośród 4 wydzielanych w profilach karbońskich utworów węglonośnych w zachodniej i centralnej części GZW. Są to: seria paraliczna (namur A), seria mułowcowa (westfal A–B) i krakowska seria piaskowcowa (westfal C–D) (Filipiak i in. 2002; Buła, Habryn 2010).

W wyniku ruchów tektonicznych mających miejsce na przełomie karbonu i permu utwory

górnopaleozoiczne (dewońsko-karbońskie) i starsze (dolnopaleozoiczne) występujące w obszarze bloku górnośląskiego zostały poddane, rozwijającym się z różną intensywnością w poszczególnych częściach tej jednostki tektonicznej, deformacjom tektonicznym. W trakcie zachodzących wówczas procesów tektonicznych i późniejszych procesów erozyjnych ukształtowane zostały główne, uwidaczniające się współcześnie, elementy (jednostki) strukturalne paleozoicznej (wyłączając osady permskie) pokrywy osadowej bloku górnośląskiego i jego prekambryjskiego fundamentu.

Scharakteryzowane powyżej osady górnopaleozoiczne, występujące w analizowanym obszarze, tworzą południowo-wschodni fragment wyróżnianej w obrębie bloku górnośląskiego jednostki tektonicznej określanej jako niecka górnośląska (Zał. A/4; Buła i in. 2008). Jej oś na omawianym obszarze przyjmuje kierunek NNW-SSE i przebiega (w przybliżeniu) na wschód od Spytkowic skąd kontynuuje się ku SSE w obszarze na zachód od Sułkowic (Zał. A/4) i w tym kierunku stopniowo podnosi się ku górze. Centralną część tej struktury wypełniają karbońskie utwory węglonośne krakowskiej serii piaskowcowej, a w jej skrzydłach (zwłaszcza wschodnim) odsłaniają na stropowej powierzchni paleozoiku coraz starsze osady paleozoiczne od karbonu po kambr, co uwidacznia się zwłaszcza w rejonie między Skawiną – Myślenicami (Zał. A/4). Struktura ta pocięta jest uskokami o zróżnicowanym przebiegu i amplitudach zrzutu (Zał. A/4, A/7-12). Szczególną rolę odgrywają tu dwa wygięte łukowato, subrównoleżnikowe uskoki biegnące od Wadowic – Wysokiej w kierunku Sułkowic i dalej na wschód (Zał. A/4). Wzdłuż tych uskoków utwory paleozoiczne przemieszczane są w kierunku południowym, a amplituda ich zrzutu może sięgać 2 km (Zał. A/10 i A/11). W wiszących skrzydłach tych uskoków odsłaniają się znacznie starsze utwory paleozoiczne w odniesieniu do występujących w ich skrzydłach zrzuconych (Zał. A/4), co należy wiązać z postektoniczną i niewątpliwie pokarbońską erozją utworów paleozoicznych tworzących nieckę górnośląską. Od wschodu struktura ta graniczy tektonicznie ze zrębem Rzeszotar (Buła i in. 2008), którego zachodni fragment uwidacznia się na mapie geologicznej (Zał. A/4). Ten, biegnący subpołudnikowo element strukturalny, ograniczany uskokami, tworzą archaiczne skały krystaliczne i zalegające na nich niezgodnie osady kambru dolnego.

Na skałach paleozoicznych budujących nieckę górnośląską i zrąb Rzeszotar w przedmiotowym obszarze zalegają niezgodnie, z wyraźnie zaznaczającą się niezgodnością kątową, różnowiekowe osady należące do permu, jury i miocenu (Zał. A/3).

Utwory zaliczane do permu lub permo-triasu występują tylko w południowej części analizowanego obszaru w formie płatowej (na SWW od Myślenic), gdzie zostały rozpoznane w otworze Trzebunia 2 (**Tabela 1.1.3\_1**, Zał. A/3) oraz w położonym dalej na południe (poza południową granicą obszaru) otworze Tokarnia IG 1 (Jasionowicz 1975). Utwory te, o miąższości 10 – 90 m reprezentowane są w dolnej części przez zlepieńce przechodzące ku górze w piaskowce z wkładkami mułowców. Osady permskie występujące na bloku górnośląskim, w tym te rozpoznane w analizowanym obszarze, zalegają niezgodnie na różnowiekowych, starszych skałach paleozoicznych, a nawet prekambryjskich, z tego też względu włączane są do pokrywy permsko-mezozoicznej.

Utwory jurajskie reprezentowane są w dolnej części przez piaskowce i mułowce (jura środkowa), a w części górnej przez wapienie (jura górna). Osady jurajskie występują tylko w części wschodniej analizowanego obszaru (Zał. A/3), gdzie stwierdzone zostały w otworach: Borek Szlachecki 1, Borzęta IG 1, Chorowice 54, Dobczyce 8, Głogoczów IG 1, Libertów 53, Mogilany 1, Samborek, Sidzina 52, Skawina 1, Sułkowice 1, Trzebunia 2, Wiśniowa 3, Wielkie Drogi 1 (**Tabela 1.1.3\_1**). Miąższość utworów jurajskich zmienia się tu w granicach od około 67 m (otw. Głogoczów IG 1) do 230,0 m (otw. Trzebunia 2). Dość silnie zróżnicowaną miąższość utworów jurajskich występujących na analizowanym obszarze należy wiązać z ich przedkredową i przedmioceńską erozją.

Utwory kredowe występują lokalnie. Rozpoznane zostały w otworach Borzęta IG1 i Wiśniowa 3 (**Tabela 1.1.3\_1**) usytuowanych w części wschodniej przedmiotowego obszaru (Zał. A/3) i są reprezentowane przez cenomańskie zlepieńce i piaskowce o miąższości nie przekraczającej 13 m.

Występujące tu osady jurajskie i kredowe tworzą południowy odcinek monokliny śląsko-krakowskiej, który w wyniku ruchów późnoalpejskich objęty został procesami sedymentacyjno-diastroficznymi prowadzącymi do powstania zapadliska przedkarpackiego i orogenu Karpat zewnętrznych.

Autochtoniczne utwory mioceńskie, tworzące zapadlisko przedkarpackie, występują na analizowanym obszarze w formie zwartej pokrywy. Zostały rozpoznane we wszystkich wykonanych tu dotychczas otworach (**Tabela 1.1.3\_1**) i charakteryzują się silnie zróżnicowaną miąższością w granicach od kilkunastu metrów (12 m – otw. Samborek) do około 700 m (otw. Borzęta IG 1). Najmniejszą miąższość osady te osiągają w rejonie Skawiny (ok. 100 m). Charakteryzują się one dość monotonnym wykształceniem litologicznym. Są to iłowce (iłołupki) przewarstwiane mułowcami i piaskowcami. Należy przy tym zaznaczyć, że udział piaskowców w ich profilu wzrasta na analizowanym obszarze w kierunku południowym. Utwory te, wyróżniane jako warstwy lub formacja skawińska, zaliczane są do badenu (Moryc 2005).

Na utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego oraz zalegające pod nimi osady permsko-mezozoiczne i paleozoiczne, zostały w późnym miocenie tektonicznie nasunięte od południa jednostki fliszowe Karpat zewnętrznych. Miąższość tych silnie tektonicznie zdeformowanych utworów, rośnie w kierunku od północy na południe, od kilkudziesięciu metrów do ponad 2700 m (**Tabela 1.1.3\_1**, Zał. A/10-12). Północna granica nasuniętych jednostek fliszowych Karpat zewnętrznych biegnie w analizowanym obszarze od okolic Spytkowic w kierunku Skawiny (Zał. A/1-4).

W wyniku procesów tektonicznych, które doprowadziły do powstania orogenu Karpat zewnętrznych, autochtoniczne osady mioceńskie zapadliska przedkarpackiego i podścielające je utwory starsze zostały pogrążone tu na duże głębokości. W związku z tym zarówno powierzchnia spągowa utworów mioceńskich (Zał. A/1) jak i powierzchnia stropowa paleozoiku (Zał. A/2) zapadają dość gwałtownie w kierunku południowym, a ich deniwelacje na omawianym obszarze przekraczają 3000 m.

## Charakterystyka potencjalnych skał zbiornikowych dla składowania CO2

Jednym z zasadniczych typów struktur geologicznych do składowania CO2 są poziomy wodonośne – solankowe, gdzie kolektorami (skałami zbiornikowymi) są przeważnie piaskowce. Do tego typu skał zbiornikowych mogą należeć występujące w analizowanym obszarze piaskowce i zlepieńce dolnego kambru (**Fig. 1.1.3\_105**). W związku z tym w dalszej części pracy przeprowadzono, na podstawie danych archiwalnych i publikowanych, charakterystykę litologiczno-facjalną, petrograficzną i petrofizyczną tych skał oraz przedstawiono – na podstawie przyjętych kryteriów – ocenę ich przydatności jako struktur do geologicznego składowania CO2.

## Charakterystyka litologiczno-facjalna i petrograficzna skał dolnokambryjskich

Utwory dolnokambryjskie w analizowanym obszarze rozpoznano w 8 otworach (**Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105**). Zaliczane są one do dwóch nadrzędnych jednostek litostratygraficznych – formacji z Borzęty (fm) i Głogoczowa (fm) (**Fig. 1.1.3\_106**; Buła 2000; Buła, Habryn 2010). W ich profilu wyróżniono jednostki litostratygraficzne niższego rzędu – ogniwa – różniące się wykształceniem litologicznym (**Fig. 1.1.3\_105**). Profil formacji z Borzęty (fm) składa się z 3 ogniw (od dołu): iłowców z Myślenic (og), mułowców z Osieczan

(og) i piaskowców z Rajbrota (og). Natomiast w skład formacji z Goczałkowic (fm) wchodzą ogniwa (od dołu): piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), piaskowców bioturbacyjnych z Mogilan (og) oraz mułowców z trylobitami z Pszczyny (og).

Wśród jednostek litostratygraficznych tworzących profil kambru dolnego na analizowanym obszarze wyróżniają się wykształceniem litologiczno-facjalnym, zasięgiem lateralnym i miąższością osady ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) w formacji z Goczałkowic (fm). W profilu ogniwa dominują (do ponad 80 %) piaskowce

o zróżnicowanym uziarnieniu i zlepieńce. Osady te, w przeciwieństwie do innych jednostek litostratygraficznych kambru dolnego, występują na całym analizowanym obszarze i charakteryzują się dużą, aczkolwiek silnie zróżnicowaną miąższością, która rośnie od WSW w kierunku ENE, od około 160 m (otw. Potrójna IG 1; **Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105**) do ponad 1400 m (otw. Mogilany 1; **Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105**). To właśnie ze względu na ich cechy litologiczne i miąższość jaką osiągają uznano, że osady te mogą stanowić potencjalny zbiornik do składowania CO2.

Przykładowy profil litologiczno-facjalny utworów dolnokambryjskich z otworu Głogoczów IG 1, reprezentowanych głównie przez osady ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), przedstawiono na **Fig. 1.1.3\_106** (wg Pacześnej, w: Pacześna, Poprawa 2001).

W profilach ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), rozpoznanych na omawianym obszarze w otworach: Borzęta IG 1, Głogoczów IG 1, Mogilany 1, Potrójna IG 1, Wysoka 1 i 3 (**Tabela 1.1.3\_1, Fig. 1.1.3\_105** i **106**; Buła 2000; Pacześna, Poprawa 2001; Buła, Habryn 2010), zaznaczają się gradacyjne zmiany uziarnienia. Najniższą część profilu ogniwa tworzą zlepieńce drobnootoczakowe, żwirowce piaszczyste i piaskowce różnoziarniste, przeważnie gruboziarniste. Ku górze zmniejsza się średnica ziareni kompleks zlepieńcowo-piaszczysty przechodzi stopniowo w kompleks piaskowców różnoziarnistych z podrzędnymi wkładkami zlepieńców, bądź mułowców piaszczystych. W profilu ogniwa, zwłaszcza jego wyższej części, występują wkładki mułowców piaszczystych, zielonych, czerwonych lub wiśniowobrunatnych. Piaskowce i zlepieńce są czerwone, czerwonobrunatne, jasnoróżowe, lokalnie jasnoszare lub białe.

Piaskowce i zlepieńce zbudowane są z kwarcu różowego, szarego i miodowego, litoklastów oraz występujących w zmiennych ilościach mik (muskowitu i biotytu) i skaleni. Litoklasty reprezentowane są przez: kwarcyty, chalcedonity, łupki metamorficzne (serycytowe i łyszczykowe) rzadko gnejsy i skały magmowe (granity, skały wylewne). Spoiwo piaskowców i zlepieńców jest: ilaste, ilasto-hematytowe, często z domieszką węglanowego. Lokalnie w spoiwie występuje serycyt. Skały te zaliczane są do arenitów kwarcowych i sublitycznych oraz wak kwarcowych i sublitycznych. Charakteryzują się one słabym stopniem wysortowania i obtoczenia materiału okruchowego, zawierają dużą domieszkę okruchów skał słabo odpornych na wietrzenie. Ogólnie rzecz biorąc odznaczają się niską dojrzałością teksturalną.

W zlepieńcach przeważnie nie obserwuje się struktur sedymentacyjnych. Piaskowce warstwowane są przekątnie w dużej, rzadko w małej skali lub poziomo. Powierzchnie laminacji często pokryte są blaszkami muskowitu. W ławicach piaskowców, głównie w górnej części profilu, powszechnie spotykane są intraklasty i przewarstwienia (o miąższości do 20 cm) mułowców zielonych, czerwonych, wiśniowobrunatnych, żelazistych, przepojonych hematytem.

Osady ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan, zawierające charakterystyczne skamieniałości śladowe *Scolithos* tworzyły się w zróżnicowanych warunkach środowiska lądowego i płytkomorskiego (w strefie szelfu) (Pacześna, Poprawa 2001; Pacześna 2005. Gruboklastyczne utwory występujące w dolnej części jego

profilu mają charakter osadów aluwialno-dyluwialnych, a te tworzące górną część ogniwa powstawały w przyujściowych strefach delt i okresowo w strefie górnego odbrzeża.

<u>Charakterystyka cech petrofizycznych dolnokambryjskich osadów ogniwa piaskowców</u> skolitusowych z Mogilan (og) (formacja z Goczałkowic (fm)

Charakterystykę petrofizyczną tych osadów przeprowadzono na podstawie danych archiwalnych zawartych w dokumentacjach wynikowych wierceń: Borzęta IG 1, Głogoczów IG 1, Mogilany 1, Potrójna IG 1, Wysoka 1 i 3, zestawionych w bazie (zadanie **1.1.10**), gdzie były dostępne wyniki analiz laboratoryjnych.

Spośród całej populacji – 270 przebadanych próbek skał z dolnokambryjskich osadów ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), tylko w 7 próbkach określono porowatość przekraczającą 10 % (maksymalnie 12,81 %). W 127 próbkach wartość tego parametru wynosi ponad 5 % i nie przekracza 10 %. W pozostałych próbkach porowatość jest niższa od 5 %. Jednocześnie, co należy podkreślić, skały te cechują się brakiem przepuszczalności lub bardzo niskimi współczynnikami przepuszczalności, których wartość nie przekracza 20 mD.

	Wskaźniki pozytywne	Wskaźniki ostrzegawcze	Wskaźniki negatywne
Pojemność składowania	>60 Mt	30 – 60 Mt	<30 Mt
Głębokość	>800 m, <2500 m	2500 – 3500 m	<800 m, >3500 m
Miąższość efektywna	>50 m	20 – 50 m	<20 m
Porowatość	>20 %	10 – 20 %	<10 %
Przepuszczalność	>300 mD	300 – 100 mD	<100 – 10 mD
Mineralizacja	>100 g/dm₃	100 – 30 g/dm₃	<30 g/dm₃
Uskoki	Brak uskoków	Uskoki wygasające w formacji do składowania	Uskoki przechodzące w skały nadkładu
Miąższość nadkładu	>100 m	20 – 100 m	<20 m

# Tabela 1.1.3\_2 Kryteria geologiczne do wyboru miejsc składowania(Chadwick et al., 2006, z modyfikacjami)

## <u>Ocena przydatności dolnokambryjskiego kompleksu ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) do</u> <u>geologicznego składowania CO2</u>

Ocenę przydatności dolnokambryjskich osadów ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) do składowania CO2 przeprowadzono w oparciu o kryteria podane w podręczniku najlepszych praktyk (Chadwick i in. 2006, z modyfikacjami Wójcickiego, 2009), a przedstawione powyżej w **Tabeli 1.1.3\_2**, w rozbiciu na pozytywne, ostrzegawcze i negatywne.

Wskaźnikowe parametry wymienione w Tabeli 1.1.3\_2 dotyczą dwóch zasadniczych zagadnień:

-pojemności zbiornika;

-bezpieczeństwa składowania.

**Pojemność zbiornika** traktowana jest w kategoriach ekonomicznych jako parametr determinujący opłacalność składowania dwutlenku węgla w poziomach solankowych danej struktury geologicznej. Minimalna pojemność składowania (**Tabela 1.1.3\_2**) odpowiada ilości CO2 emitowanego w okresie 30-tu lat przez elektrownię o rocznej emisji 2 Mt CO2.

W odniesieniu do składowania CO2 w głęboko zalegających poziomach solankowych parametrami definiującymi teoretyczną pojemność zbiornika są:

-rozmiary zbiornika (rozmiary struktury geologicznej);

-miąższość (grubość) formacji zbiornikowej;

-porowatość skał zbiornikowych;

-przepuszczalność skał zbiornikowych.

Pierwsze dwa parametry definiują objętość zbiornika do sekwestracji CO2.

Pod pojęciem "rozmiar zbiornika" rozumie się pole powierzchni formacji (struktury) zbiornikowej.

Skały dolnokambryjskiego ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), traktowane tu jako formacja zbiornikowa i określane dalej jako formacja zbiornikowa piaskowców skolitusowych (skrótowo FZPS), występują na całym analizowanym obszarze (Zał. A/5-12). Jednakże, co wymaga podkreślenia, FZPS zalega tu na różnych głębokościach (Zał. A/5-6) co jest wynikiem intensywnych procesów tektonicznych, którym poddane zostały w przeszłości geologicznej tworzące ją skały. Głębokość zalegania stropu FZPS zmienia się od -400 m do ponad -4800 m p.p.m. (Zał. A/5), co w odniesieniu powierzchni terenu odpowiada głębokości ok. 700 m i 5100 m. Spąg FZPS zalega od ok. -1400 m do ponad -6000 m p.p.m. (Zał. A/6), co odpowiada głębokości ok. 1700 m i 6300 m. Z punktu widzenia ekonomiki składowania CO2 za optymalną przyjmuje się głębokość zalegania formacji zbiornikowej w przedziale 800 – 2500 m, a wskaźnikiem ostrzegawczym jest jej zaleganie na głębokości 2500 – 3500 m (**Tabela 1.1.3\_2**). W związku z powyższym należy przyjąć, że składowanie CO2 w FZPS można by prowadzić tylko w tej części analizowanego obszaru gdzie zalega ona najpłycej. Najkorzystniejsze w tym względzie warunki istnieją w rejonie na wschód od Skawiny – Głogoczowa, po strefę uskokową biegnącą przez Sułkowice na południu (Zał. A/5 i 6, A/8 i A/12).

Miąższość FZPS na całym obszarze przekracza (i to wielokrotnie) przyjęte minimalne kryterium miąższościowe dla poziomów zbiornikowych do składowania CO2 (>50 m; **Tabela 1.1.3\_2**). Miąższość ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), o czym była mowa wcześniej, rośnie na analizowanym obszarze od WSW w kierunku ENE, od 160 m do ponad 1400 m. Wspomnianą największą miąższość FZPS osiąga w rejonie Skawiny – Głogoczowa, gdzie spełniane jest również kryterium głębokościowe jej zalegania. Średnią, efektywną miąższość FZPS w tym rejonie można szacować na około 1000 m.

Skały tworzące FZPS (piaskowce i zlepieńce) charakteryzują się niskimi wartościami porowatości i przepuszczalności (**baza**). Wykazują one porowatość mniejszą od 10 % i są praktycznie nieprzepuszczalne (maksymalna wartość współczynnika przepuszczalności Kryteria te dotyczą składowania CO2 w głębokich

poziomach solankowych, a do takich należą dolnokambryjskie osady ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), w których w otworze Głogoczów IG 1 stwierdzono poziom (lub poziomy) subartezyjski (subartezyjskie) w interwale głębokości 2963,5 – 3800,0 m, o zwierciadle stabilizującym się na poziomie 285 m (Bojarski 1975). Pomierzone ciśnienie złożowe wynosiło 304,1 at., średni dopływ do otworu z przedziału 2948,3 – 285,0 m osiągnął tu 0,265 m<sup>3</sup>/h. Występujące w tym poziomie wody należą do strefy stagnacji i reprezentują wysoko zmineralizowane solanki (138 – 178 g/dm<sup>3</sup>) jodowo-bromowe, chlorkowo-sodowe lub chlorkowo-wapniowe, klasy Cl–Ca (Bojarski 1975). Badaniami hydrogeologicznymi objęto również piaskowce należące do ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) stwierdzone wierceniem Potrójna IG 1 na głębokości 3309,0 – 3470,0 m. Wyniki opróbowania tego otworu (Bojarski, Kowalczyk 1974) są jednak mniej reprezentatywne dla kambru dolnego, albowiem badaniami objęty został interwał 3168,0 -3701,0 m należący do prekambru, kambru dolnego oraz dewonu dolnego i środkowego. Stwierdzony tu poziom subartezyjski stabilizował się na głębokości 215 m poniżej powierzchni terenu. W wyniku próbnych sczerpywań stwierdzono wydajność 0,35 m<sup>3</sup>/h przy depresji s = 357 m. Wody z poziomu odkrytego otworem Potrójna IG 1 wykazują podobny skład chemiczny jak te w otworze Głogoczów IG 1 i należą również do wód wysokozmineralizowanych. W otworze Mogilany 1 badania hydrogeologiczne ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) przeprowadzono w interwałach: 1553,0 – 1611,2 m, 1998,2 – 2080,0 m, 2264,0 – 2500,0 m, z których uzyskano dopływ solanek w ilości (odpowiednio do interwałów): 0,5 m<sup>3</sup>/h, 0,75 m<sup>3</sup>/h, 0,42 m<sup>3</sup>/h (Katalog wierceń, 1976). W innych otworach, nawiercających lub przebijających kompleks ogniwa piaskowców skolitusowych w analizowanym obszarze, nie prowadzono bezpośrednich badań hydrogeologicznych.

**Bezpieczeństwo składowania** należy rozpatrywać w kontekście trwałego zdeponowania (unieszkodliwienia) CO2. Czynnikami determinującymi bezpieczeństwo składowania jest tektonika (obecność uskoków) oraz istnienie poziomu (-ów) izolacyjnego (**Tabela 1.1.3\_2**).

Stan rozpoznania sieci uskokowej w analizowanym obszarze jest słaby. Istniejące dane geologiczne (wiercenia) i dane geofizyczne (głównie sejsmika) umożliwiają wyznaczenie głównie większych stref uskokowych o zrzutach przekraczających 100 m (Zał. A/5 i A/6). Nie ulega wątpliwości, że uskoki przemieszczające skały ogniwa piaskowców skolitusowych (og) kontynuują się w nadległych utworach dewońskich i karbońskich (Zał. A/4, A/7-12). Powstanie istniejącej tu sieci uskokowej należy wiązać z ruchami waryscyjskimi, których najintensywniejsze przejawy miały miejsce na przełomie karbonu i permu. Aktywność niektórych występujących tu uskoków, a przemieszczających utwory jurajskie (Zał. A/3, A/8, A/12), związana jest ruchami alpejskimi, prawdopodobnie z fazą laramijską przypadającą na przełom kredy i paleogenu.

Dane z wierceń wskazują na brak zaburzeń tektonicznych w utworach mioceńskich (formacja skawińska). Struktury tektoniczne, typu spękań i ślizgów, występują w tych utworach głównie na ich kontakcie z utworami fliszu karpackiego.

W świetle istniejących danych trudno jest ocenić potencjał uszczelniający istniejących na analizowanym obszarze stref uskokowych. Jednak pomimo zdyslokowania skał zbiornikowych ogniwa piaskowców skolitusowych i przykrywających je młodszych utworów paleozoicznych oraz mezozoicznych, mamy tu do czynienia z dość korzystną sytuacją uszczelniającą. Składają się na to dwa czynniki. Po pierwsze dyslokacje nie przechodzą poza utwory paleozoiczne i mezozoiczne (Zał. A/7-12). Po drugie istnieje miąższy kompleks utworów ekranujących (uszczelniających), który tworzą mioceńskie utwory molasowe zapadliska przedkarpackiego przykryte, na niemal całym obszarze, utworami fliszu karpackiego (Zał. A/1, A/7-12).
Spośród całej populacji – 270 przebadanych próbek skał z dolnokambryjskich osadów ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), tylko w 7 próbkach określono porowatość przekraczającą 10% (maksymalnie 12,81 %). W 127 próbkach wartość tego parametru wynosi ponad 5% i nie przekracza 10 %. W pozostałych próbkach porowatość jest niższa od 5 %. Jednocześnie, co należy podkreślić, skały te cechują się brakiem przepuszczalności lub bardzo niskimi współczynnikami przepuszczalności, których wartość nie przekracza 20 mD. Wartości tych parametrów mieszczą się w przedziale wskaźników negatywnych przyjętych w **Tabeli 1.1.3\_2**. Te niskie wartości porowatości i współczynnika przepuszczalności, mające zdecydowanie duży wpływ na wielkość pojemności zbiornika, w znacznym stopniu ograniczają możliwość wykorzystania FZPS do sekwestracji CO2.

# Wnioski

- Wyniki badań porowatości i nieprzepuszczalności skał reprezentujących dolnokambryjski kompleks ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og)wskazują, że nie spełniają one kryteriów skał zbiornikowych dla magazynowania CO2.

- Za niekorzystne należy uznać również warunki zalegania tego kompleksu. Występuje on z reguły na dużych głębokościach, znacznie przekraczających przyjęte kryterium głębokościowe (800 – 2500 m) (Zał. A/5-12).

- Z powyższych przyczyn dolnokambryjski kompleks ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) należy potraktować jako mało przydatny do składowania CO2.



Fig. 1.1.1\_106 Litologia, systemy depozycyjne i stratygrafia sekwencji w profilu Głogoczów IG-1. Objaśnienia na Fig. 1.1.1\_106a (według Pacześnej, w: Pacześna, Poprawa 2001)



Fig. 1.1.1\_106a Objaśnienia do Fig. 1.1.1\_106

# PODOBSZAR IVA2 – GDÓW

#### Stan rozpoznania



Fig. 1.1.3\_107 Rozmieszczenie głównych jednostek tektonicznych w planie podmezozoicznym

Podobszar IVA2 wyznaczono na południowy wschód od Krakowa (**Fig. 1.1.3\_104**). Zajmuje powierzchnię 765,5 km<sup>2</sup>. W jego obrębie wykonano 167 otworów o zróżnicowanych głębokościach od ponad 200 m do 5510 m (**Tabela 1.1.3\_3**, Zał. B/1-3) zakończonych w różnowiekowych utworach od prekambru po miocen bądź zatrzymanych w nasuniętych utworach fliszu karpackiego, co ilustruje poniżej załączone zestawienie:

prekambr	12
kambr	4
sylur	1
dewon	3
karbon dolny -węglanowy	1
perm – trias dolny	18
jura	80
kreda	4
miocen lub nasunięte utwory fliszu karpackiego	44
Razem	167

L.p.	NAZWA OTWORU	GŁĘBOKOŚĆ OTWORU	CZWARTO- RZĘD	FLISZ KARPACKI	MIOCE N	KREDA	JURA	٤L	J2	PERM (PERMOTRIAS)	KARBON KULM	DEWON ŚRODKOWY, GÓRNY I KARBON DOLNY-SERIA WĘGLANOWA	DEWO N DOLNY	SYLUR	KAMB R DOLNY	PREKAMBR
1	Bilczyce 1	508,3			508,3											
2	Bilczyce 2	518,7			518,7											
3	Bilczyce 4	1008,0	20,0		666,0		945,0	922,0	945,0	1008,0						
4	Cichawa-3	256,0			256,0											
5	Cichawa-4	223,2			223,2											
6	Cichawa-5	305,0			305,0											
7	Cichawa-6	303,7			303,7											
8	Cichawa-7	206,0			206,0											
9	Cichawa-8	1029,0	20,0		997,0		1029,0	1029,0								
10	Czyżyczka 1	1932,0		450,0	1360,0		1670,0	1670,0				1932,0				
11	Dobczyce-1	2188,0		1230,0	1878,0	1902,5	2105,0	2053,0	2105,0							2188,0
12	Dobczyce-11	1682,0	15,0	1009,0	1558,5	1565,0	1682,0	1682,0								
13	Dobczyce-2	2577,0	10,0	1062,5	1582,5	1602,0	1811,0	1750,5	1811,0	2577,0						
14	Dobczyce-3	2122,0		725,0	1497,0		1737,0	1665,0	1737,0	2122,0						
15	Dobczyce-4	2256,0		1170,0	1862,0	1870,0	2148,0	2041,0	2148,0							2256,0
16	Dobczyce-5	1912,0		1597,0	1912,0											
17	Dobczyce-6	1984,0		1407,0	1948,0		1984,0	1984,0								
18	Dobczyce-7	1697,0		1250,0	1607,0	1611,0	1697,0	1697,0								
19	Dobczyce-9	1960,0		1101,0	1898,5	1925,0	1960,0	1960,0								
20	Gdów 1	959,1	7,0		888,0		959,1	959,1								
21	Gdów 2	510,9	16,0		510,9											
22	Gdów 4	1219,0	15,0		806,0		1105,0	1051,0	1105,0	1219,0						
23	Gdów 5	755,0	30,0		718,0		755,0	755,0								
24	Gierczyce-1	735,2		415,0	735,2											
25	Gierczyce-2	1188,0	5,0		1125,0		1188,0	1188,0								
26	Gierczyce-3	1135,0														
27	Gierczyce-4	1084,0		605,0	1060,0		1084,0	1084,0								
28	Grabie 1	703,1	20,0		598,0	661,1	703,1	703,1								
29	Grabie 2	1202,0	20,0		656,0	687,0	951,5	939,0	951,5	1063,0		1202,0				
30	Grabina-1	2002,2		150,0	1100,0		1555,0	1432,0	1555,0	2002,2						
31	Grabina-10	1320,0	10,0	477,0	1320,0											

Tabela 1.1.3\_3 Zestawienie wierceń wykonanych w podobszarze Gdów i stratygrafii rozpoznanych w ich profilach kompleksów skalnych (w rubrykach podanogłębokości spągu poszczególnych kompleksów litologiczno-stratygraficznych)

32	Grabina-11	1593,0	10,0	475,0	1560,0		1593,0	1593,0						
33	Grabina-12	1654,0	20,0	640,0	1629,0	1654,0								
34	Grabina-13	1188,0	10,0		1125,0		1188,0	1188,0						
35	Grabina-2	1034,0			1007,0	1012,0	1034,0	1034,0						
36	Grabina-3	1053,0			1014,0		1053,0	1053,0						
37	Grabina-4	1098,0	10,0		1059,0	1068,0	1098,0	1098,0						
38	Grabina-5	1166,0	20,0		1142,5		1166,0	1166,0						
39	Grabina-6	1382,0	20,0	186,0	1353,0		1382,0	1382,0						
40	Grabina-7	1262,0	20,0	220,0	1262,0									
41	Grabina-8	1236,0	20,0	150,0	1204,0		1236,0	1236,0						
42	Grabina-9	1287,0	20,0	360,0	1287,0									
43	Grodkowice 1	213,4	19,0		213,4									
44	Jaroszówka 1	1745,4	10,0	880,0	1550,0		1745,4	1745,4						
45	Jaroszówka 2	1035,0	10,0		1008,0		1035,0	1035,0						
46	Jawczyce 1	1302,0	5,0		892,0		1227,5	1195,0	1227,5	1302,0				
47	Kamyk-1	1991,2		1282,0	1905,0	1935,0	1991,2	1991,2						
48	Kamyk-2	1714,0	20,0	767,0	1665,0		1714,0	1714,0						
49	Kawki 2	537,0			537,0									
50	Kłaj-1	849,0	30,0		842,2	849,0								
51	Kłaj-2	711,0	20,0		575,0	621,0	711,0	711,0						
52	Królówka-1	1802,0	10,0	962,0	1750,0	1764,0	1802,0	1802,0						
53	Książnice 1	814,1	12,1		735,1		814,1	814,1						
54	Książnice 2	1302,8	20,0		902,0	908,0	1247,5	1235,0	1247,5					
55	Książnice 3	890,0	10,0		818,0		890,0	890,0						
56	Książnice 4	945,0	5,0		890,0	898,0	945,0	945,0						
57	Książnice 5	942,0	10,0		897,0		942,0	942,0						
58	Książnice 6	749,0	10,0		749,0									
59	Książnice 7	723,5	10,0		723,5									
60	Książnice 8	762,0	10,0		762,0									
61	Leszczyna-1	2410,0	15,0	1625,0	1955,0		2313,0	2268,0	2313,0	2410,0				
62	Leszczyna-2	2302,0	5,0	1897,0	2225,0	2240,0	2302,0	2302,0						
63	Leszczyna-21	2564,6		1820,0	2533,0		2564,6	2564,6						
64	Leszczyna-22	2600,0		1880,0	2513,4	2545,0	2600,0	2600,0						
65	Leszczyna-23	2323,0	10,0	1981,0	2297,0	2313,0	2323,0	2323,0						
66	Leszczyna-24	2306,0	30,0	1880,0	2260,0	2283,0	2306,0	2306,0						
67	Leszczyna-3	2550,0	10,0	1947,0	2430,0		2550,0	2550,0						
68	Leszczyna-4	2850,0	5,0	2179,0	2461,0		2779,0	2762,0	2779,0	2846,8				
69	Liplas 1	402,5			402,5									
70	Liplas 2	2942,8	39,0		722,0		1123,0	1022,5	1123,0	2491,9	2700,0	2942,8		
71	Liplas 3	1202,0	20,0		652,0		1026,0	950,0	1026,0	1202,0				
72	Liplas 5	737,0	30,0		722,5		737,0	737,0						
73	Łapanów-1	2250,0												

74	han an fuu 2	2050.0	10.0	1550.0	2002.0		2050.0	2050.0	1		1				
74	Łapanow-z	2050,0	10,0	1550,0	2003,0		2050,0	2050,0							
75	Łapczyca-1	860,0	11,0	381,0	860,0										
76	Łapczyca-2	1923,6		430,0	1107,0		1476,0	1476,0				1795,0		1923,6	
77	Łąkta-1	2374,4	10,0	2093,0	2327,0	2344,0	2374,4	2374,4							
78	Łąkta-10	2437,0	10,0		2437,0										
79	Łąkta-11	2586,0	10,0	1870,0	2586,0										
80	Łąkta-13	2461,0	20,0	2148,0	2383,0	2406,0	2461,0	2461,0							
81	Łąkta-14	2473,0	12,0	2106,0	2473,0										
82	Łąkta-15	2238,0		1849,0	2238,0										
83	Łąkta-2	2704,0	5,0	1772,0	2582,0		2587,0	2587,0		2650,0		2704,0			
84	Łąkta-21	2337,5	5,0	2100,0	2337,3										
85	Łąkta-23	2301,4	10,0	1730,0	2304,1										
86	Łąkta-24	3150,0	5,0	2890,0	3070,0		3150,0	3150,0							
87	Łąkta-25	2423,0	20,0	2008,0	2392,6	2413,0	2423,0	2423,0							
88	Łąkta-26	2443,0	5,0	1875,0	2403,0		2443,0	2443,0							
89	Łąkta-27	2350,0	10,0	1738,0	2238,0	2253,0	2350,0	2350,0							
90	Łąkta-28	2325,0	50,0	1803,0	2249,5	2261,5	2325,0	2325,0							
91	Łąkta-3	2405,3	10,0	1745,0	2355,0	2356,1	2408,5	2408,5							
92	Łąkta-4	2438,8	10,0	1835,0	2393,0		2438,8	2438,8							
93	Łąkta-5	2631,4	5,0	2300,0	2586,5		2634,6	2634,6							
94	Łąkta-6	2474,6	5,0	2180,0	2435,0		2477,8	2477,8							
95	Łąkta-7	2312,3	8,0	1815,0	2280,0		2315,0	2315,0							
96	Łąkta-8	2385,8	5,0	1782,0	2320,3		2385,8	2385,8							
97	Łąkta-9	2382,0	15,0	2036,0	2327,0	2338,0	2382,0	2382,0							
98	Łężkowice 1	203,1	15,0		203,1										
99	Łysokanie-1	1135,1	20,0		905,0	947,0	1135,1	1135,1							
100	Łysokanie-2	1196,6	20,0	420,0	900,0	960,0	1196,6	1196,6							
101	Muchówka-1	2620,0		2120,0	2494,0	2514,0	2620,0	2620,0							
102	Muchówka-2	2804,0		960,0	2694,0	2717,5	2804,0	2804,0							
103	Niepołomice 1	682,0	20,0		545,0	592,5	682,0	682,0							
104	Niepołomice 11	1980.0	20.0		517.0	612.5	885.0	867.5	885.0			1765.0	1853.0	1880.0	1980.0
105	Niepołomice 2	800.5	20.0		635.0	650.0	800.5	800.5	/-				/-	,-	, -
106	Niepołomice 3	2031.5	20.0		472.0	582.5	876.0	868.0	876.0			1955.0	2012.0		2031.5
107	Niepołomice 4	900.0	20.0		685.0	/-	900.0	900.0	,-			,-	- /-		/-
108	Niepołomice 7	804.0	20.0		655.0	746.5	804.0	804.0							
109	Niepołomice 8	585.0	22.0		455.0	528.5	585.0	585.0							
110	Niepołomice 9	601.0	20.0		433.0	528.0	601.0	601.0		1					
111	Niewiarów-1	500.0	0.0		500.0	520,0	001,0	001,0							
117	Niewiarów-2	870.0	15.0		870.0								L		
113	Nieznanowice 1	413.8	10,0		413.8										
114	Nieznanowice 2	1240.0	20.0		1199.0		1240.0	1240.0							
115	Nieznanowice 2	1133.0	20,0		1083.0		1133.0	1133.0		1					
112	NIEZHANOWILE 3	1133,0	20,0	1	1002,0	1	1133,0	1133,0	1	1	1	1			

					1	1	1	1	1		1	r			
116	Nieznanowice 4	973,0	25,0		935,0	942,0	973,0	973,0							
117	Nieznanowice 5	991,0	20,0		951,0		991,0	991,0							
118	Nieznanowice 6	504,0	10,0		504,0										
119	Nizowa 1	1605,0	10,0	191,0	1174,0		1427,0	1391,0	1427,0	1605,0					
120	Pierzchów-1	506,4	0,0		506,4										
121	Pierzchów-2	555,5	10,6		555,5										
122	Pierzchów-3	968,0	30,0		926,0	936,0	968,0	968,0							
123	Raciborsko 1	2408,5	5,0	467,0	1617,5		1739,0	1698,0	1739,0	2408,5					
124	Raciborsko 10	802,5	10,0	368,0	802,5			1230,0							
125	Raciborsko 1a	1777,1	10,0	469,0	1552,0	1567,0	1649,0	1619,0	1649,0	1777,1					
126	Raciborsko 2	932,0	20,0	295,0	685,0		797,5	797,5		812,0					932,0
127	Raciborsko 3	1890,0	7,1	472,1	1649,6	1667,1	1866,1	1824,1	1866,1	1890,0					
128	Raciborsko 5	1003,0	15,0	860,0	1003,0			1790,0							
129	Raciborsko 6	955,1	35,0	850,0	955,1			1965,0							
130	Raciborsko 7	803,0	5,0	582,5	803,0										
131	Raciborsko 8	883,0	7,5	442,5	883,0			1330,0							
132	Raciborsko 9	996,0	20,0	595,0	996,0			1220,0							
133	Raciechowice-1	2424,0		2107,0	2335,0		2397,0	2392,0	2397,0						2424,0
134	Rajbrot 1	4948,0		2560,0	2848,0		3083,0	3040,0	3083,0			4322,0		4948,0	
135	Rajbrot 2	4185,0		2100,0	2378,0	2420,0	2642,0	2632,0	2642,0	2653,0		3821,0		4185,0	
136	Rzeszotary 1	840,0		170,0	715,0		833,4	801,0	833,4						840,0
137	Rzeszotary 2	965,0		176,0	750,0		845,0	835,0	845,0						965,0
138	Siedlec-1	689,0	6,0		689,0										
139	Siedlec-2	1088,0	12,0		1051,0		1088,0	1088,0							
140	Siedlec-3	1126,0			1077,0	1093,0	1126,0	1126,0							
141	Siedlec-4	1119,7			1040,0	1051,0	1119,7	1119,7							
142	Siedlec-5	1025,0		400,0	993,0	1023,0									
143	Siercza 1	1100,0		295,0	705,0		887,5	844,0	887,5	1100,0					
144	Stadniki-1	505,0		78,0	505,0										
145	Staniątki B IG-1	810,2	25,0		739,5	794,0	810,2	810,2							
146	Szczytniki 2 (1)	1172,5	8,0		749,0	803,0	1172,5	1140,0	1172,5						
147	Świątniki 2 (1)	1145,0	25,0		765,0		1047,0	1006,0	1047,0	1145,0					
148	Targowisko- 1/n.Rabą	1100,0	15,0	652,5	855,0	880,0	1100,0	1100,0							
149	Targowisko- 2/n.Rabą	921,0	20,0		786,0	804,0	921,0	921,0							
150	Tarnawa 1	5510,0		2315,0	2692,0		2978,0	2938,0	2978,0	4364,0	4623,5	5510,0			
151	Trąbki-1	862,0	20,0		831,0	840,0	862,0	862,0							
152	Wiatowice-1	506,5													
153	Wiatowice-2	508,0			508,0										
154	Wiatowice-3	860,0	20,0		824,0		860,0	860,0							
155	Wiśniowa 6	2452,8	10,0	1867,0	2052,0	2093,0	2208,0	2189,0	2208,0					2286,0	2452,8

156	Wiśniowa IG-1	2931,4		2268,5	2690,9		2755,6	2755,6						2770,0	2931,0
157	Wiśniowa-4	2602,0	10,0	2100,0	2328,0		2490,0	2461,0	2490,0	2602,0					
158	Wolica-1	3177,5		2745,0	2748,0		3025,0	3010,0	3025,0	3177,5					
159	Wyciąże 1	2000,0	20,0		395,0	496,0	782,5	769,0	782,5		1867,0	1895,0			2000,0
160	Wyciąże 2	575,0	25,0		459,0	479,0	575,0	575,0							
161	Wyciąże 4	1850,0	18,0		393,0	424,0	670,0	667,0	670,0		1673,0	1724,0	1757,0		1850,0
162	Zabłocie 1	2010,0	20,0		966,0	1046,0	1388,0	1278,0	1388,0	2010,0					
163	Zagórze- 1(k.Wieliczki)	1146,0	20,0		1008,0	1081,0	1146,0	1146,0							
164	Zagórze-2	781,6	20,0		680,0	705,0	781,6	781,6							
165	Zagórze-3	1200,0	15,0	640,0	1032,0		1200,0	1200,0							
166	Zagórze-4	1198,0	20,0	868,0	1043,0		1198,0	1198,0							
167	Żegocina-1	3509,0		2720,0	2995,0		3209,0	3209,0							

Najgłębszy otwór Tarnawa-1 osiągnął głębokość 5510 m; 2 otwory Rajbrot 1 i Rajbrot 2 głębokości większe od 4000 m; 3 otwory (Żegocina 1, Wolica 1, Łąkta 24) głębokości większe od 3000 m; głębokości 46 otworów mieszczą się w przedziale 2000 – 3000 m; 55 otworów w przedziale1000 – 2000 m; 51 otworów w przedziale 500 – 1000 m; pozostałych 9 otworów w przedziale 200 – 500 m.

Utwory prekambryjskie i paleozoiczne (starsze od permu) rozpoznane wierceniami w analizowanym obszarze zajmują różną pozycję tektoniczną. Zalegają one w obrębie dwóch głównych jednostek – bloku górnośląskiego i małopolskiego, które kontaktują tu wzdłuż strefy uskokowej Kraków – Lubliniec (**Fig. 1.1.3\_107**; Buła, Habryn 2008, 2010).

Utwory prekambryjskie osiągnięto w 12 otworach. W 4 zlokalizowanych na bloku małopolskim (Niepołomice 3 i 11, Wyciąże 1 i 4; **Tabela 1.1.3\_3**) nawiercono anchimetamorficzne utwory ediakaru. W pozostałych odwierconych w obrębie podniesionej struktury zrębu Rzeszotar bloku górnośląskiego stwierdzono archaiczno-wczesnoproterozoiczne skały krystaliczne (Rzeszotary 1 i 2, Dobczyce 1 i 4, Wiśniowa 6; **Tabela 1.1.3\_3**), bądź kompleks ediakarskich zlepieńców polimiktycznych (Wiśniowa IG-1, Wiśniowa 6, Raciechowice 1, Raciborsko 2; **Tab. 1.1.3\_3**).

Utwory kambru dolnego, występujące tylko w obszarze bloku górnośląskiego, osiągają miąższość powyżej 626 m w strukturze rowu Liplasu (Rajbrot 1; **Tabela 1.1.3\_3**), natomiast w obrębie struktury zrębowej Rzeszotar, gdzie zalegają bezpośrednio pod utworami jury (Wiśniowa IG-1, Wiśniowa 6; **Tabela 1.1.3\_3**) miąższości tych osadów wynoszą odpowiednio 14,4 m i 78 m.

Osady syluru występują tylko na bloku małopolskim, gdzie stwierdzone zostały bezpośrednio pod utworami węglanowymi dewonu (Łapczyca 2; **Tabela 1.1.3\_3**), bądź też pod skałami dewonu dolnego (Niepołomice 11, Wyciąże 4; **Tabela 1.1.3\_3**). Ich maksymalna miąższość przekracza 128,6 m (Łapczyca 2).

Utwory klastyczne dewonu dolnego stwierdzono jedynie na bloku małopolskim w 4 otworach (Niepołomice 3 i 11, Wyciąże 1 i 4; **Tabela 1.1.3\_3**). Zalegają tu pod grubą pokrywą dewońskich skał węglanowych. Ich miąższość nie przekracza 88 m – Wyciąże 4.

Skały węglanowe środkowego, górnego dewonu i karbonu dolnego stwierdzono na bloku górnośląskim w otworach: Grabie 2, Liplas 2, Łąkta 2, Rajbrot 1 i 2, Tarnawa 1 i na bloku małopolskim w otworach: Czyżyczka 1, Łapczyca 2, Niepołomice 3 i 11, Wyciąże 1 i 4; **Tabela 1.1.3\_3**). Ich największą miąższość osiągnięto w otworach Rajbrot 1 i Rajbrot 2 – odpowiednio 1239 m i 1168 m. Miąższości powyżej 1000 m stwierdzono również w otworach Tarnawa 1, Wyciąże 1, Niepołomice 3, Wyciąże 4.

Utwory karbonu dolnego w facji kulmowej nawiercono jedynie w dwóch otworach tj. Tarnawa 1 i Liplas 2 na bloku górnośląskim. Miąższość tej formacji wynosi odpowiednio 259,5 m i 208,1 m (**Tabela 1.1.3\_3**).

Utwory klastyczne permu – triasu dolnego wypełniają strukturę rowu Liplasu. Nawiercono je w 23 otworach (**Tabela 1.1.3\_3**; **Tabela 1.1.3\_5**). Ich największe miąższości: 1386 m w otworze Tarnawa 1 i 1368,9 m w otworze Liplas 2 wskazują, że oś maksymalnego przegłębienia zbiornika permskiego przebiegała wzdłuż wschodniego skrzydła zrębu Rzeszotar, na wschód od linii przekroju 6b – 6b' (Zał. B/3).

Utwory jury środkowej wypełniają rozległą permsko-dolnojurajską dolinę erozyjną (zał. B/1, B/2, B/3). Rozpoznane zostały w 35 otworach, a ich miąższości wahają się od 3 do 123 m (**Tabela 1.1.3\_4**).

Utwory węglanowe jury górnej tworzące ciągłą pokrywę w całym podobszarze B, stwierdzono w 124 otworach (**Tabela 1.1.3\_3**). Ich maksymalna miąższość sięga 369 m w otworze Łapczyca 2 i maleje w

kierunku zachodnim do 52 m w otworze Raciborsko 1a. W jednym przypadku, w otworze Łąkta 2, miąższość jury górnej została tektonicznie i erozyjnie zredukowana do 5 m.

Utwory kredy stwierdzono w 59 otworach (**Tabela 1.1.3\_3**). Jedynie w części północnowschodniej tworzą ciągłą pokrywę (maksymalną ich miąższość 110 m – stwierdzono w otworze Niepołomice 3), w pozostałej części występują płatowo a ich miąższość rzadko przekracza 50 m.

Utwory miocenu rozpoznano w profilach wszystkich otworów. Występują pod niewielką pokrywą (do 39 m) osadów czwartorzędowych bądź nasuniętymi płaszczowinami karpackimi (87 otworów). Ich miąższość cechuje duża zmienność. Zaznacza się jednak wyraźna, równoleżnikowa prawidłowość zmian ich miąższości polegająca na tym, że największe miąższości >1000 m (maksymalnie 1199 m -Nieznanowice 2) osiągają one w bliskim sąsiedztwie granicy nasunięć płaszczowin karpackich, po czym ich miąższość stopniowo maleje w kierunku południowym do około 180 metrów (Wiśniowa 6 – 185 m; Łąkta 24 – 180 m) (minimum 3 m? – Wolica 1) i północnym do około 400 m w rejonie Wyciąża (Wyciąże 4 – 393 m).

#### Budowa geologiczna

W planie podmezozoicznym (Fig. 1.1.3\_107) podobszar IVA2 obejmuje głównie paleozoiczną jednostkę tektoniczną -rów Liplasu -założoną na południowo-wschodnim, krawędziowym segmencie prekambryjskiego fundamentu bloku górnośląskiego. Jednostkę tę ogranicza tektonicznie od zachodu stromy uskok normalno-zrzutowy o amplitudzie przekraczającej 1500 m zrębu Rzeszotar (Buła i in. 2008). Północno-wschodnią granicę tej jednostki wyznacza strefa uskokowa Kraków – Lubliniec oddzielająca bloki górnośląski i małopolski (Żaba, 1999; Buła 2000, Buła, Habryn, 2008, 2010). Struktura rowu Liplasu kształtowała się w czasie od prekambru po perm, z największą aktywnością w trakcie orogenezy waryscyjskiej. Naprężenia na granicy skorupowych bloków górnośląskiego i małopolskiego doprowadziły do wypiętrzenia, wzdłuż granic tektonicznych, zrębu Rzeszotar z jego archaicznym trzonem, przy jednoczesnym obniżeniu prekambryjskiego podłoża rowu Liplasu z jego paleozoiczną pokrywą osadową zbudowaną z utworów klastycznych dolnego kambru i niezgodnie na nich zalegającymi utworami węglanowymi dewonu środkowego, górnego i karbonu dolnego oraz dolnokarbońskimi skałami klastycznymi (kulm). Luka stratygraficzna od kambru środkowego po dewon dolny jest wynikiem podnoszenia południowowschodniej części bloku górnośląskiego i migracji depocentrów subsydencji w kierunku na zachód i północny-zachód (Buła, Żaba 2005; Buła, Habryn 2010). Należy przyjąć, że w tym obszarze sedymentacja dolnopaleozoiczna zakończyła się w późnym kambrze dolnym i wznowiona została dopiero w środkowym dewonie wraz z utworzeniem się rozległego basenu morawsko-śląskiego. Profil utworów dewońskodolnokarbońskich wykazuje niewielkie luki stratygraficzne, którym nie towarzyszą wyraźne niezgodności kątowe. Świadczy to o stosunkowo niewielkiej amplitudzie ruchów wznoszących okresowo przerywających cykle sedymentacyjne. Depozycja utworów karbońskich w tym obszarze zakończyła się prawdopodobnie w wyższym namurze A. Karbon górny to okres wzmożonej erozji i intensywnej tektoniki, której wzdłuż strefy Kraków – Lubliniec towarzyszył rozwój magmatyzmu. Z tym okresem należy wiązać obserwowany w planie podpermskim skomplikowany, blokowy styl budowy utworów paleozoicznych z odsłaniającymi się bezpośrednio na powierzchni stropowej paleozoiku utworami od archaiku po karbon dolny (kulm). W centralnej części podobszaru B (Zał. B/3) utwory paleozoiku przykrywa kompleks osadowy, często określany nieformalnym terminem permo-trias o niesprecyzowanej ostatecznie stratygrafii, którego cechy wskazują na możliwą przynależność zarówno do górnego permu jak i do dolnego triasu (Kiersnowski, 2001). Basen permsko-dolnotriasowy utworzony został na założeniach tektonicznych, a jego rozwój związany był z powstaniem szeregu zapadlisk tektonicznych o różnym tempie subsydencji. Porównując osady permu z

otworów Liplas 2 i Tarnawa 1, Kiersnowski (2001) wykazał pierwotne zróżnicowanie podłoża i stopniową unifikację sedymentacji w trakcie stabilizowania się warunków sedymentacji i subsydencji w całym basenie. Prawdopodobnie oś depocentrum basenu o kierunku NW–SE początkowo przebiegała wzdłuż wschodniej krawędzi basenu i stopniowo migrowała w kierunku zachodnim, gdzie aktualnie możemy spodziewać się największych miąższości tych osadów (Buła, Habryn 2008). Wzmożonej subsydencji w centralnej, a następnie w zachodniej części basenu towarzyszyło prawdopodobnie wypietrzanie i silna erozja brzeżnych elementów basenu. W triasie i jurze dolnej procesy denudacyjne objęły już cały obszar prowadząc do jego znacznego zrównania. Jednocześnie tworzyły się rozległe paleodoliny z rzeczną, środkowojurajską akumulacja materiału grubookruchowego i mułowcowo-piaszczystego, np. otwór Liplas 2 (Połtowicz 1962; Stemulak, Jawor 1963; Jurkiewiczowa 1974; Jawor 1970). Na tak przygotowane podłoże wkroczyła transgresja kelowejska. Osady klastyczne z tego okresu wypełniły pozostałe zagłębienia terenu a pozostające w ciągłości sedymentacyjnej utwory węglanowe jury górnej (oksford) zamaskowały istniejące jeszcze zróżnicowanie morfologiczne na granicy zrębu Rzeszotar, rowu Liplasu i doprowadziły do niemal pełnej peneplenizacji obszaru. Cenomański zalew poprzedził dolnokredowy okres denudacji i skrasowienia wapieni jurajskich. Powierzchnia jury została morfologicznie zróżnicowana, dzięki czemu po zalaniu obszaru przez płytkie morze w cenomanie powstały liczne zatoki, a wystające z morza wyspy dostarczały gruboklastycznego materiału (Konior 1978). Cenomańska transgresja prawdopodobnie nie objęła podniesionej w tym czasie południowej części obszaru. Osady cenomanu występują płatowo na utworach węglanowych jury górnej i dopiero osady węglanowe turon-santon tworzą bardziej zwartą pokrywę z zatokowo powyginaną linią brzegową, które rozpoznano w części północno-wschodniej, północnej i północno-zachodniej analizowanego obszaru. W górnej kredzie, wraz ze wzrostem napreżeń związanych z orogenezą alpejską, następowało dalsze powolne podnoszenie się południowej części obszaru wzdłuż reaktywowanych starszych struktur tektonicznych i rozwijała się denudacja utworów mezozoicznych – najszybsza w południowo-zachodniej części omawianego podobszaru. W fazie laramijskiej, na granicy kredy i paleogenu, dokonuje się gruntowna przebudowa tektoniczna omawianego podobszaru. Paleogeńska rzeźba terenu ukształtowana zostaje w oparciu o dwie główne, zrzucające na południe, dyslokacje. Pierwsza to uskok Rzeszotary – Niepołomice o kierunku SW–NE o amplitudzie zrzutu w planie podmezozoicznym przekraczającej 400 m w części zachodniej obszaru i wygasającym na granicy strefy tektonicznej Kraków – Lubliniec, a druga to strefa Kraków – Lubliniec z towarzyszącym jej zespołem uskoków (Zał. B/3). Spowodowały one szybkie pogrążanie podłoża południowej części omawianego obszaru w kierunku południowym, powstanie równoleżnikowych i subrównoleżnikowych progów morfologicznych oraz zmianę nachylenia kompleksów skalnych w kierunku na południe. Paleostrukturalną, erozyjną powierzchnię mezozoiczną przykrywają osady mioceńskie reprezentowane przez iłowce badenu. Sedymentacja miocenu rozwijała się na przedpolu sukcesywnie nasuwanych, fałdowanych i odkuwanych od podłoża osadów fliszowych Karpat zewnętrznych.

#### Charakterystyka potencjalnych skał zbiornikowych dla składowania CO2

Analizując cały górotwór w granicach wyznaczonego podobszaru IVA2 pod kątem możliwości składowania CO2 ustalono, że potencjalnie najlepsze do tego celu mogą być utwory klastyczne jury środkowej i utwory klastyczne permu -triasu dolnego. W związku z powyższym w dalszej części pracy przeprowadzono, na podstawie danych archiwalnych i publikowanych, charakterystykę litologiczno-facjalną, petrograficzną i petrofizyczną tych skał oraz przedstawiono – na podstawie przyjętych kryteriów (**Tabela 1.1.3\_2**) – ocenę ich przydatności jako struktur do geologicznego składowania CO2.

# Charakterystyka litologiczno-facjalna i petrograficzna skał środkowojurajskich

Jak już wspomniano utwory jury środkowej w analizowanym obszarze wypełniały rozległą paleodolinę oraz lokalne zagłębienia terenu (Zał. B/3). Z 35 otworów, w których rozpoznano utwory doggeru, jedynie w 22 otworach ich identyfikacji dokonano na podstawie fragmentów rdzeni wiertniczych (**Tabela 1.1.3\_4**). Poza otworem Rajbrot 2 profil utworów jury środkowej nigdzie nie był w pełni rdzeniowany z dobrym uzyskiem rdzeni. W żadnym z otworów nie otrzymano próbek rdzeni jednocześnie ze stropu i spągu kompleksu. Interpretacji granic dokonywano najczęściej na podstawie prób okruchowych i pomiarów geofizyki wiertniczej w nawiązaniu do innych profili jury środkowej rozpoznanych w sąsiedztwie (niekiedy dość odległym) przedmiotowego obszaru. Zwraca uwagę stosunkowo niewielki uzysk rdzeni -rzadko przekraczający 50 % (**Tabela 1.1.3\_4**).

	Miąższość jury	Sposób	%	Uzysk
Nazwa otworu	środkowej [m]	opróbo-	rdzenio-	rdzenia
		wania	wania	[%]
Grabina 1	123,0	RO	28,6	35
Zabłocie 1	110,0	RO	21	38
Dobczyce 4	107,0	RO	17	47
Liplas 2	100,5	RO	61,5	?
Liplas 3	76,0	RO	10	?
Dobczyce 3	72,0	RO	53	22
Dobczyce 2	60,5	RO	20	58
Gdów 4	54,0	RO	27	?
Dobczyce 1	52,0	RO	34	31
Leszczyna 1	45,0	?		
Siercza 1	43,5	R	?	?
Rajbrot 1	43,0	RO	9	55
Raciborsko 3	42,0	RO	56	33
Świątniki 2	41,0	0		
Raciborsko 1	41,0	RO	23	?
Nizowa 1	36,0	RO	22	?
Tarnawa 1	34,0	RO	59	100
Szczytniki 2	>32,5	?		
Jawczyce 1	32,5	RO	38	?
Rzeszotary 1	32,4	0		
Raciborsko 1a	30,0	RO	48	27
Wiśniowa 4	29,0	RO	47	60
Bilczyce 4	23,0	?		
Wiśniowa 6	19,0	0		
Niepołomice 11	17,5	0		
Leszczyna 4	17,0	RO	45	51

# Tabela 1.1.3\_4 Zestawienie miąższości utworów jury środkowej rozpoznanych w profilach wierceń wykonanych w podobszarze IVA2 i sposobu ich opróbowania

R – otwór rdzeniowany w interwale występowania jury środkowej

RO – otwór częściowo rdzeniowany w interwale występowania jury środkowej

O – otwór bezrdzeniowy (brak danych lub próby okruchowe) w interwale

występowania jury środkowej

# Charakterystyka cech petrofizycznych osadów jury środkowej i ich własności kolektorskich

Utwory jury środkowej mają ubogą dokumentację parametrów petrofizycznych skał. Z pośród 35 otworów w których rozpoznano osady jury środkowej, badania porowatości i przepuszczalności prowadzono w ograniczonym zakresie, na 98 próbkach nieregularnie pobranych z 12 przeważnie odcinkowo rdzeniowanych otworów (**baza**).

Interpretacyjny charakter granic stratygraficznych kompleksu środkowojurajskiego powoduje, że w różnych opracowaniach archiwalnych i publikowanych głębokości stropu i spągu wydzieleń podawane są ze znacznymi rozbieżnościami przekraczającymi niekiedy 20 m. Korelując procentowy uzysk rdzeni i procentowy udział rdzeniowania utworów środkowojurajskich można stwierdzić, że opisów i analiz dokonano z rdzeni stanowiących do kilkunastu procent całości profilu. Doświadczenie wskazuje, że w trakcie wiercenia najpełniej uzyskuje się próbki skał niespękanych i najbardziej zwięzłych (dotyczy to przede wszystkim starszych wierceń). Można zatem przyjąć, że dokonana charakterystyka całego kompleksu obarczona jest znacznym błędem dotyczącym zarówno wykształcenia litologiczno-facjalnego jak też parametrów petrofizycznych skał. Analiza oparta na takim materiale generalnie będzie zaniżać parametry zbiornikowe całego kompleksu. Pamiętając o w/w ograniczeniach można jednak zestawić syntetyczny profil jury środkowej. Dolna część doggeru reprezentowana jest przez lądową serię ilasto-piaszczystą, która zawiera liczną zwęgloną florę oraz laminy i wkładki węgla. W najniższej części profilu występuje zlepieniec złożony z otoczaków: kwarcu, skał wulkanicznych i metamorficznych, piaskowców, mułowców i wapieni oraz spoiwa mułowcowego. Wyżej leżą bezwapniste osady piaszczysto-ilaste z dużym nagromadzeniem uweglonej sieczki roślinnej, w postaci rozproszonej lub w formie lamin, warstewek oraz wkładek wegla. Wiek serii piaszczysto-ilastej, na podstawie badań palinologicznych, określono na bajos -baton środkowy (Jurkiewiczowa 1974; Brzozowska 1975, 1980). Największą miąższość (90 m) osadów serii lądowej stwierdzono w tzw. "zatoce gdowskiej" w otworze Zabłocie 1. Podobnie rozbudowany profil doggerskich osadów limnicznych został opisany w otworze Liplas 2 przez Połtowicza (1962), Stemulaka, Jawora (1963), Jurkiewiczową (1974), Jawora (1970).

Tworzą go osady mułowcowo-piaszczyste miąższości około 67 m, zawierające liczny detryt zwęglonych roślin, poziomy kopalnych gleb i rizoidy. Rozpoczyna się on, poprzedzony kilkunastometrową luką w rdzeniowaniu, kilkumetrową warstwą zlepieńców polimiktycznych zawierających otoczaki kwarców, kwarcytów oraz skał wulkanicznych i fuzytu. Odcinek odpowiadający środkowej części osadów limnicznych nie był w otworze Liplas 2 rdzeniowany. W analogii do wyników wierceń z rejonu Grobla (Dayczak-Calikowska i Kopik, 1973) przyjmują, że reprezentowany jest on przez kilkumetrowej miąższości kompleks szarych piaskowców mułowcowych i mułowców bez fauny. Seria morskich utworów jury środkowej występuje przekraczająco na serii lądowej. Reprezentowana jest przez kompleks osadów piaszczystowapiennych, złożony ze zlepieńców, piaskowców wapnistych, wapieni organodetrytycznych i mułowców. W najniższej części profilu występują piaskowce różnoziarniste, słabo wapniste lub mułowcowe. Wyżej leżą zlepieńce lub piaskowce gruboziarniste. Stropową część profilu tworzą wapienie organogeniczne z glaukonitem i chlorytem (Garlicka, 1986). W otworze Liplas 2 profil osadów kelowejskich rozpoczyna warstwa zlepieńca podstawowego, który ku górze przechodzi w żwirkowe lub grubo-i średnioziarniste piaskowce, zawierające ułamki muszli małżów i nieoznaczalnych amonitów (Dayczak-Calikowska, Kopik 1973). Profil zamykają zlepieńce, w spągu o typie brekcji klifowej, a w stropie wykazujących podobieństwo do warstwy bulastej.

Maksymalne porowatości w pojedynczej próbie dochodzą do 31,48 % -gruboziarniste piaskowce z otworu Dobczyce-2. Porowatość powyżej 20 % stwierdzono w próbce z piaskowców z otworu Raciborsko-1 (21,31 % przy przepuszczalności 405,8 mD.) Umiarkowanie korzystne parametry -porowatość 10 -20 % (**baza**) stwierdzono w 35 próbach z następujących otworów: Zabłocie 1, Rajbrot 1 i 2, Tarnawa 1, Raciborsko 1 i 3, Leszczyna 4, Dobczyce 2 i 3. Analiza porowatości wskazuje, że najwyższe średnie wartości porowatości >10 %, w interwałach >3 m, zanotowano w otworach:

Nazwa	Przedział į	głębokości	Maksimum [%]	Minimum	Liczba	Średnia
	od [m]			[%]	prob	[%]
Dobczyce 2	1803	1811	31,48	4,85	9	11
Dobczyce 3	1702	1732	13,01	4,95	11	10,15
Leszczyna 4	2764	2769	14,62	7,51	8	10,89
Raciborsko 1	1725	1729,5	21,31	16,10	2	18,70
Raciborsko 3	1826	1838	14,66	8,07	5	11,10
Zabłocie 1	1292,8	1310,6	19,56	5,81	5	11,54

Przepuszczalność badano w 67 próbach. Wartości powyżej 50 mD stwierdzono jedynie w 11 próbach. Wyższe wartości przepuszczalności są dobrze skorelowane z wyższą porowatością. Maksymalne wartości przepuszczalności w pojedynczych próbach stwierdzono w otworach:

Nazwa otworu	Strop	Spąg	Nr skrzynki	Opis próbki	Ciężar objęt. [g/cm₃]	Porowa- tość [%]	Przepusz- czalność [mD]
Zabłocie-1	1292, 8	1296, 6	I	mułowce	2,50	5,81	nieprzep.
Zabłocie-1	1375	1381	I	piaskowiec mikowy róznoziarnisty	2,25	13,32	107,50
Zabłocie-1	1292, 8	1296, 6	Ш	piaskowce	2,38	10,77	68,7
Zabłocie-1	1304, 6	1310, 6	Ш	piaskowiec mikowy róznoziarnisty	2,12	19,56	52,8
Zabłocie-1	1351	1357	II	iłowce łupkowe	2,37	7,19	

## Ocena możliwości magazynowania CO2 w utworach jury środkowej

Współczesny plan strukturalno-tektoniczny osadów jury środkowej zobrazowany został na 2 mapach: mapie strukturalnej spągu jury górnej (Zał. B/2) i mapie geologicznej bez utworów mezozoicznych i kenozoicznych (Zał. B/3) oraz 5 przekrojach geologicznych (Zał. B/4-9). Na obu mapach zaznaczono zasięg i izopachyty utworów doggeru. Taki sposób postępowania wynika z faktu, że w omawianym podobszarze najłatwiejszy do prześledzenia (również w oparciu o dane geofizyczne) jest spąg płytowo zalegających, węglanowych utworów jury górnej wyraźnie kontrastujących z niżej zalegającymi utworami klastycznymi jury środkowej lub permu, kambru dolnego oraz prekambru i nieco słabiej z utworami węglanowymi dewonu i karbonu dolnego (Zał. B/3). Stropowa powierzchnia utworów węglanowych jury górnej – kredy górnej = spągowi miocenu jest trudniejsza do prześledzenia ze względu na silne zróżnicowanie morfologicznie będące

skutkiem laramijskiej tektoniki i przedmioceńskiej erozji. Zobrazowaną na mapie strukturalnej spągu utworów miocenu (Zał. B/1) powierzchnię należy traktować jako zgeneralizowaną, nie uwzględniającą, z pewnością licznych lokalnych, wysp, grzbietów, przegłębień, kanionów. Mapa ta oraz wykonane przekroje wskazują na istnienie przedmioceńskich progów morfologicznych powstałych na starszych założeniach tektonicznych, stanowiących naturalną barierę dla nasuwanych i fałdowanych utworów fliszu karpackiego. Litologiczno-facjalne cechy wykształcenia osadów jury środkowej, charakter wewnątrzformacyjnych granic oraz tektonika górotworu wskazują, że kompleks środkowojurajski ma połączenia hydrauliczne z wyżej zalegającymi utworami weglanowymi jury górnej i dopiero występujące na całym obszarze iłowce badenu, w części południowej zalegające również pod nasuniętymi utworami Karpat zewnętrznych, są nieprzepuszczalne i stanowią doskonałą izolację dla potencjalnych zbiorników CO2. Mapa strukturalna spągu miocenu (Zał. B/1) ilustruje zatem jednocześnie stropową powierzchnię potencjalnego jurajskiego systemu sekwestracyjnego, a wydzielone obszary, w których miąższość kenozoicznego nadkładu jest mniejsza od 800 m (Zał. B/1), eliminują północą część podobszaru B, pod kątem oceny przydatności do celów składowania CO2. W środkowej części analizowanego podobszaru, w rejonie tzw. "zatoki gdowskiej" zwraca uwagę owalna, elewacyjna struktura, z wyraźnie podniesionym względem otoczenia stropem węglanowych utworów jury górnej (Zał. B/1, B/2, B/4, B/8) z kulminacją w sąsiedztwie otworu Gdów-2, gdzie miąższość nadkładu spada do około 700 – 750 m. Prawdopodobnie, element ten stanowił półwysep w początkowej fazie mioceńskiej sedymentacji i element oporowy dla nasuwanych płaszczowin karpackich, a przebieg współczesnej granicy nasunięcia karpackiego w tym rejonie jest w znacznej części odzwierciedleniem morfologii przedmioceńskiego podłoża. Istnienie tego elementu stanowi sygnał ostrzegawczy dla lokowania magazynu CO2 w niezbyt odległym sąsiedztwie. Istnieje ryzyko, że zatłaczany do doggeru dwutlenek węgla, poprzez system szczelinowy w węglanach górnojurajskich dostanie się w stropowe partie tej elewowanej struktury i przejdzie z fazy ciekłej w gazową. Z drugiej strony iłowcowa sedymentacja mioceńska zabliźniła starsze systemy tektoniczne w partiach przystropowych mezozoiku utrudniając, abyć może wręcz uniemożliwiając migrację zarówno cieczy jak i gazów. Przedstawiona powierzchnia spągu jury górnej (Zał. B/2) obrazuje jej blokowy charakter, ostatecznie ukształtowany w trakcie laramijskiej fazy fałdowań alpejskich. Dość liczne, nieregularne uskoki, najczęściej normalnozrzutowe, o amplitudach rzadko przekraczających 200 m (wyjątek uskok Rzeszotary – Niepołomice o zrzucie do 400 m) zrzucają powierzchnię spągu oksfordu generalnie w kierunku południowym, pod niewielkimi kątami – do kilkunastu stopni. Hipsometryczny obraz tej powierzchni (Zał. B/2) wskazuje, że równowiekowe, podobne litologicznie i facjalnie skały węglanowe jury górnej (tworzące się w podobnych warunkach batymetrycznych) współcześnie zalegają na głębokościach od powyżej -300 m n.p.m. w rejonie Krakowa – Wieliczki (północno-zachodnia część obszaru) do -2800 m n.p.m. w południowej części analizowanego obszaru. Tak więc deniwelacja tej powierzchni przekracza 2500 m, na długości 30 km, a jej śrędnie nachylenie wynosi około 5°. Analizowana powierzchnia odwzorowuje jednocześnie strop osadów klastycznych jury środkowej w granicach zasięgu ich występowania (Zał. B/2). Przebieg wykreślonych izopachyt doggeru (Zał. B/2, B/3) ma charakter przybliżony ze względu na zbyt małą ilość wierceń i ich nierównomierne rozmieszczenie, jak również zbyt mały kontrast geofizyczny na granicy podobnych litologicznie skał permu – triasu dolnego i jury środkowej. Przedstawiona interpretacja miąższości (Zał. B/2) wskazuje, że oś maksymalnego przegłębienia paleodoliny wypełnionej osadami jury środkowej przebiega łukiem od rejonu Łąkty – Rajbrotu poprzez rejon Grabiny, Liplasu i Gdowa do Zabłocia, po czym zakręca w kierunku na południowy-zachód między Dobczyce a Rzeszotary. Miąższości tych osadów >50 m można się spodziewać w centralnej i zachodniej części paleodoliny w pasie o szerokości od 9 -7 km idąc od południowego wschodu do 3,5 km w części zachodniej a miąższości zbliżonych do 100 m w dwóch izolowanych obszarach Grabina – Liplas i Zabłocie (Zał. B/2, B/3). Geometria koryta środkowojurajskiej paleodoliny została zdeformowana tektonicznie późniejszymi (głównie laramijskimi) uskokami zobrazowanymi na mapie strukturalnej spągu jury górnej (Zał. B/2) i przekrojach geologicznych (Zał. B/4-9). Zwraca uwagę fakt, że wielkość zrzutów uskoków często przekracza miąższość utworów jury środkowej. Tektonika blokowa uniemożliwia zatem śródformacyjne swobodne przepływy wewnątrz jednorodnych litologicznie i facjalnie osadów wypełniających paleodolinę, gdyż w strefach przyuskokowych utwory doggeru kontaktują w profilu pionowym z utworami węglanowymi jury górnej bądź skałami klastycznymi permu – triasu dolnego. Sporadycznie na obszarze zrębu Rzeszotar, profil doggeru bocznie zamykają utwory prekambru lub paleozoiku.(Zał. B/4-9).

Spągowa granica jury środkowej w omawianym podobszarze jest trudna do wyznaczenia i to zarówno na profilach wierceń jak też sondowań sejsmicznych. Dane dotyczące rdzeniowania i uzysku rdzenia (**Tabela 1.1.3\_4**) wskazują, że granica ta generalnie ma charakter interpretacyjny, jedynie w kilku otworach przyspągowy odcinek profilu doggeru był rdzeniowany. Niemal na całym obszarze klastyczne utwory jury środkowej zalegają na podobnych litologicznie, chociaż silniej zdiagenezowanych, klastycznych osadach permu-triasu dolnego. Wyjątek stanowi skrajnie zachodnia część paleodoliny środkowojurajskiej (w obrębie struktury zrębowej Rzeszotar), gdzie osady doggeru zalegają bezpośrednio na utworach prekambryjskich (Zał. B/3).

#### Wnioski

- Istniejące materiały dotyczące parametrów zbiornikowych jury środkowej w analizowanym obszarze wskazują, że utwory te mogą być brane pod uwagę jako potencjalne kolektory CO2. Należy jednak podkreślić, że badania prowadzono na niewielkiej populacji prób reprezentujących zaledwie kilka procent sumarycznej długości wszystkich przewierconych sekwencji skał środkowojurajskich.

- Niema możliwości ograniczenia składowania dwutlenku węgla jedynie do utworów jury środkowej. System sekwestracyjny (poza utworami doggeru) z pewnością obejmie utwory węglanowe jury górnej (system szczelinowy) i przystropowe partie permu – triasu dolnego, o czym mogą świadczyć parametry petrofizyczne górnych odcinków permu-triasu dolnego posiadające podwyższone wartości porowatości (Dobczyce 2 – porowatość 32 %; Rajbrot 2 – porowatość 15,5 %). Spowoduje to istotny, chociaż trudny do oszacowania, wzrost pojemności składowania. Tak scharakteryzowany system sekwestracyjny pozostanie bezpieczny, gdyż występująca na całym obszarze miąższa i szczelna pokrywa iłów miocenu, w części południowej również fliszu karpackiego (Zał.B/1), skutecznie uniemożliwi przedostawanie się CO2 na powierzchnię terenu.

## Utwory permu – triasu dolnego jako potencjalny zbiornik dla składowania CO2

## Charakterystyka litologiczno-facjalna i petrograficzna skał permu – triasu dolnego

Osady permu – triasu dolnego wypełniają rozległy basen Liplas – Tarnawa, zajmujący w planie podjurajskim przeważającą część analizowanego obszaru (Zał. B/3). Nazwa basenu pochodzi od otworów Liplas 2 i Tarnawa 1, gdzie udokumentowano najpełniejszy (**Tabela 1.1.3\_5**) profil utworów permu – triasu dolnego. Poprawa i in. (2001) na podstawie przeprowadzonej jednowymiarowej analizy subsydencji tektonicznej w

otworach: Tarnawa 1, Liplas 2, Rajbrot 1, Żegocina 1 stwierdzili, że basen ten tworzył się w warunkach gwałtownej, krótkotrwałej subsydencji, wysokim tempie depozycji przy dużej aktywności tektonicznej pobliskiego obszaru źródłowego. Ograniczały go synsedymentacyjne, ekstensyjne uskoki o dużych zrzutach, z wielofazową aktywnością przesuwczą, o czym świadczy obecność równowiekowych mezostruktur.

NAZWA	Miąższość permu- triasu dolnego [m]	NAZWA	Miąższość permu- triasu dolnego [m]
Tarnawa 1	1386,0	Gdów 4	>114,0
Liplas 2	1368,9	Wiśniowa 4	>112,0
Dobczyce 2	>766,0	Grabie 2	111,5
Raciborsko 1	>669,5	Świątniki 2	>98,0
Zabłocie 1	>622,0	Leszczyna 1	>97,0
Grabina 1	>447,2	Jawczyce 1	>74,5
Dobczyce 3	>385,0	Leszczyna 4	>67,8
Siercza 1	>212,5	Łąkta 2	63,0
Nizowa 1	>178,0	Raciborsko 3	>23,9
Liplas 3	>176,0	Raciborsko 2	14,5
Wolica-1	>152,5	Rajbrot 2	11,0
Raciborsko 1a	>128,1		

Tabela 1.1.3\_5 Zestawienie miąższości utworów klastycznych permu – triasu dolnego rozpoznanych wprofilach wierceń wykonanych w podobszarze Gdowa

Omawiane utwory reprezentowane są głównie przez fację terygeniczną: mułowce, iłowce, piaskowce i zlepieńce o barwach pstrych. W północnej części obszaru zaznaczają się wpływy facji węglanowej (Świątniki 2), gdzie wśród utworów ilasto-piaszczystych występują przewarstwienia czerwonych i różowych wapieni (Moryc 1971), a w części centralnej i południowej basenu również facji siarczanowej Liplas 2 (Moryc, Senkowiczowa 1968); Tarnawa 1 (Kiersnowski 2001). W otworze Grabie 2 kilkudziesięciometrowy kompleks zlepieńców jest zbudowany prawie wyłącznie z okruchów skał bezpośredniego podłoża (wapieni, dolomitów) spojonych czerwonym dolomitycznym lub ilasto-marglistym materiałem.

W profilu otworu Liplas 2 kompleks osadów permu – triasu dolnego, o grubości 1370 m, podzielono na cztery części (Moryc, Senkowiczowa 1968). Idąc od spągu wydzielono serie: piaskowcowo-zlepieńcową (24 m), piaskowcowo-iłowcową pstrą (108 m), siarczanowo-ilastą (910 m) złożoną z gipsów, anhydrytów, iłowców, mułowców, piaskowców oraz najmłodszą serię utworów ilasto-siarczanowych (327 m). W niemal całym profilu osadów permskich w Liplasie 2 występują szczątki organiczne na podstawie których został on zaliczony do cechsztynu (Moryc, Senkowiczowa, 1968). Jedynie seria najmłodsza (ilasto-siarczanowa) nie posiada dokumentacji paleontologicznej.

Kiersnowski (2001) charakteryzując profil utworów permu – triasu dolnego basenu Liplas – Tarnawa na podstawie danych karotażowych i rdzeni odcinkowo rdzeniowanego otworu Tarnawa 1, w nawiązaniu do danych archiwalnych i publikowanych z otworu Liplas 2, wydzielił szereg cykli depozycyjnych o różnej skali, zgrupowanych w cyklotemy uporządkowane w sekwencjach w przewadze agradacyjnych lub agradacyjno-progradacyjnych, rzadziej retrogradacyjnych tworzących się w warunkach klimatu suchego i półsuchego. W dolnym permie (Tarnawa 1; gł. 4215,5 – 4415,0 m) są to osady rzek meandrujących, progradujących delt i rzadziej bagien torfotwórczych (Kiersnowski 2001) reprezentowanych głównie przez słabo wysortowane, nierównoziarniste piaskowce i żwirowce piaszczyste o przewadze frakcji średniej i grubej przewarstwiane

mułowcami niekiedy przechodzącymi w iłowce (Buła 2001). Profil spągowej części permu górnego (Tarnawa 1; gł. 3705,0 – 4215,5 m) rozpoczynają osady żwirowych rzek roztokowych, wyżej występują osady charakterystyczne dla okresowych strumieni i epizodów powodziowych, profil zamykają osady dystalnej równi aluwialnej na pograniczu z okresowo wysychającym jeziorem (Kiersnowski 2001). W korytach rzek osadzały się utwory gruboklastyczne (piaskowce i drobnoziarniste żwiry), a na obszarach pozakorytowych mułowce i iłowce, w części brzegowej również anhydryty. Stosunkowo częste zmiany podstawy erozyjnej ówczesnych rzek powodowały, że osady te były wielokrotnie redeponowane, jednak krótki, epizodyczny transport utrudniał ich dobrą segregację. Na profil najmłodszych osadów permu górnego – triasu dolnego (Tarnawa 1; gł. 3027,0 – 3705,0 m) składają się dwa cyklotemy, różniące się dynamiką warunków sedymentacji. Dolny (210 m osadu) jest dość jednorodny i wskazuje na spokojną kontynuację bocznej akrecji osadów w procesie wypełniania basenu; w górnym (470 m osadu) sedymentacja miała charakter epizodyczny, zdominowany przez osady okresowych strumieni i powodziowe, przeplatane okresami, w których tworzyły się osady równi mułowej ze znacznym udziałem gipsów, związane z okresowo wysychającym jeziorem. Przedstawiony na podstawie wyników wiercenia Tarnawa 1 model sedymentacji osadów permu – triasu dolnego wskazuje, że mimo znacznego udziału materiału gruboklastycznego w profilu, utwory te nie tworzą jednorodnych, szerzej lateralnie rozprzestrzenionych kompleksów. Prawdopodobnie są to formy soczewkowate, wzajemnie przecinające się, wyklinowujące, zdyslokowane młodszymi, alpejskimi uskokami.

#### Charakterystyka cech petrofizycznych osadów permu-triasu dolnego i ich własności kolektorskich

Porowatość w utworach permu – triasu dolnego zbadano w 107 próbach z 10 otworów (w dokumentacjach otworowych dostępne były wyniki analiz laboratoryjnych; otwory były stosunkowo dobrze opróbowane). Skały zbiornikowe tej formacji tylko wyjątkowo wykazują korzystne porowatości i przepuszczalności. Najwyższe wartości porowatości oznaczono w stropowych odcinkach permu – triasu dolnego z następujących otworów: Dobczyce 2 (32 %), Grabina 1 (11,31 %), Rajbrot 2 (15,52 %) oraz w otworze Tarnawa 1 (15,51 %) (**baza**). Przepuszczalność została zbadana w 48 próbach, z czego w 36 próbach skały określono jako nieprzepuszczalne, w pozostałych uzyskane wartości przepuszczalności nie przekraczają 20,67 mD. Należy zaznaczyć, że poza otworem Grabina 1, próbki z wyższymi wartościami porowatości nie były badane pod kątem przepuszczalności.

# Wnioski

 - Uzyskane w warunkach laboratoryjnych wyniki badań porowatości i przepuszczalności na próbkach rdzeni nie spełniają kryteriów skał zbiornikowych dla magazynów CO2. Wyjątek stanowią stropowe odcinki tych utworów (Dobczyce 2, Grabina 1, Rajbrot 2), gdzie obserwuje się podwyższone wartości porowatości. Należy zaznaczyć, że badania petrofizyczne prowadzono na niewielkiej populacji prób reprezentujących zaledwie kilka procent sumarycznej długości wszystkich przewierconych sekwencji skał permu – triasu dolnego.

- Aktualny stan rozpoznania wiertniczego (**Tabela 1.1.3\_3**; Zał. B/3), sposób opróbowania oraz duża zmienność osadów tworzących się w warunkach klimatu suchego i półsuchego jako produkt cyklicznej, zmiennej obocznie akumulacji rzecznej i jeziornej praktycznie uniemożliwia wykartowanie struktur jednorodnych litologicznie.

Brak jest przesłanek występowania w utworach permu – triasu dolnego mikroszczelinowatości otwartej.
 Jarosiński (2001) analizując rdzenie wiertnicze z otworu Tarnawa 1 stwierdza, że kompleks ten jest słabo zaangażowany tektonicznie, a w sekwencjach z dużym udziałem piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców, struktury tektoniczne prawie nie występują.

Obecny stan rozpoznania utworów permu – triasu dolnego w rowie Liplasu, wskazuje na małą przydatność tego kompleksu skalnego dla magazynowania CO2. W przypadku, gdy uznano by za przydatny do celów sekwestracji występujący w analizowanym obszarze nadległy kompleks osadów środkowojurajskich, wówczas można rozważyć również wykorzystanie w tym celu stropowych odcinków permu – triasu dolnego, kontaktujących tu bezpośrednio z utworami jury środkowej.

Przeprowadzona analiza dotyczy północnej i wschodniej części basenu Liplas – Tarnawa. Ze względu na brak odpowiednio głębokich wierceń w części zachodniej basenu, charakter sedymentacji w tej części zbiornika pozostaje nieznany. Można przypuszczać, że równolegle do subpołudnikowej struktury zrębu Rzeszotar, prawdopodobnie podnoszonej w trakcie depozycji osadów permu – triasu dolnego, tempo subsydencji w zachodniej części basenu Liplas – Tarnawa było najwyższe (Buła, Habryn 2008; Zał. B/6-9).
 Przyjęcie takiego modelu rozwoju basenu permsko-dolnotriasowego implikuje określone skutki. Można założyć, że sedymentacja postępowała tu znacznie szybciej, a krótkie drogi transportu powodowały, że w tej części zbiornika tworzyły się osady grubo-i bardzo gruboklastyczne, o znacznym południkowym rozprzestrzenieniu, mogące posiadać korzystne parametry zbiornikowe.

- Można wyznaczyć przynajmniej dwa obszary spełniające geologiczne kryteria dla podziemnych magazynów CO2: I – zlokalizowany w odległości 1,5 -2 km na południe od otworu Grabina 6; II – zlokalizowany w sąsiedztwie otworu Dobczyce 2.



Zał. A/1 Mapa strukturalna spągu utworów miocenu



Zał. A/2 Mapa strukturalna stropu utworów paleozoiku i prekambru



Zał. A/3 Mapa rozmieszczenia utworów nadkładu na powierzchni stropowej paleozoiku (bez permu) i prekambru



Zał. A/4 Mapa geologiczna odkryta po karbon



Zał. A/5 Mapa strukturalna stropu ogniwa piaskowców skolitusowych (fm z Goczałkowic)



Zał. A/6 Mapa strukturalna spągu ogniwa piaskowców skolitusowych (fm z Goczałkowic)



Zał. A/7 Przekrój geologiczny Va–Va`



Zał. A/8 Przekrój geologiczny VIIa–VIIa`



Zał. A/9 Przekrój geologiczny VIIIa–VIIIa`



Zał. A/10 Przekrój geologiczny 3a-3a`



Zał. A/11 Przekrój geologiczny 4a–4a`



Zał. A/12 Przekrój geologiczny 5a–5a`



Zał. B/1 Mapa strukturalna spągu utworów miocenu



Zał. B/2 Mapa strukturalna spągu jury górnej



Zał. B/3 Mapa geologiczna bez utworów mezozoicznych i kenozoicznych



Zał. B/4 Przekrój geologiczny 6b-6b`


Zał. B/5 Przekrój geologiczny 7b-7b`



Zał. B/6 Przekrój geologiczny IIIb–IIIb`



Zał. B/7 Przekrój geologiczny Ib–Ib`



Zał. B/8 Przekrój geologiczny IXb–IXb`



Zał. B/9 Przekrój geologiczny VIb–VIb`

# Interpretacja danych sejsmicznych (Katarzyna Pisaniec)

Przedstawione opracowanie prezentuje wyniki prac wykonanych w ramach projektu "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO2 wraz z ich programem monitorowania" dla rejonu IV (Zapadlisko Przedkarpackie i brzeżna strefa Karpat). Przedmiotem tych prac było zweryfikowanie budowy strukturalnej oraz rozkładu miąższości potencjalnych mezozoicznych i paleozoicznych poziomów kolektorskich i warstw uszczelniających dla wybranych struktur geologicznych wytypowanych do podziemnego składowania CO2. Kluczową kwestią była również identyfikacja i charakterystyka głównych stref uskokowych oraz oszacowanie wielkości zrzutów uskoków dla najważniejszych poziomów stratygraficznych.

#### <u>Obszar badań</u>

Na analizowanym obszarze, który zlokalizowany jest w obrębie zapadliska przedkarpackiego wstępnie wytypowano dwie struktury geologiczne do podziemnego składowania dwutlenku węgla: strukturę Grobla i strukturę Niepołomice.

#### Wytypowane poziomy zbiornikowe i warstwy uszczelniające

Poziomy zbiornikowe oraz warstwy uszczelniające wytypowane zostały w poprzedzającej interpretację fazie projektu. Wydzielono je w obrębie górnym paleozoiku uważając parametry zbiornikowe tych właśnie formacji za najlepsze. Jednakże w ramach wykonanego kolejnego etapu prac, jakim była strukturalna interpretacja danych sejsmicznych 2D, stwierdzono możliwość występowania struktur w obrębie kompleksu kredowo-mioceńskiego. Jest on znany z występowania licznych w tym obszarze złóż węglowodorów konwencjonalnych, zarówno ropy, jak i gazu. Jest to przesłanką do zbadania możliwości występowania poziomów zbiornikowych i uszczelniających w tym właśnie kompleksie oraz powyżej i poniżej ległych.

#### Interpretacja strukturalna danych sejsmicznych

W rejonie Kraków-Tarnów w ciągu ostatnich 35 lat wykonano 555 profili sejsmicznych, przeważnie dla potrzeb poszukiwań naftowych. Lokalizację profili przedstawiono na **Fig. 1.1.3\_108** na potrzeby niniejszego projektu pozyskano dane cyfrowe dla większości pokazanych tu profili. Skorelowano następujące horyzonty na załączonych zinterpretowanych profilach sejsmicznych (**Fig. 1.1.3\_110, 112, 114**; lokalizację przekrojów pokazano odpowiednio na **Fig. 1.1.3\_109, 111, 113**):

Ewaporaty dolny miocenu - kolor różowy,

Strop kredy górnej - kolor zielony,

Strop jury - kolor jasnoniebieski,

Spąg jury - kolor ciemnoniebieski.

Budowa geologiczna obydwu struktur jest analogiczna, zatem zostały one omówione wspólnie.

Podłoże zapadliska przedkarpackiego jest różnowiekowe. W obszarze badań bezpośrednio pod utworami miocenu zlegają najczęściej utwory kredy i jury, pod nimi z kolei występują utwory triasu, permu a także karbonu i prekambru. W podłożu zapadliska przedkarpackiego dominują uskoki normalne. Prawdopodobnie uskoki te zostały reaktywowane w reżimie przesuwczym. Najczęściej te strefy uskokowe przecinają także ewaporaty badeńskie, zatem ich powstanie można datować na późną kredę-wczesny miocen. Zrzuty są konsekwentne na całej długości płaszczyzny uskokowe. Uskoki te tną cała jurę, kredę i niekiedy dolną część profilu miocenu. Na podstawie dostępnych danych otworowych i opracowań archiwalny założono, że uskoki te kontynuują się w głąb kompleksów starszych (trias, perm, karbon, prekambr). Jednak nie jest możliwe potwierdzenie tej hipotezy na danych sejsmicznych ze względu na ich niewystarczającą jakość (spowodowaną prawdopodobnie trudnościami z obrazowaniem sejsmicznym pod warstwami/strukturami solnymi). Utwory kredy i jury pokrywają cały analizowany obszar. Miąższość jury (środkowej - piaskowcowej i górnej - węglanowej) jest względnie stała i wynosi ok. 450-500metrów. Miąższość kredy jest zmienna i wyraźnie rośnie w kierunku NE. Kreda jest wyerodowana częściowo w paleorynnach wypełnionych dziś utworami miocenu. Miąższość kredy górnej i dolnej waha się w zakresie 30-500 metrów.



Fig. 1.1.3\_108 Mapa lokalizacyjna dostępnych danych sejsmicznych i otworowych



Fig. 1.1.3\_109 Lokalizacja profilu sejsmicznego 3-8-86K



Fig. 1.1.3\_110 Interpretacja profilu sejsmicznego 3-8-86K (miocen, cenoman, strop i spąg jury).



Fig. 1.1.3\_111 Lokalizacja profilu sejsmicznego 32-17-78K.



Fig. 1.1.3\_112 Interpretacja profilu sejsmicznego 32-17-78K (miocen, cenoman, strop i spąg jury).



Fig. 1.1.3\_113 Lokalizacja profilu sejsmicznego 53-7-77K.





## Regionalne modele przestrzenne dla utworów miocenu w rejonie brzeżnej strefy Karpat (Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Marek Hajto)

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych wytypowanych horyzontów w oparciu o archiwalne materiały kartograficzne (mapy sejsmiczne) dowiązując je do profili wierceń z obszaru badań.

Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych na wytypowanych obszarach.

#### Mapy strukturalne stropu i spągu miocenu

Dostępne dane otworowe, sejsmiczne i kartograficzne pozwoliły na zrekonstruowanie w formie regularnych siatek interpolacyjnych modeli ukształtowania powierzchni stropu i spągu miocenu. Dane wejściowe opracowanych map strukturalnych bazowały na stratygrafii stosowanej na tym obszarze przez PGNiG S.A.

Spośród zebranego materiału wykorzystano geologiczne interpretacje danych geofizycznych w formie przekrojów oraz map wykonanych przez Geofizykę Kraków w ramach projektów zrealizowanych w latach 1976÷2009 w rejonie zapadliska przedkarpackiego oraz zachodnich Karpat fliszowych, w ramach tematów 2D:

Skoczów-Wadowice-Sucha, rejon: Lachowice (1990÷1991); Skoczów-Wadowice-Sucha, rejon: Cieszyn-Andrychów (1990÷1991); Żywiec-Andrychów (1978, reprocessing w 1996 roku w ramach tematu: Żywiec-Wadowice rej. Krzeszów); Zawoja-Sucha Beskidzka (1997); Żywiec-Wadowice (1995÷1997); Lachowice-Myślenice, strefa: Stryszawa (1992÷1994, reprocessing w 2003r. w ramach tematu: Tomice-Dobczyce); Skoczów-Wadowice-Sucha, rejon: Sucha-Tokarnia (1987); Żywiec-Wadowice-Gdów (1978); Myślenice-Limanowa-Czchów, rejon: Lubień-Raciechowice (1994÷1995); Lachowice-Myślenice (1993÷1995); Raciechowice-Stadniki (2002); Kamyk-Niepołomice (2004); Liplas-Grobla-Żukowice, rejon: Krzeczów (1998 reprocessing w 2004 roku w ramach tematu: Puszcza-Krzeczów-Borek); Wiśniowa-Łąkta rejon: Łąkta-Czchów (1983÷1984, reprocessing w 2003 roku w ramach tematu: Wiśnicz); Myślenice-Limanowa-Czchów (1992); Wiśnicz (2005); Tarnawa-Czchów (2007); Puszcza-Krzeczów-Borek (2003); Brzesko-Wojnicz (2002/2003); Tuchów-Kowalowy (1985); Pilzno-Kowalowy-Brzostek (1991, reprocessing); Garbek-Łowczów (2008/2009); Żabno-Lisia Góra (2008); Andrychów-Pilzno (linie regionalne, 2006); Pilzno-Zalasowa (2007); Myślenice-Sucha-Rabka-Limanowa-Nowy Sącz (1974) i Sucha-Rabka (1976).

Wykorzystano również modele strukturalne oraz interpretacje geologiczne zdjęć sejsmicznych 3D, w tym:

Kosiarnia-Maszkienice (1999); Waryś-Łętowice-Wierzchosławice (2008, reprocessing); Pogórska Wola (1994÷1995); Wojnicz-Pleśna (2008) i Wygoda-Pilzno (2000/2001).

Przy opracowaniu map strukturalnych wykorzystywano również trendowe modele strukturalne spągu nasunięcia fliszowego oraz spągu miocenu opracowane przez Papiernika i Machowskiego (Zawisza i in., 2009) na podstawie danych PBG Warszawa.

Mapę strukturalną spągu miocenu wykonano głównie w oparciu o mapy opracowane przez Bułę i Habryna (red.) (2008). Dodatkowo, jako robocze materiały wejściowe, wykorzystano również mapy spągu miocenu opracowane dla obszaru niecki miechowskiej i jej otoczenia przez Papiernika (2002, 2010a). Wykorzystany zestaw danych wejściowych uzupełniała wykonana przez N. Oszczypko w wersji grafiki komputerowej mapa strukturalna spągu fliszu karpackiego oraz cząstkowe modele powierzchni terenu (Tomaszczyk, 2007).

Danymi wejściowymi do tworzenia modelu uskokowego spągu miocenu były scyfrowane uskoki z regionalnych map stropu paleozoiku (Buła i Habryn (red.) 2008), które modyfikowano lokalnie na podstawie map cząstkowych Geofizyki Kraków opracowanych przez Papiernika i Machowskiego (Zawisza i in., 2009).

Scalenie i reintrepretacja wszystkich szczątkowych materiałów było zadaniem niezwykle czasochłonnym, które wymagało zastosowania szerokiej gamy technik przetwarzania numerycznego wypracowanych w KSE (m.in. Papiernik 2001, 2002, 2010a, Papiernik i in., 2001a,b, 2004a,b, 2005, 2008a,b, 2010b, Górecki i in., 2006 a,b, Doornenbal i in., 2010).

Mapy stropu i spągu miocenu (**Fig. 1.1.3\_115** i **116**) dowiązano odpowiednio do 945 i 2154 profili wierceń położonych na obszarze badań. Mapy stropu i spągu miocenu dla potencjalnego układu sekwestracyjnego zostały przedstawione w zakresie głębokościowym od 0 do -2300 m p p m.



Fig. 1.1.3\_115 Mapa strukturalna stropu miocenu 3-233



Fig. 1.1.3\_116 Mapa strukturalna spągu miocenu

# Rejon V - Lubelszczyzna (i Podlasie)

Podstawą wykonania przestrzennych modeli facjalnych potencjalnych poziomów zbiornikowych i poziomów ekranujących były badania wykonane według metodologii scharakteryzowanej w rozdziale **1.1.1**. Złożyło się na nią analiza profili litologicznych, profili geofizyki otworowej, stratygrafia sekwencji oraz jej korelacja z chronostratygraficznym podziałem karbonu, jak również korelacja międzyotworowa wszystkich w/w wyników badań (Maria I. Waksmundzka). Wybrane poziomy zbiornikowe i uszczelniające oraz reperowe były również korelowane na profilach sejsmicznych (Grzegorz Wróbel). Natomiast regionalny model przestrzenny poziomów zbiornikowych i uszczelniających karbonu skonstruowali Maciej Tomaszczyk i Krzysztof Czuryłowicz.

## Korelacje międzyotworowe – karbon (Maria I. Waksmundzka)

Przykładowe korelacje międzyotworowe w obrębie utworów karbonu wykonano na podstawie 21 profili otworów. Skonstruowano 5 schematów korelacyjnych, na których ze względu na specyficzne wykształcenie litologiczne karbonu oraz duże pionowe przesunięcia tektoniczne w jego obrębie, profile zestawiono według horyzontów chronostratygraficznych, nie zaś głębokościowo. Każdy profil otworu ma niezależną skalę głębokościową, na której można odczytać współczesne głębokości występowania poszczególnych poziomów kolektorskich i uszczelniających. Przebieg korelacji zaznaczono na mapie rozprzestrzenienia głównych poziomów zbiornikowych (**Fig. 1.1.1\_117**). Poniżej wymieniono nazwy otworów wiertniczych wchodzących w skład następujących linii korelacyjnych:

- 1. Korelacja A: Stężyca 1, 3k, 2, 4-Rycice 2 (Fig. 1.1.3\_118);
- 2. Korelacja B: Glinnik 2-Tarkawica 3 (Fig. 1.1.3\_118);

3. Korelacja C: Zemborzyce 5-Lublin IG 2-Abramów 7-Nasutów 5-Abramów 8-Abramów 6-Lubartów 1-Gródek 1 (Fig. 1.1.3\_120);

- 4. Korelacja D: Lublin IG 1-Świdnik IG 1-Łęczna IG 25 (Fig. 1.1.3\_121);
- 5. Korelacja E: Łęczna IG 13-Łęczna IG 9-Krowie Bagno IG 1 (Fig. 1.1.3\_122).

Korelację A wykonano na podstawie profili otworów Stężyca 1, 3k, 2, 4-Rycice 2 (**Fig. 1.1.1\_118**; **1.1.3\_117**). Przebiega ona w północno-zachodniej części basenu lubelskiego w obrębie antyklinalnej struktury Stężycy, gdzie jest eksploatowane złoże ropy naftowej i gazu ziemnego. Korelacja ilustruje występowanie w tym rejonie dwóch potencjalnych poziomów zbiornikowych II (namur BC) i III (westfal A) (**Fig. 1.1.1\_117**). Wśród nich starszy poziom II charakteryzuje się dużą miąższością wynoszącą 78-103 m w profilach otworów Stężyca 1 i 2. Poziom ten wykształcony jest jako piaskowce zbiornikowe, które przeławicone są cienkimi przeławiceniami iłowców i mułowców, które dzielą go na 3 lub 4 podpoziomy. Miąższość poziomu zmniejsza się ku południowemu wschodowi ku profilowi otworu Rycice 2, ale też zanikają drobnoziarniste przeławicenia dzięki czemu staje się on jednorodną ławicą piaskowcową. Poziom ten ma również dużą ciągłość lateralną, gdyż rozciąga się dalej na południowy wschód. Poziom II ma wysoką perspektywiczność,

gdyż spełnia wszystkie wymagania postawione poziomom zbiornikowym. Charakteryzuje się dużą miąższością, posiada dobre uszczelnienie interwałem iłowcowo-mułowcowym o miąższości 104-142 m, stwierdzono w jego obrębie porowatość i przepuszczalność większą od wartości minimalnych oraz leży w obrębie antyklinalnej struktury Stężycy.

Na korelacji A dobrze jest również widoczny III potencjalny poziom zbiornikowy. Posiada on dużą miąższość wynoszącą ok. 60-100 m, jest bardziej jednorodny niż poziom II, gdyż prawie nie zawiera drobnoziarnistych przeławiceń i jest dobrze uszczelniony interwałem iłowcowo-mułowcowym o miąższości ok. 100-190 m. Jednakże brak jest danych o jego przepuszczalności i porowatości związane z brakiem rdzeni wiertniczych. Z tego też względu nie możliwe było sprawdzenie czy poziom III spełnia wszystkie warunki dla poziomu kolektorskiego. Dlatego też zakwalifikowano go jako potencjalny poziom i nie umieszczano na mapie rozprzestrzenienia głównych poziomów zbiornikowych (**Fig. 1.1.1\_118**).

Na korelacji B zilustrowano rozprzestrzenienie głównych poziomów zbiornikowych w centralnej części basenu lubelskiego, a sporządzono go na podstawie profili otworów Glinnik 2 i Tarkawica 3 (**1.1.3\_119**). Profil otworu Glinnik 2 zlokalizowany jest na obszarze antyklinalnej struktury Glinnika, natomiast profil Tarkawica 3 leży na obszarze położonym dalej ku północnemu wschodowi, który jest pozbawiony obecności struktur antyklinalnych. W rejonie profilu otworu Glinnik 2 występują 2 główne poziomy zbiornikowe: poziom I (namur A) oraz poziom II (namur BC).

Poziom I złożony jest z 2 ławic piaskowcowych o miąższości odpowiednio 29,5 oraz 90,5 m przedzielonych interwałem uszczelniającym iłowcowo-mułowcowym o miąższości 78 m. Powyżej górnego piaskowca występuje grube uszczelnienie iłowcowo-mułowcowe o miąższości 205,5 m. Poziom I posiada jedynie lokalne wykształcenie, ponieważ nie kontynuuje się ani ku południowemu zachodowi, ani ku północnemu wschodowi. W profilu otworu Tarkawica 3 poziom I nie występuje. Pomimo wystarczających miąższości, dobrego uszczelnienia, odpowiednich porowatości i przepuszczalności oraz lokalizacji w obrębie struktury antyklinalnej Glinnika poziom I uznano za średnio perspektywiczny, ze względu na jego lokalne rozprzestrzenienie.

Poziom II w profilu Glinnik 2 posiada miąższość 70 m, a uszczelnienie iłowcowo-mułowcowe – 205,5, m. Poziom ten składa się z 2 ławic piaskowcowych przedzielonych interwałem iłowcowo-mułowcowym. W rejonie otworu Tarkawica 3 poziom II ma miąższość 35 m i jest jednorodny. Niestety, ale zarówno w okolicy Glinnika, jak i Tarkawicy piaskowce poziomu II nie mają wymaganej porowatości i przepuszczalności, co obniża jego perspektywiczność do średniej.

W rejonie Glinnika 2 wiekowy odpowiednik poziomu III ma zbyt małą miąższość. Ławica piaskowca z tego poziomu kontynuuje się i zwiększa swoją miąższość ku północnemu wschodowi. W profilu otworu Tarkawica 3 osiąga wymaganą miąższość, która wynosi 46,5 m, przy uszczelnieniu 73,5 m. Jednakże ze względu na niewystarczającą przepuszczalność oraz lokalizację poza obszarem ze strukturami antyklinalnymi należy poziom ten uznać za nieperspektywiczny.

Kolejna korelacja C przedstawia przebieg poziomów zbiornikowych i uszczelnień w ciągu następujących otworów wiertniczych: Zemborzyce 5-Lublin IG 2-Abramów 7-Nasutów 5-Abramów 8-Abramów 6-Lubartów 1-Gródek 1 (**Fig. 1.1.3\_120**). Przebiega ona również przez centralną cześć basenu lubelskiego, ale dalej na południowy wschód w stosunku do korelacji B. W charakteryzowanym ciągu otworów występują 3 główne poziomy zbiornikowe: poziom I (namur A), poziom II (namur BC) oraz poziom III (westfal A). Poziom I

występuje w profilach otworów Abramów 6 i 8 w obrębie antyklinalnej struktury Abramowa oraz w rejonie Lubartów 1 i IG 3.

Poziom I charakteryzuje się nie wielką miąższością wynoszącą maksymalnie ok. 25 m. Złożony jest z jednej lub dwóch ławic piaskowcowych. Uszczelnienie stanowią interwały iłowcowo-mułowcowe o miąższości ok. 100-200 m. Poziom ten jest wykształcony tylko lokalnie, brakuje również danych dotyczących jego porowatości i przepuszczalności, także jego perspektywiczność należy określi ja średnią.

Poziom II występuje we wszystkich przedstawionych w korelacji C otworach, jednakże w profilu Gródek 1 jego miąższość maleje poniżej minimalnych 20 m. Miąższość poziomu waha się od ok. 40 w rejonie Zemborzyce 5 do ok. 90 m w rejonie Abramów 7. Wyraźnie widoczne jest zmniejszanie się jego miąższości ku południowemu zachodowi i ku północnemu wschodowi. Poziom ten jest dość jednorodny, składa się zwykle z pojedynczych ławic piaskowcowych. Uszczelnienie iłowcowo-mułowcowe ma dużą miąższość wynoszącą ok. 76-150 m. Poziom II można uznać za wysoko perspektywiczny w rejonie otworów Abramów 6, 7, 8 i Nasutów 5, gdzie występuje on w obrębie antyklinalnych struktur Abramowa i Nasutowa. Jednakże wniosek ten wymaga jeszcze potwierdzenia go uzupełniającą analizą właściwości petrofizycznych, gdyż ta wykonana w ramach tematu opierała się na małej ilości rdzeni wiertniczych lub była uniemożliwiona ich brakiem.

Poziom III rozprzestrzenia się od okolicy otworów Abramów 6, 7, 8, Nasutów 5 przez okolice Lubartowa IG 3, do rejonu Gródek 1. Jego miąższość jest duża i wynosi ok. 50-90 m, natomiast uszczelnienia iłowcowomułowcowego wynosi ok. 80-190 m. Poziom III składa się z jednej lub 2 ławic piaskowcowych oddzielonych cienkim interwałem iłowcowo-mułowcowym. Poziom III można uznać za średnio perspektywiczny w otworu Gródek 1 ze względu na brak w tym rejonie struktur antyklinalnych. Na pozostałym obszarze, gdzie występuje on w obrębie antyklinalnych struktur Abramowa i Nasutowa, możliwe jest że spełnia on wszystkie wymogi dla poziomów wysoko perspektywicznych, jednakże ze względu na brak rdzeni wiertniczych wniosek ten wymaga jeszcze potwierdzenia go uzupełniającą analizą właściwości petrofizycznych. Bez tego potwierdzenia na podstawie badań przeprowadzonych w ramach tego tematu poziom III można uznać za średnio perspektywiczny.

Korelacja D przebiega przez otwory: Lublin IG 1-Świdnik IG 1-Łęczna IG 25 (**Fig. 1.1.3\_121**). Zlokalizowana jest ona dalej ku południowemu wschodowi w stosunku do korelacji C. Otwory Lublin IG 1 oraz Świdnik IG 1 leżą na obszarze struktur antyklinalnych Lublina i Świdnika. W profilach badanych otworów występują 2 poziomy zbiornikowe: II (namur BC) i III (westfal A).

Poziom II występuje w profilu otworów Lublin IG 1 i Świdnik IG 1. Ma on miąższość ok. 30 m i składa się z 2 ławic piaskowcowych oddzielonych cienką ławicą mułowcową. Powyżej poziomu występuje gruby interwał uszczelniający o miąższości ok. 110-190 m. Ze względu na brak danych dotyczących porowatości i przepuszczalności poziom ten należy uznać za średnio perspektywiczny.

Poziom III występuje we wszystkich profilach otworów i charakteryzuje się dużą miąższością wynoszącą ok. 30-100 m, przy uszczelnieniu – 76-200 m miąższości. Największa miąższośc poziomu występuje w profilu otworu Lublin IG 1. Poziom III złożony jest z 1-3 ławic piaskowcowych oddzielonych cienkimi ławicami iłowcowo-mułowcowymi. Poziom ten spełnia wszystkie warunki dla poziomów wysoko perspektywicznych, gdyż posiada również większą porowatość i przepuszczalność niż wartości minimalne. Najwyższą

perspektywiczność posiada ten poziom w rejonie otworów Świdnik IG 1 i Lublin IG 1, ponieważ jest zlokalizowany na obszarze antyklinalnych struktur Świdnika i Lublina.

Korelacja E przebiega przez otwory: Łęczna IG 13-Łęczna IG 9-Krowie Bagno IG 1 (**Fig. 1.1.3\_122**). Korelacja ta przebiega jeszcze dalej na południowy wschód w stosunku do korelacji D. W jej obrębie występują 2 poziomy potencjalnie zbiornikowe: II (namur BC) i III (westfal A). Poziom II występuje jedynie w profilu otworu Łęczna IG 9, w którym jego miąższość wynosi 27 m, a uszczelnienia – 44 m. Nie ma większej rozciągłości lateralnej, dlatego też można go zakwalifikować jako średnio perspektywiczny. Wyższy poziom III występuje we wszystkich analizowanych otworach. Zdecydowanie największą miąższość ma w profilu otworu Łęczna IG 13, która wynosi ponad 70 m. Powyżej występujące uszczelnienie iłowcowo-mułowcowe ma miąższość powyżej 80 m. W pozostałych otworach poziom ten ma mniejsze miąższości, a w profilu Łęczna IG 9 rozdwaja się na dwa podpoziomy rozdzielone dość grubym interwałem uszczelniającym. Pomimo, że piaskowce poziomu III posiadają wymaganą miąższość, uszczelnienie, porowatość i przepuszczalność, to ze względu na położenie w strefie bez obecności struktur antyklinalnych, jego perspektywiczność należy określić jako średnią.



Fig. 1.1.1\_117 Mapa rozprzestrzenienia głównych poziomów zbiornikowych karbonu na obszarze Lubelszczyzny 3-238



Fig. 1.1.3\_118 Korelacja A w rejonie otworów Stężyca 1, 3k, 2, 4-Rycice 2



Fig. 1.1.3\_119 Korelacja B w rejonie otworów Glinnik 2-Tarkawica 3



Fig. 1.1.3\_120 Korelacja C w rejonie otworów Zemborzyce 5-Lublin IG 2-Abramów 7-Nasutów 5-Abramów 8, 6-Nasutów 5-Lubartów 1-Gródek 1



Fig. 1.1.3\_121 Korelacja D w rejonie otworów Lublin IG 1-Świdnik IG 1-Łęczna IG 25



Fig. 1.1.3\_122 Korelacja E w rejonie otworów Łęczna IG 13-Łęczna IG 9-Krowie Bagno IG 1

# Interpretacja danych sejsmicznych (Grzegorz Wróbel)

Przedstawione opracowanie prezentuje wyniki prac wykonanych w ramach projektu "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO<sub>2</sub> wraz z ich programem monitorowania" dla rejonu V (NW Lubelszczyzna). Przedmiotem tych prac było zweryfikowanie budowy strukturalnej oraz rozkładu miąższości potencjalnych mezozoicznych poziomów kolektorskich oraz warstw uszczelniających dla wybranych struktur geologicznych wytypowanych do podziemnego składowania CO2 w rejonie Lublina. Niezmiernie ważną kwestią była również lokalizacja i identyfikacja potencjalnych stref uskokowych.

## <u>Obszar badań</u>

Na analizowanym obszarze, który zlokalizowany jest w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego, w oparciu o prace wykonane w zadaniu**1.1.19**oraz wyniki powyższych korelacji między-otworowych (M. Waksmundzka) wytypowano wstępnie fragment rejonu V obejmujący w centrum strukturę Abramów-Nasutów oraz sąsiednie struktury (**Fig. 1.1.3\_123**).

## Wytypowane poziomy zbiornikowe i warstwy uszczelniające

Wykonane w ramach raportowanego projektu szczegółowe badania geologiczne kompleksu mezopaleozoicznego w kluczowych otworach wiertniczych na rozpatrywanym obszarze (por. zadanie **1.1.3**, rejon VI - korelacje międzyotworowe) pozwoliły na wydzielenie poziomów zbiornikowych oraz uszczelniających perspektywicznych dla podziemnego składowania CO<sub>2</sub>.

Najlepszym potencjalnym kolektorem są tu piaskowce namuru i częściowo westfalu dolnego, które są przykryte od góry kompleksem iłowców występujący w obrębie (pozostałej części) westfalu.

## Interpretacja strukturalna danych sejsmicznych

Następujące horyzonty skorelowano na załączonych zinterpretowanych profilach sejsmicznych w rejonie Lublina (Fig. 1.1.3\_124 – 127):

**CO2-lub-jura** – strop jury (horyzont niebieski),

CO2-lub-unconf – powaryscyjska powierzchnia erozyjna (strop karbonu) (horyzont jasnobrązowy),

CO2-lub-westfal\_dln - strop westfalu dolnego (horyzont czerwony),

CO2-lub-namur – strop namuru (horyzont jasnozielony),

CO2-lub-wizen – strop wizenu (horyzont jasnoniebieski),

**CO2-lub-famen** – strop famenu (horyzont fioletowy).



Fig. 1.1.3\_123 Mapa lokalizacyjna profili sejsmicznych i otworów wiertniczych oraz wytypowanych struktur geologicznych w rejonie V (Lubelszczyzna)



Fig. 1.1.3\_124 Interpretacja profilu sejsmicznego T0060481, położonego na zachód od struktury Abramowa-Nasutowa



Fig. 1.1.3\_125 Interpretacja profilu sejsmicznego T0120487, położonego w rejonie otworu Ciecierzyn 1



Fig. 1.1.3\_126 Interpretacja profilu sejsmicznego T0160487



Fig. 1.1.3\_127 Interpretacja profilu sejsmicznego T0580480 przebiegającego przez strukturę Abramowa-Nasutowa

## Regionalne modele przestrzenne dla utworów karbonu w rejonie Lubelszczyzny (Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Marek Hajto)

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych wytypowanych horyzontów w oparciu o archiwalne materiały kartograficzne (mapy sejsmiczne) dowiązując je do profili wierceń z obszaru badań.

Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych na wytypowanych obszarach.

## Mapy strukturalne stropu karbonu, spągu westfalu i wizenu

Dane wejściowe (pośrednie) do przestrzennego modelowania zmienności ukształtowania powierzchni stropowych i spągowych kompleksów karbonu stanowiły przede wszystkim archiwalne mapy analogowe:

✓ Mapa geologiczną Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1:1 000 000 (Pożaryski, Dembowski 1983),

✓ Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od dewonu. (Żelichowski 1993).

Materiały te pomogły w superpozycyjnym określeniu miąższości i ukształtowania powierzchni stropu karbonu, a także dostarczyły informacji na temat tektoniki i zasięgu występowania kompleksów karbońskich.

Na obszarze Lubelszczyzny i strefie kraśnicko - radomskiej istotne uzupełnienie stanowiły izohipsy, uskoki, zasięgi dewonu i karbonu scyfrowane ze zmodyfikowanych, niepublikowanych wersji map Żelichowskiego opracowane przez Miłaczewskiego (2005) i Papiernika.

Mapy strukturalne stropu karbonu i spągu westfalu (**Fig. 1.1.3\_128** i **129**) zostały dowiązane do 168 profili wierceń, natomiast mapa strukturalna spągu wizenu (**Fig. 1.1.3\_130**) została dowiązana do 95 profili wierceń położonych na obszarze badań.



Fig. 1.1.3\_128 Mapa strukturalna stropu karbonu



Fig. 1.1.3\_129 Mapa strukturalna spągu westfalu


Fig. 1.1.3\_130 Mapa strukturalna spągu wizenu

# Rejon VI - Wielkopolska - Kujawy

Korelacje międzyotworowe – czerwony spągowiec (Hubert Kiersnowski)



Fig. 1.1.3\_131 Lokalizacja linii korelacji międzyotworowych (czerwony spągowiec).

Objaśnienia: 1. Dominacja piaskowców eolicznych w stropie osadów czerwonego spągowca, 2. Dominacja piaskowców i zlepieńców aluwialnych i fluwialnych w stropie osadów czerwonego spągowca, 3. Obszary pozbawione pokrywy osadowej czerwonego spągowca, 4. Złoża gazu ziemnego w osadach czerwonego spągowca. Mapa wg H. Kiersnowski, 2010.

Dla uzmysłowienia potencjalnych ogromnych możliwości zbiornikowych piaskowców czerwonego spągowca zostały zamieszczone 2 przekroje regionalne (pokazane na **Fig. 1.1.3\_131, 132** i **133**) w obszarze występowania zbiornikowych piaskowców eolicznych, w basenie Poznania i basenie Zielonej Góry.



Fig. 1.1.3\_132 Przekrój geologiczny przez osady czerwonego spągowca w rejonie basenu Poznania wzdłuż wierceń: Objezierze IG 1, Golczewo 1, Siekierki 4, Kórnik 1, Kórnik 2, Polwica 1, Krzykosy 1A, Zaniemyśl 1, Książ Wielkopolski 1, Chrząstowo 1 i Dolsk 1 (Korelacja A – Fig. 1.1.3\_131). Zwraca uwagę znaczna miąższość piaskowców eolicznych w stropie sekwencji czerwonego spągowca. Wg H. Kiersnowski, 2010.



Fig. 1.1.3\_133 Przekrój geologiczny przez osady czerwonego spągowca w rejonie basenu Zielonej Góry, wzdłuż wierceń: Żakowo 3, Jezierzyce 1, Zbarzewo 1, Brenno 1, Sława IG 1, Bielawy 1 i Wschowa Geo 7 (Korelacja B – Fig. 1.1.3\_131). Zwraca uwagę mniejsza niż w basenie Poznania miąższość piaskowców eolicznych w stropie sekwencji czerwonego spągowca. Piaskowce te jednak występują generalnie płycej niż na obszarze basenu Poznania. Wg H. Kiersnowski, 2010.

# 1. Obszar Radnica

### Lokalizacja:

Południowo- zachodnia monoklina przedsudecka. Basen Zielonej Góry na mapie paleogeograficznolitofacjalnej górnego czerwonego spągowca (**Fig. 1.1.3\_131**).



**Fig. 1.1.3\_134** Lokalizacja obszaru "Radnica" wytypowanego, jako potencjalne miejsce składowania CO2 w piaskowcach czerwonego spągowca. Zwraca uwagę wybór obszaru w tzw. "strefie utlenionej" będącej w przyszłości poza strefą górnictwa rud miedzi. Na mapie zaznaczony jest przebieg załączonej korelacji między otworowej (**Fig. 1.1.3\_135**).

### Budowa geologiczna i strukturalna:

Obszar wydzielony "Radnica" znajduje się prawdopodobnie w obrębie struktury dolnopermskiego rowu tektonicznego Koziczyn – Chyże stanowiący fragment dolnopermskiego basenu Zielonej Góry. Rów tektoniczny Koziczyn – Chyże, o rozciągłości NW-SE jest fragmentem strefy tektonicznej Środkowej Odry. Jest on obramowany od południowego zachodu wyniesionym blokiem zbudowanym ze skał karbonu (stanowiących podłoże osadów permu) a od wschodu blokiem tektonicznym zbudowanym ze skał wulkanicznych. Silne zróżnicowanie tektoniczne i stratygraficzne podłoża pod górnopermskiego powoduje, że w obrębie obszaru "Radnica" można spodziewać się wyniesień i zamknięć strukturalnych korzystnych z punktu widzenia sekwestracji CO2. Górnictwo naftowe rozpoznało strukturę Grabin (Radnica) w dolomicie głównym Ca2 i czerwonym spągowcu, która została rozwiercona wierceniem Radnica 1 (dane Dokumentacja wiercenia Radnica 1, 2002). Dodatkowo obszar ten zdominowany jest przez piaskowce eoliczne górnego czerwonego spągowca (**Fig. 1.1.3\_131**).

### Rozpoznanie wiertnicze i sejsmiczne:

Rozpoznanie wiertnicze i sejsmiczne jest słabe. Na terenie obszaru wydzielonego "Radnica" znajduje się tylko jedno wiercenie (Radnica 1), które nawierciło osady czerwonego spągowca górnego do głębokości 82 m.

Zostało wykonane zdjęcie sejsmiczne 2D dla horyzontu strop czerwonego spągowca – spąg cechsztynu (PZ1). Na jego podstawie stwierdzono, że na południe od lokalizacji wiercenia Radnica znajduje się podniesienie, najprawdopodobniej o genezie tektonicznej. Stwierdzono również, że analizowany obszar w obrębie zdjęcia sejsmicznego 2D Radnica zapada w formie rozległych progów tektonicznych na północ. W stropie czerwonego spągowca widoczne są małe pułapki o niewielkich amplitudach. Generalnie całe podniesienie może być potraktowane, jako pułapka dla CO2 o charakterze strukturalnym i dyfuzyjnym.

Tylko nieznaczna część CO2 może zostać zakumulowana w małych pułapkach. Można założyć, że zatłoczony CO2 będzie się rozprzestrzeniał stopniowo na drodze dyfuzji na południe w górę regionalnego paleo-skłonu, aż do krawędzi bloku przedsudeckiego.



**Fig. 1.1.3\_135** Korelacja między otworowa (wiercenia: Świebodzin 3, Kosobudz 1, Sycowice 1, Radnica 1, Chyże 1 i Kosierz M-25) pokazująca obszar możliwego składowania CO2. Pułapka strukturalno-dyfuzyjna jest otwarta na południe, zgodnie z generalnym regionalnym paleoskłonem.



		RA	DNICA-1	Î.	
glebo	kosc i interv	walrdzeniowany		przepuszczalnosc [mD]	porowatosc[%]
23 36-23 54	I	0-10	Pcsg		3.51
23 36-23 54	I	50-60	Pcsg	113.56	21.4
23 36-23 54	ПΙ	0-10	Pcsg	756.74	24.03
23 36-23 54	ПΙ	50-60	Pcsg	742.74	22.91
23 36-23 54	IV	0-10	Pcsg	475.66	19.82
23 36-23 54	IV	50-60	Pcsg	1051.32	23.41
23 36-23 54	V	0-10	Pcsg	454.93	17.77
23 36-23 54	V	4 5-55	Pcsg	1454.25	21.00

Fig. 1.1.3\_136 Przykład piaskowców, skały zbiornikowej (białego spągowca) z wiercenia Radnica 1

# Skała zbiornikowa:

Skałę zbiornikową tworzą piaskowce płytkomorskie cechsztynu oraz redeponowane i zachowane na miejscu piaskowce eoliczne białego spągowca/górnego czerwonego spągowca.

Strop piaskowców znajduje się na głębokości w granicach 2300 - 2350 m. Miąższość piaskowców eolicznych może osiągać ok. 50 m. Miąższość serii piaskowcowo-zlepieńcowej górnego czerwonego spągowca osiąga miąższość do 360 m

Piaskowce są porowate (średnie dla poszczególnych interwałów wynoszą od 20,5% do 24%) i przepuszczalne (721,3 md w rdzeniowanym stropie utworów białego spągowca).

Przestrzenie porowe w piaskowcach są wypełnione solanką.

Przedstawiony został przykład dobrej skały zbiornikowej na podstawie fragmentu rdzenia z białego spągowca z wiercenia Radnica 1, łącznie z danymi dotyczącymi porowatości i przepuszczalności piaskowców w oparciu o próbki z wiercenia Radnica 1 (**Fig. 1.1.3\_136**).

# Uszczelnienie:

Ewaporaty cechsztynu. Sumaryczna miąższość osadów cechsztynu (ewaporatów i węglanów) na tym obszarze sięga ponad 670 m.

# Rodzaj pułapki:

Obiekt Radnica został zdefiniowany jako pułapka strukturalno-dyfuzyjna niesprawdzona w zakresie jakości uszczelnienia. Pułapka ta związana jest z regionalne nachyleniem i wyklinowywaniem się osadów zbiornikowych. Przewidziana jest dyfuzja CO2 w czasie.

# Prace niezbędne w przypadku wybrania obiektu Radnica jako przyszłego miejsca składowania CO2

Koniecznym wydaje się lepsze rozpoznanie strukturalne obszaru przylegającego na południe do rejonu zdjęcia sejsmicznego 2D Radnica.

# 2. Obszar Kowalowo

# Lokalizacja:

Centralna część południowej monokliny przedsudeckiej. Basen śląski (Zielonej Góry) górnego czerwonego spągowca (Fig. 1.1.3\_137).



Fig. 1.1.3\_137 Lokalizacja obszaru "Kowalowo" wytypowanego, jako potencjalne miejsce składowania CO2 w piaskowcach czerwonego spągowca. Na mapie zaznaczony jest przebieg załączonych korelacji między otworowych: Drozdowice FX 1 – Kowalowo 1 – Kowalowo 2 – Załęcze 6 oraz Wierzchowice 6 – Kowalowo 3 – Kowalowo 1 – Kowalowo 2 – Bartków 2 – Laskowa 1.

### Budowa geologiczna i strukturalna:

Obszar wydzielony "Kowalowo" znajduje się w obrębie wyniesienia tektonicznego Kowalowo ograniczonego od NE i SW rowami tektonicznymi. Tektonika i budowa strukturalna widoczne są na mapie dolnego czerwonego spągowca nie zamieszczonej w tym opracowaniu. Obszar ten stanowi fragment strefy tektonicznej Środkowej Odry. W podłożu osadów czerwonego spągowca występują blisko siebie skały

dolnego karbonu i skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca, wyznaczając wyraźna strefę uskoku tektonicznego. Tak silne zróżnicowanie tektoniczne i stratygraficzne podłoża pod górnopermskiego powoduje, że w obrębie obszaru "Kowalowo" występują zamknięcia strukturalne korzystne z punktu widzenia sekwestracji CO2. Struktury takie zostały pokazane na mapach strukturalnych spągu cechsztynu opartych o wyniki analiz sejsmiki 2D. Mapy te pokazują, że struktura Kowalowo jest złożona z wielu mniejszych elementów tektonicznych, z których każdy może stanowić oddzielny obiekt dla sekwestracji CO2. Struktury te zbudowane są z piaskowców eolicznych górnego czerwonego spągowca.

Geneza i czas powstania tych struktur nie są do końca wyjaśnione. Jedna z hipotez stanowi, że struktury te powstały w późnym mezozoiku i nigdy nie były nasycone gazem, a ich dobre uszczelnienie jest prawdopodobne. Druga hipoteza stanowi, że struktury te powstały nie później niż późny trias – wczesna jura i mogły zostać nasycone gazem w okresie jego ekspulsji. Gaz nie zachował się na skutek nieszczelności związanych z uskokami tektonicznymi. W takim przypadku nie było by gwarancji na dobre uszczelnienie potencjalnego składowiska CO2.

# Rozpoznanie wiertnicze i sejsmiczne:

Rozpoznanie wiertnicze samej struktury Kowalowo jest słabe. Zostały wykonane tam 3 wiercenia, z których dwa (Kowalowo 1 i 2) przewierciły osady czerwonego spągowca a trzecie (Kowalowo 3) zostało zakończone w stropie utworów czerwonego spągowca. W otoczeniu struktury "Kowalewo" znajdują się liczne wiercenia związane z znajdującymi się tam złożami gazu ziemnego (**Fig. 1.1.3\_131**). Rozpoznanie sejsmiczne jest dobre, występuje natomiast problem interpretacji wyników badań sejsmicznych, co skutkuje powstaniem różniących się od siebie map strukturalnych. W tej sytuacji konieczne wydaje się doprowadzenie do ponownego skonstruowania maksymalnie prawdopodobnej mapy strukturalnej podłoża podcechsztyńskiego.



**Fig. 1.1.3\_138** Korelacja między-otworowa (wiercenia: Drozdowice FX 1 – Kowalowo 1 – Kowalowo 2 – Załęcze 6) pokazująca obszar możliwego składowania CO2. Pułapka strukturalna nie sprawdzona w zakresie jakości uszczelnienia.



Fig. 1.1.3\_139 Korelacja między otworowa (wiercenia: Wierzchowice 6 – Kowalowo 3 – Kowalowo 1 – Kowalowo 2 – Bartków 2 – Laskowa 1) pokazująca obszar możliwego składowania CO2. Pułapka strukturalna nie sprawdzona w zakresie jakości uszczelnienia.

# Skała zbiornikowa:

Skałę zbiornikową tworzą piaskowce eoliczne górnego czerwonego spągowca oraz częściowo piaskowce białego spągowca. Strop piaskowców znajduje się na głębokości w granicach 1150 - 1200 m. Miąższość piaskowców eolicznych może osiągać ok. 220 m. Miąższość piaskowców i zlepieńców w dolnej części profilu górnego czerwonego spągowca osiąga miąższość do 270 m.

Piaskowce są porowate (Kowalowo 1 - od 9% do max. 27%, Kowalowo 2 – od 1,63% do max. 23,15%) i przepuszczalne (Kowalowo 1 - od 4 mD do max 72,55 mD, Kowalowo 2 – od 0,23 mD do max. 27,87 mD).(Dane dokumentacja wynikowa wiercenia Kowalowo 1, 1973 i Kowalowo 2, 1973). Przestrzenie porowe w piaskowcach są wypełnione solanką.

Przedstawiony został przykład dobrej skały zbiornikowej na podstawie fragmentu rdzenia z piaskowców czerwonego spągowca z wiercenia Drozdowice FX1 (**Fig. 1.1.3\_140**).

# Uszczelnienie:

Ewaporaty cechsztynu. Sumaryczna miąższość osadów cechsztynu na tym obszarze sięga od 223 do 322 m (**Fig. 1.1.3\_138** i **139**).

### <u>Rodzaj pułapki:</u>

Obiekt Kowalowo został zdefiniowany jako pułapka strukturalna nie sprawdzona w zakresie jakości uszczelnienia. Pułapkę tworzą wyniesione bloki ograniczone uskokami tektonicznymi.

Możliwe składowanie CO2 do pojemności struktury. Struktura ta jest największa na obszarze basenu Zielonej Góry.





### Prace niezbędne w przypadku wybrania obiektu Kowalowo jako przyszłego miejsca składowania CO2

Wymagane jest sprawdzenie hipotezy o potencjalnym braku dostatecznego uszczelnienia struktury (zespołu struktur) Kowalowo, poprzez ponowną analizę strukturalną i rekonstrukcję powstania i reaktywacji uskoków tektonicznych. Dodatkowo powinno się przeprowadzić analizę pod kotem wydzielenia oddzielnych obiektów strukturalnych dla składowania CO2 w obrębie struktury Kowalowo oraz dodatkowo powinna zostać uwzględniona struktura Drozdowice (w miejscu lokalizacji wiercenia FX 1 na południe od wierceń Kowalowo – **Fig. 1.1.3\_137**).

# 3. Obszar Bogdaj - Uciechów (złoże gazu – poziomy solankowe)

## Lokalizacja:

Południowo- wschodnia monoklina przedsudecka. Obszar przedłużenia na południe tektonicznego wyniesienia Pogorzeli. Obszar lokalizacji złoża gazu Bogdaj – Uciechów przeznaczonego w przyszłości dla możliwej sekwestracji CO2.



Fig. 1.1.3\_141 Lokalizacja obszaru "Bogdaj-Uciechów" wytypowanego, jako potencjalne miejsce składowania CO2 w piaskowcach czerwonego spągowca. Na mapie zaznaczony jest przebieg załączonej korelacji między otworowej: Henrykowie 5 – Bogdaj-Uciechów 70 – Bogdaj-Uciechów 30 – Bogdaj-Uciechów 32 - Bogdaj-Uciechów 33A - Bogdaj-Uciechów 36 – Garki 1.

### Budowa geologiczna i strukturalna:

Budowa strukturalna obszaru wydzielonego "Bogdaj - Uciechów" jest słabo poznana z powodu braku danych sejsmicznych i nielicznych wierceń, które przewiercają osady czerwonego spągowca. Analizowana struktura jest scharakteryzowana jako pułapka stratygraficzna (geomorfologiczna). Charakterystyczną strukturą tektoniczną, jest uskok rozdzielający złoże na dwie nierówne części. Odzwierciedla on zapewne blokową budowę strukturalna podpermskiego podłoża. Dodatkowym potwierdzeniem takiej budowy jest zróżnicowana miąższość osadów czerwonego spągowca górnego (oraz być może dolnego) wynikająca z progowej budowy podłoża. Osady czerwonego spągowca reprezentowane są głównie przez piaskowce eoliczne w stropowych partiach profilu i piaskowce i zlepieńce fluwialne i aluwialne w niższych częściach profilu górnego czerwonego spągowca.

# Rozpoznanie wiertnicze i sejsmiczne:

Rozpoznanie sejsmiczne złoża gazu Bogdaj – Uciechów jest słabe lub jest go brak. Złoże gazu Bogdaj – Uciechów jest okonturowane za pomocą licznych wierceń (**Fig. 1.1.3\_141**). Większość z kilkudziesięciu wierceń zakończona jest w stropie osadów czerwonego spągowca górnego i tylko nieliczne przewiercają do starszego podłoża podpermskiego (**Fig. 1.1.3\_142**). Z tego powodu budowa geologiczna głębszych części obiektu Bogdaj – Ściechów jest słabo poznana i głownie interpretowana na podstawie analizy wierceń sąsiadujących ze złożem. Stąd model strukturalny horyzontu strop czerwonego spągowca górnego – spąg cechsztynu (PZ1) oparty jest wyłącznie na danych otworowych.

### Skała zbiornikowa:

Skałę zbiornikową tworzą piaskowce eoliczne górnego czerwonego spągowca. Strop piaskowców (strop złoża gazu Bogdaj – Uciechów) znajduje się na głębokości w granicach 1418 - 1520 m. Miąższość piaskowców eolicznych lub piaskowców i w spągu zlepieńców może osiągać od ok. 50 do 200 m.

Piaskowce są porowate 0.2 do 21%, średnio 12%) i przepuszczalne (od 0.17 do 200 mD, średnio 22 mD). (dane dokumentacja złoża gazu Bogdaj-Uciechów 1972 i 1974)

Przestrzenie porowe w piaskowcach są wypełnione gazem z podścielającą gaz solanką.

### Uszczelnienie:

Ewaporaty cechsztynu. Sumaryczna miąższość osadów cechsztynu na tym obszarze sięga do ponad 320 m (Fig. 1.1.3\_143).

### <u>Rodzaj pułapki:</u>

Obiekt Bogdaj-Uciechów (czynne złoże gazu na granicy wyczerpania) został zdefiniowany jako pułapka strukturalno-geomorfologiczna sprawdzona złożowo ze sprawdzoną jakością uszczelnienia ewaporatami cechsztynu. Możliwe składowanie CO2 do pojemności struktury.



# Gerki 1- pozion eolizary ? Karbon KORELACJA I-I PRZEZ ZŁOŻE GAZU BOGDAJ-UCIECHÓW SZYLIARXAS SW BU 29 BOGDAJ-2 BU 17 BU 51 BU 32 BU 33a BU 74 BU 35 BU 75 BU 36 GARM 1 1073 5 1955

NE



# **Fig. 1.1.3\_143** Przekroje geologiczne przez złoże gazu Bogdaj – Uciechów (wg geologiczna dokumentacja złożowa, 1974) stanowiącego potencjalna pułapkę dla zatłaczanego CO2.

# Prace niezbędne w przypadku wybrania obiektu Bogdaj-Uciechów jako przyszłego miejsca składowania CO2

Zasadniczym problemem przy rozpoznaniu obiektu Bogdaj-Uciechów jest jego rzeczywista pojemność sekwestracyjna. Brak sejsmicznych map strukturalnych utrudnia określenie rzeczywistych rozmiarów obiektu (poniżej strefy gaz-woda – **Fig. 1.1.3\_142**) i rozmieszczenia znanych i nie rozpoznanych stref uskoków tektonicznych. W przypadku uwzględnienia całej struktury (Bogdaj-Uciechów N i S) łącznie z przecinającym ją uskokiem, niepewne jest uszczelnienie tego uskoku.



Fig. 1.1.3\_143 Korelacja między otworowa (wiercenia: Henrykowie 5 – Bogdaj-Uciechów 70 – Bogdaj-Uciechów 30 – Bogdaj-Uciechów 32 - Bogdaj-Uciechów 33A - Bogdaj-Uciechów 36 – Garki 1) (Fig. 1) pokazująca obszar możliwego składowania CO2. Pułapka strukturalno-morfologiczna (złoże gazu) sprawdzona w zakresie jakości uszczelnienia. geomorfologiczna sprawdzona złożowo ze sprawdzoną jakością uszczelnienia ewaporatami cechsztynu.

### 4. Mega – struktura Grodziska

# Lokalizacja:

Omawiany obszar predestynowany do sekwestracji CO2 znajduje się w południowo zachodniej części basenu Poznania (**Fig. 1.1.3\_131**)



**Fig. 1.1.3\_144** Mapa miąższości osadów górnego czerwonego spągowca w południowo-zachodniej części basenu Poznania. Na przedstawionej mapie zaznaczono uskoki tektoniczne wyinterpretowane na podstawie map strukturalnych spągu cechsztynu, w oparciu o szereg zdjęć 3D. Na mapie zaznaczono również obszar, omawianej w dalszej części, mega-struktury mogącej stanowić zbiornik dla sekwestracji CO2.

### Budowa geologiczna i strukturalna:

Wg Lubaś i Kiersnowski (2012) budowa geologiczna niecki poznańskiej stanowiącej część basenu permskiego utworów czerwonego spągowca stwarza bardzo korzystne warunki do wielkoskalowej sekwestracji CO<sub>2</sub>. Znaczna miąższość tych utworów o korzystnych parametrach petrofizycznych, których przestrzeń porowa wypełniona jest solanką tworzy mega strukturę przykrytą szczelnie od góry znaczącym pakietem ewaporatów cechsztyńskich o doskonałych parametrach izolujących. Szczelność tą potwierdzają liczne złoża gazu ziemnego, które utworzyły się w lokalnych niewielkich wyniesieniach morfologicznych. Z

kolei szczelność peryferyjnych części niecki poznańskiej (kompleksu składowania) dokumentują złoża gazu wytworzone w formie pułapek litologicznych na skutek wyklinowania się warstw kolektorskich czerwonego spągowca bądź zaniku jego cech zbiornikowych. Ten ogromny zawodniony zbiornik dodatkowo jest nasycony gazem ziemnym rozpuszczonym do warunków nasycenia w jego wysoko zmineralizowanych solankach.

Dla potrzeb geologicznego składowania CO2 wydzielono południowo zachodni fragment basenu Poznania, który ograniczony jest od zachodu i południa wałem wolsztyńskim (**Fig. 1.1.3\_131**). W kierunku północno wschodnim nasycone wodą. utwory czerwonego spągowca zanurzają się do głębokości 5 tys. m,. co również stanowi swego rodzaju zamknięcie, gdyż zatłaczane gazy mają tendencję do przemieszczania się ku górze. Całość przykryta jest szczelnie ewaporatami cechsztyńskimi. Wydzielony fragment (**Fig. 1.1.3\_145**) stanowi więc doskonałą megastrukturę dla potrzeb sekwestracji CO2. (Lubaś J. et al. 2011).

# Rozpoznanie wiertnicze i sejsmiczne:

Rozpoznanie wiertnicze i sejsmiczne obszaru mega-pułapki Grodzisk jest bardzo dobre, dzięki licznym wierceniom przemysły naftowego. Na styku tego obszaru z północną krawędzią wyniesienia wolsztyńskiego wykonano w różnych latach cały zestaw zdjęć sejsmicznych 3D.

# Skała zbiornikowa:

Skałę zbiornikową tworzą piaskowce eoliczne czerwonego spągowca. Mają one wysokie porowatości i przepuszczalności, czego dowodem jest istnienie na obszarze mega – struktury Grodziska szeregu złóż gazu: Bukowiec, Grodzisko, Kopanki, Niemierzyce, Porażyn, , Sątopy, Stęszew, Strzępin, Strykowo i Ujazd.



Fig. 1.1.3\_145 Granice obszaru Niecki Poznańskiej wydzielone dla potrzeb projektu składowania CO<sub>2.</sub> (Mapa wg A. Buniaka, 2010, PGNiG).



Fig. 1.1.3\_146 Korelacja między otworowa (wiercenia: Wielichowo 1 – Zielęcin 1 – Ujazd 6 – Ujazd 7 – Grodzisk 4) pokazująca obszar możliwego składowania CO2 i obszar zamknięcia w postaci nieprzepuszczalnej bariery diagenetycznej.

### Uszczelnienie:

Wg Lubaś i Kiersnowski (2012) Ogromna miąższość ewaporatów cechsztyńskich, a szczególnie utworów soli najstarszej, młodszej i najmłodszej o łącznej miąższości dochodzącej do 300 m zapewnia doskonałą szczelność rozpatrywanej mega struktury w planie pionowym.

Analizując z kolei ukształtowanie rozpatrywanej części niecki, na przekrojach modelu strukturalnogeologicznego zauważyć można doskonałe uszczelnienie w południowo-zachodniej i zachodniej części niecki (**Fig. 1.1.3\_147**). Uwidaczniają to przekroje geologiczne warstw złożowych z zaznaczona tektoniką uskokową oraz znaczącym zanikiem przepuszczalności skały złożowej (**Fig. 1.1.3\_146**). Zarówno od strony zachodniej jak i południowej istnieje doskonałe zamknięcie warstw złożowych czerwonego spągowca, który wyklinowując się traci własności przepuszczalności. Swoistego rodzaju zamknięciem są również uskoki (**Fig. 1.1.3\_145**). Brak jest natomiast zamknięcia warstw złożowych w części południowo-wschodniej. We wschodniej części warstwy złożowe zachowują dobrą przepuszczalność i na głębokości 2600 m brak jest również dobrego zamknięcia. Dlatego odwierty zatłaczające CO<sub>2</sub> powinny znajdować się w północnozachodniej część niecki poznańskiej, na linii Sątopy, Porażyn Buk, Szewce, (**Fig. 1.1.3\_145**) a głębokość zatłaczania powinna być rzędu 2700 – 2800 m.



**Fig. 1.1.3\_147** Przekrój pionowy z południowo-zachodniej części Niecki Poznańskiej obrazujący zmianę przepuszczalności skały złożowej czerwonego spągowca w wydzielonych warstwach modelu. (Szott W. i inni, 2011).

## Rodzaj pułapki:

Obiekt mega-pułapka Grodziska znajduje się w basenie Poznania (rów Grodziska Wielkopolskiego) został zdefiniowany jako pułapka strukturalna oraz diagenetyczno-dyfuzyjna. Jest to również częściowo pułapka geomorfologiczna (liczne geomorfologiczne pułapki gazu). W części centralnej obszaru jest bardzo dobra jakość uszczelnienia (występują liczne złoża gazu). W częściach krawędziowych częściowo jakość uszczelnienia jest nie sprawdzona (występują tam liczne uskoki tektoniczne).

Wg Lubaś i Kiersnowski (2012) Wstępnie proponowane odwierty to: Sątopy 2, Sątopy 1, Bukowiec 2, Szewce 2A, Szewce 1A, Piekary 3, - północno-zachodnia część obszaru zaznaczonego na **Fig. 1.1.3\_145**. Wówczas zatłaczany CO<sub>2</sub> migrował będzie w kierunku południowo-zachodnim, a więc w kierunku złóż Paproć, Cicha Góra, Ujazd wymiatając rozpuszczony metan w wodach podścielających te złoża i otaczających je od strony północno-wschodniej. Zasadniczy kierunek migracji przyjmie więc gradient południowo-zachodni i nie dotrze do południowo-wschodniej części megastruktury, gdzie jej zamkniecie praktycznie nie istnieje. W części południowo-zachodniej powinien natomiast powstać szczelny zbiornik zamknięty granicami litologicznymi czerwonego spągowca od strony południowo-zachodniej oraz ewaporatami cechsztyńskimi od góry. Wymiatany metan powinien częściowo uzupełnić zasoby złóż Paproć-Cicha Góra i Ujazd. (Lubaś J. et al. 2011). Koncepcja ta uzyskała wstępne potwierdzenie na dynamicznym modelu symulacyjnym mega-struktury poznańskiej.(Szott i inni 2011 b)

# <u>Prace niezbędne w przypadku wybrania obiektu mega-pułapka Grodziska jako przyszłego miejsca</u> <u>składowania CO2</u>

Wg Lubaś i Kiersnowski (2012) znaczna ilość złóż gazu ziemnego została już wyeksploatowana, pozostała jednak infrastruktura instalacji powierzchniowych, a szczególnie korytarzy gazociągów przesyłowych, które mogłyby być wykorzystane do przesyłu sekwestrowanego CO<sub>2</sub> np. z aglomeracji Poznania. Wykonane do chwili obecnej modelowania statyczne i dynamiczne (Szott i inni 2011 b) potwierdziły możliwość składowania w omawianej mega strukturze kilkuset mln ton CO<sub>2</sub>.

### Obiekt złoże gazu ziemnego Borzęcin

Złoże gazu ziemnego Borzęcin jest przykładem, zatłaczanie CO2 do czynnych złóż gazu w czerwonym spągowcu. W przypadku czynnego złoża zatłaczanie gazu służy głownie wspomożeniu i zwiększeniu wydobycia metanu, a cel sekwestracji metanu jest drugorzędny.

Przykład złoża Borzęcin, może być jednak potraktowany jako poligon do sekwestracji CO2 w wyczerpanych lub prawie wyczerpanych złożach gazu. W przypadku złoża Borzęcin CO2 pochodzi jednak z wydobywanego gazu, a wiec jest to przykład układu zamkniętego, gdzie zbędny CO2 nie jest wydalany do atmosfery. Układ ten działa od lat dziewięćdziesiątych.

Złoże gazu ziemnego Borzęcin (Cygnar, 2008) zlokalizowane jest w utworach wapienia podstawowego i czerwonego spągowca w środkowej części monokliny przedsudeckiej. Na podstawie eksploatacji stwierdzono łączność hydrodynamiczną między tymi dwoma poziomami stratygraficznymi. Ekranem dla akumulacji gazu w złożu są zalegające nad wapieniem anhydrytowo-solne osady cechsztynu. Jest to złoże masywowe ograniczone od dołu poziomem wody podścielającej pierwotnie w głębokości 1380 m, obecnie 1360 m. Na obszarze złoża Borzęcin odwiercono początkowo 15 otworów poszukiwawczych, przemysłowy wypływ gazu uzyskano z 7 otworów. Po 1985 odwiercono 5 otworów eksploatacyjnych, we wszystkich uzyskano przemysłowy wypływ gazu. Po roku 1988 Odwiercono znów 5 otworów eksploatacyjnych, tym razem z 4 otworów uzyskano przemysłowy wypływ gazu, tak że ostatecznie od 1988 r. eksploatacja była prowadzona 16 odwiertami. Ze złoża Borzęcin wyeksploatowano już prawie 4 mld m<sup>3</sup> gazu, a do wydobycia pozostało około 200 mln m<sup>3</sup>. Stopień sczerpania wynosi 94,8%, a eksploatacja prowadzona będzie prawdopodobnie do 2018 r.

Do tej pory szacunkowo wtłoczono do złoża Borzęcin około 2 mln kg CO<sub>2</sub>."odzyskanego, w procesie odsiarczania gazu (Cygnar, 2008).

Wg Cygnar (2008) "działalność kopalni nie musi kończyć się wraz ze spadkiem ciśnienia i sczerpaniem złoża. Jeśli złoże nie może zostać magazynem gazu, może spełniać idealną rolę jako zbiornik do składowania odpadów płynnych lub gazowych (CO<sub>2</sub>) z elektrowni, elektrociepłowni, itp. Jest to jeden z najtańszych sposobów jego sekwestracji. Dwutlenek węgla może również być wykorzystany przy intensyfikacji wydobycia ropy naftowej oraz do zwiększania pojemności buforowej w magazynach gazu".

### Wnioski

Doświadczenia uzyskane na eksploatacji złoża gazu Borzęcin mogą być wykorzystane do wdrożenia podobnych projektów sekwestracyjnych na innych małych złożach gazu w czerwonym spągowcu (**Fig. 1.1.3\_131**) o sprawdzonej jakości uszczelnienia. Z powodu niewielkich odległości pomiędzy złożami gazu, można zaproponować połączenie paru złóż o niewielkiej pojemności sekwestracyjnej w jeden system o dużym potencjale. Przykładem tego jest projekt mega-pułapki Grodziska, gdzie w jej obrębie zlokalizowanych jest wiele czerpanych lub bliskich czerpania złóż.

# Regionalne modele przestrzenne dla utworów permu w rejonie Monokliny Przedsudeckiej (Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Marek Hajto)

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych wytypowanych horyzontów w oparciu o archiwalne materiały kartograficzne (mapy sejsmiczne) dowiązując je do profili wierceń z obszaru badań.

Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych na wytypowanych obszarach.

# Mapy strukturalne stropu cechsztynu i spągu cechsztynu/stropu czerwonego spągowca

W modelach strukturalnych powierzchni stropu i spągu cechsztynu zasadniczym modelem wejściowym była "Mapa strukturalna powierzchni podcechsztyńskiej (Kudrewicz, Papiernik i in. 2005) opracowana na podstawie:

- Papiernik. B., Jóźwiak. W., Pelczarski A., Grotek I., Bruszewska B., 2000,. Konstrukcja cyfrowej mapy strukturalnej spągu cechsztynu, w oparciu o analogową mapę sejsmiczną spągu cechsztynu. C.A.G Warszawa 2000 r.;

- Kudrewicz, R., Gabryszewska, G., Woźniak, B. Cholod, N. & Orliński, G., 1999, Mapa perspektyw poszukiwawczych w czerwonym spągowcu. PGNiG S.A. BG Geonafta, *PGNiG S.A. Departament Poszukiwania Złóż, Dział Kartografii i Banku Danych Geologicznych.* Warszawa;

- Kudrewicz, R., Czochal, S., Karski, Ł., Gabryszewska, G. & Cholod, N., 2001, Mapa strukturalna stropu czerwonego spągowca; skala 1 : 200 000 ver. 03.2001. PGNiG S.A. BG Geonafta, *PGNiG S.A. Departament Poszukiwania Złóż, Dział Kartografii i Banku Danych Geologicznych.* Warszawa.

Powyższa mapa została poddana reambulacji w roku 2008 (Papiernik, Machowski et al. 2008 w: Papiernik et al. 2008a). W ramach realizacji obecnego zadania mapa ta została reambulowana na obszarze południowej monokliny przedsudeckiej przy wykorzystaniu archiwalnych map sejsmicznych:

✓ "Mapy strukturalnej granicy sejsmicznej P1 (strop czerwonego spągowca)", temat: Bojanowo-Wąsosz 2D opracowanej przez PGNiG Warszawa w roku 2001 (CAG Warszawa).

✓ "Mapy strukturalnej granicy sejsmicznej P1 (strop czerwonego spągowca)", temat: Syców – Drołtowice – Łomy opracowanej przez PGNiG Warszawa w roku 2001 (CAG Warszawa).

✓ Mapy strukturalnej granicy sejsmicznej P1 (strop czerwonego spągowca)", temat: Pakosław Krotoszyn opracowanej przez PGNiG Warszawa w roku 1999 (CAG Warszawa).

Mapy strukturalne stropu cechsztynu i spągu cechsztynu/stropu czerwonego spągowca (**Fig. 1.1.3\_148** i **149**) zostały dowiązane odpowiednio do 1435 i 1055 profili wierceń położonych na obszarze badań.



Fig. 1.1.3\_148 Mapa strukturalna stropu cechsztynu

![](_page_280_Figure_0.jpeg)

Fig. 1.1.3\_149 Mapa strukturalna spągu cechsztynu/stropu czerwonego spągowca

# Korelacje międzyotworowe – jura w rejonie Kujaw (Anna Olszewska-Feldman)

Na podstawie analizy krzywych geofizycznych, opisu rdzeni i prób okruchowych oraz wyników analiz stratygraficznych wykonano 6 korelacji pomiędzy 28 otworami wiertniczymi (**Fig. 1.1.3\_150**).

![](_page_281_Figure_2.jpeg)

Fig. 1.1.3\_150 Lokalizacja linii korelacji międzyotworowych dla utworów jury w rejonie Kujaw

- 1. Brześć Kujawski IG 3 Brześć Kujawski IG 2 Brześć Kujawski IG 1 (Fig. 1.1.3\_151).
- 2. Brześć Kujawski IG 1 Kłokoczyn 1 Rdutów 2 Krośniewice IG 1 Siedlec 1 (Fig. 1.1.3\_152).
- 3. Bojanice 1 Waliszewo 1 Września IG 1 Otoczna 1 (Fig. 1.1.3\_153).
- 4. Strzelno IG 1 Młyny 1 Racice 1 Cykowo IG 1 Byczyna 1 Konary IG 1 (Fig. 1.1.3\_154).
- 5. Ciechocinek IG 2 Ciechocinek IG 1 Ciechocinek IG 3 Czernikowo IG 1 Toruń 1 (Fig. 1.1.3\_155).

6. Bydgoszcz IG 1 – Czarnowo 2 – Czarnowo 1 – Wałdowo Królewskie 1 – Gronowo 1 – Golub Dobrzyń 1 (Fig. 1.1.3\_156).

Na profilach korelacyjnych wydzielono odcinki stanowiące potencjalne poziomy zbiornikowe oraz poziomy uszczelniające. Jako podstawę do wydzielenia kolektorów przyjęto minimalną miąższość piaskowców - 30 m, natomiast dla uszczelnienia założono minimum 50 m miąższości skał iłowcowych. Ponadto wyznaczono poziomy tzw. uszczelnień wspomagających o obniżonych parametrach miąższościowych lub zawierających niewielkiej miąższości wkładki piaskowcowo-mułowcowe. Poziomy piaskowców o miąższości 20-30 m wyznaczono jako dodatkowe poziomy zbiornikowe, które mogą być uwzględniane w przypadku współwystępowania w otworze łącznie z kolektorami głównymi.

Na podstawie wymienionych szczegółowych korelacji międzyotworowych możliwe było precyzyjne przedstawienie miąższości, zasięgu, wieku oraz przestrzennego układu poszczególnych poziomów skał zbiornikowych oraz skał uszczelniających te poziomy.

### 1. Antyklina Brześcia Kujawskiego.

Antyklina ta jest zbadana przez 3 otwory wiertnicze usytuowane na linii przekroju poprzecznego przez tę strukturę (**Fig. 1.1.3\_151**) (Feldman-Olszewska 2008).

W obrębie tej antykliny stwierdzono występowanie 5 piaskowcowych poziomów zbiornikowych, uszczelnionych przez 4 poziomy uszczelniające. Głównym kolektorem, o najlepszych parametrach zbiornikowych, jest połączony poziom piaskowcowy aalenu dolnego (jura środkowa) i formacji borucickiej (toark górny – jura dolna). Na skłonie antykliny (otwór wiertniczy Brześć Kujawski IG 3) występują dwa oddzielne poziomy piaskowców o miąższości 60,0 m i 139,5 m, natomiast w jej szczycie (Brześć Kujawski IG 1) łączą się one w jeden poziom o miąższości 144,5 m. Pomiędzy tymi poziomami występuje w środkowej części formacji borucickiej kilkumetrowy poziom iłowcowy. Aalen dolny budują piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu smużystym i falistym lub laminacji falistej, niekiedy o warstwowaniu przekątnym lub zmarszczkowym albo masywne. Stwierdzono w nich skamieniałości śladowe Diplocraterion isp., Palaeophycus isp., Skolithos isp. i Rosselia isp. Są to utwory o genezie płytkomorskiej, przybrzeżnej / estuariowej (Feldman-Olszewska 2008a, b). Porowatość piaskowców waha się w granicach 13-23% (średnio rzędu 17%), przepuszczalność 2-250 mD. Formację borucicką tworzą piaskowce drobno- i średnioziarniste, ze smugami ilastymi lub masywne, z muskowitem. Są to piaskowce pochodzenia fluwialnego. Porowatość wynosi 11-24,9%, przepuszczalność 60 – 2500 mD, zazwyczaj powyżej 200 mD.

Powyżej opisanego powyżej połączonego poziomu zbiornikowego występują 3 poziomy uszczelniające. Głównym poziomem uszczelniającym, występującym bezpośrednio powyżej kolektora, są czarne łupki ilaste wieku bajos dolny (część dolna) – aalen górny. Są to utwory pochodzenia pełnomorskiego, powstałe w warunkach anoksycznych lub silnie dysoksycznych (Feldman-Olszewska, op. cit). Ich miąższość wynosi 64 – 100 m. Własności petrofizyczne były badane w kilku próbkach i wskazują na porowatość w zakresie 0,52 – 5,67% (średnio około 3%). Przepuszczalność uzyskano tylko dla 1 próbki dla której wynosi ona 0,001mD.

Powyżej występuje drugi poziom uszczelniający reprezentowany przez łupki ilaste bajosu górnego. Ich geneza również wiąże się ze środowiskiem dysoksycznym głębszego szelfu. Miąższość poziomu

uszczelniającego wynosi od 214,5 m do 282,0 m. Porowatość iłowców z tego poziomu wynosi 0,17 - 13,03%, natomiast przepuszczalność 0,12 – 0,29 mD.

Najwyżej położone uszczelnienie, utworzone przez łupki ilaste dolnego batonu powstałe w środowisku słabo dysoksycznym głębszego szelfu, ma miąższość 53,0 – 59,0 m. Porowatość iłowców wynosi 1,96 – 14,57%, natomiast przepuszczalność uzyskana jedynie dla kilku próbek 0,36 – 3,8 mD. Omawiany najwyższy poziom uszczelniający występuje na nieco płytszej głębokości niż wymagane 800 m (pomiędzy 846,0 m – spąg poziomu na skrzydle antykliny a 539,0 m – strop poziomu w jej szczycie). Jednak, uwzględniając jego miąższość oraz fakt, że jest to trzeci z kolei poziom uszczelniający, należy rozpatrywać go w kategorii pełnowartościowego poziomu uszczelniającego.

Poniżej głównego poziomu zbiornikowego, w obrębie jury dolnej, stwierdzono 4 dodatkowe poziomy zbiornikowe o znacznej miąższości. Pierwszy w kolejności występuje w obrębie formacji drzewickiej (pliensbach górny). W szczycie struktury (Brześć Kujawski IG 1) jego miąższość wynosi 143,0 m. W miarę przemieszczania się w kierunku SW, ku brzeżnej części antykliny, poziom ten ulega podziałowi na dwa oddzielne poziomy piaskowcowe o miąższości od 23,0 do 43,0 m, rozdzielone przez występujące na przemian utwory iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe. Nieliczne rdzenie pochodzące ze zbiornikowych odcinków formacji drzewickiej wskazują, że są to drobnoziarniste piaskowce masywne lub z pojedynczymi smugami ilastymi, z muskowitem, niekiedy z kaolinitem w porach. Rzadko występują tu heterolity o laminacji falistej. Są to utwory pochodzenia fluwialnego (Feldman-Olszewska, 2008c). Porowatość piaskowców mierzona w kilku próbach uzyskano w zakresie 17,2-23,5% (średnio około 20%), przy przepuszczalności 315,0 – 3200,0 mD.

Dwa następne poziomy piaskowcowe: o miąższości 61,0 – 118,0 m oraz 186,0 m wydzielone zostały w obrębie formacji ostrowieckiej (synemur). W niższym z nich, przewierconym jedynie w otworze Brześć Kujawski IG 1, pojawiają się 2-5 m wkładki iłowców lub mułowców. Piaskowce występujące w tych poziomach wykazują podobne cechy sedymentologiczne i genezę jak piaskowce poziomu zbiornikowego w obrębie formacji drzewickiej. Porowatość pomierzona dla kilku próbek wynosi 7,94-19,07% (średnio około 14%), a przepuszczalność 5,7– 1200,0 mD.

Poziomem uszczelniającym dla wszystkich trzech kolektorów wydzielonych w obrębie formacji drzewickiej i ostrowieckiej jest formacja ciechocińska (toark dolny), wraz z przystropowym odcinkiem formacji drzewickiej. Formacie ta tworzą skały ilasto-mułowcowe barwy zielonej z kilkukilkudziesięciocentymetrowymi wkładkami heterolitów i piaskowców bardzo drobnoziarnistych o warstwowaniu zmarszczkowym lub smużystym, z nielicznymi rizoidami i wkładkami wegla. Są to utwory powstałe w obrębie zatoki brakicznej (Pieńkowski, 2004). Miąższość całego poziomu uszczelniającego wynosi 52,0 – 73,0 m.

Porowatość skał iłowcowych formacji ciechocińskiej zbadana w jednej próbce wynosi 7,48%, natomiast przepuszczalności nie zbadano.

Najniższy jurajski poziom kolektorski został wydzielony w dolnym odcinku formacji zagajskiej. Został on przewiercony jedynie w wierceniu Brześć Kujawski IG 1, gdzie ma miąższość 35,5 m. Są to piaskowce drobnoziarniste ze smugami ilastymi, osadzone w środowisku rzecznym. Porowatość tych piaskowców zbadana w dwóch próbkach wynosi 12,24% i 17,63 % a przepuszczalność 98,745 mD i 132 mD, co sugeruje średnie własności kolektorskie poziomu.

Pierwszym uszczelnieniem dla tego kolektora mogą być utwory iłowcowo-mułowcowo-heterolitowe środkowego odcinka formacji zagajskiej o miąższości 43,0 m. Poziom ten może być jednak traktowany tylko jako uszczelnienie wspomagające, gdyż jego właściwości nie spełniają kryteriów wyznaczonych dla poziomu uszczelniającego.

## 2. Wschodnia część wału kujawskiego (Fig. 1.1.3\_152).

Rejon położony na wschód od poduszki Brześcia Kujawskiego, wykazuje zbliżone pod względem facjalnym i miąższościowym wykształcenie utworów jury dolnej i środkowej. Obszar ten leży w osiowej części jurajskiego zbiornika sedymentacyjnego i charakteryzuje się maksymalnymi miąższościami oraz najpełniejszym profilem jury dolnej i środkowej. W strefie położonej pomiędzy otworami wiertniczymi Brześć Kujawski IG 1 i Krośniewice IG 1, stwierdzono występowanie poziomów zbiornikowych i uszczelniających tego samego wieku, jak opisano dla poduszki Brześcia Kujawskiego. Ich charakterystyka facjalna jest również taka sama. Poniżej scharakteryzowane zostaną jedynie miąższości oraz własności petrofizyczne wydzielonych poziomów

Główny poziom zbiornikowy tworzą piaskowce aalenu dolnego oraz formacji borucickiej (toark dolny). Ich łączna miąższość zmienia się w granicach 129,5 m (Rdutów 2) – 230,0 m (Krośniewice IG 1). Należy przy tym zaznaczyć, że w otworze Siedlec 1, położonym w pobliżu wału solnego Kłodawy, głębokość występowania tego poziomu ulega znacznemu spłyceniu i z tego względu, w tym wierceniu, nie spełnia on warunków wyznaczonych dla kolektora dla potrzeb sekwestracji CO2. Również w wierceniu Rdutów 2 strop poziomu zbiornikowego jest na płytszej głębokości (740,0 m). Badania własności porowatości i przepuszczalności skał nie były dla tego poziomu w tym rejonie wykonane.

Bezpośrednim uszczelnieniem dla opisanego kolektora są skały iłowcowe aalenu górnego i bajosu dolnego o miąższości 26,0 - 86,0 m. W wierceniach Rdutów 2, Kłokoczyn 1 i Siedlec 1 mogą być one traktowane jedynie jako uszczelnienie wspomagające. Powyżej stwierdzono jeszcze jeden poziom uszczelniający, który tworzy kompleks iłowcowy bajosu górnego o miąższości 63,5 - 73,0 m. W wierceniach Rdutów 2 i Siedlec 1 występuje on niestety na głębokości płytszej niż 800,0 m. Natomiast w wierceniu Krośniewice IG 1 łupki obu poziomów łączą się w jeden, bardzo miąższy (326,0 m) poziom uszczelniający. W pozostałych otworach wiertniczych pomiędzy łupkami aalenu-bajosu dolnego a łupkami bajosu górnego występuje poziom piaskowcowy kilkudziesięcio-metrowej miąższości, jednak poza otworem Kłokoczyn 1 jest on położony zbyt płytko by został uznany za poziom zbiornikowy dla potrzeb sekwestracji..

Opisane w regionie poduszki Brześcia Kujawskiego poziomy zbiornikowe wydzielone w obrębie formacji drzewickiej i ostrowieckiej, kontynuują się na omawianym obszarze (**Fig. 1.1.3\_152**). Ich miąższość zmienia się w przedziałach: 35,0 – 62,0 m (górny poziom formacji drzewickiej) (porowatość około 23%; przepuszczalność >300 mD), 14,0 – 34,0 m (dolny poziom formacji drzewickiej), 61,0 – 111,0 m (dolny odcinek formacji ostrowieckiej) (porowatość 13,98-14,35%; przepuszczalność >300 mD).

Dla wszystkich trzech wymienionych poziomów zbiornikowych poziomem uszczelniającym są skały iłowcowo-mułowcowe formacji ciechocińskiej. Ich miąższość jest wyraźnie większa niż w rejonie Brześcia i wynosi 97,5-126,5 m. Należy dodać, że w rejonie Krośniewic, gdzie miąższość jest największa, w jej obrębie występuje charakterystyczny dla obszaru Kutno-Wojszyce kompleks piaskowcowy o grubości 17 m. Natomiast w otworze Siedlec 1, poziom ten pojawia się na znacznie płytszej od wymaganej głębokości.

Ostatni poziom zbiornikowy wydzielono w najniższej części formacji zagajskiej. Występuje on jedynie w wierceniach Rdutów 2 i Krośniewice IG 1, gdzie ma miąższość 41,0 i 52,0 m. W pozostałych wierceniach maleje ona do kilku-kilkunastu metrów. Porowatość zbadana dla kilku próbek w wierceniu Rdutów 2 wynosi 16,79-18,53%; przepuszczalność >300 mD. Bezpośrednio ponad tym poziomem występuje kompleks ilastomułowcowy grubości od kilkunastu do 35,0 m, który może stanowić wspomagający poziom uszczelniający. Jedynie w wierceniu Siedlec 1 jego miąższość osiąga znaczną wartość 82,5 m. Dwie analizy własności petrofizycznych wykonane dla próbek z tego wiercenia, dały porowatość 1,67 i 3,04%, uzyskano jeden wynik przepuszczalności wynoszący <0,1 mD.

### 3. Wschodni odcinek pogranicza wału kujawskiego i niecki mogileńsko-łódzkiej.

Rejon ten obejmuje wiercenia Ponętów 1, Ponętów 2, Banachów IG 1, Koło IG 3, Poddębice PIG 2, Wartkowice 2, Wartkowice 3. W strefie rozpoznanej wymienionymi wierceniami obserwuje się kilka poziomów piaskowcowych uszczelnionych przez poziomy iłowcowo-mułowcowe, występujące w podobnym położeniu stratygraficznym jak w rejonach opisanych powyżej. Jednak głębokość zalegania wszystkich tych kolektorów najczęściej przekracza 2500 m, co powoduje ich nieprzydatność dla potrzeb sekwestracji CO2. Z tego też powodu nie zostaną one szczegółowo scharakteryzowane.

Na południowy zachód od tej strefy, po drugiej stronie strefy regionalnej strefy rozłamowej, obserwuje się gwałtowną zmianę budowy geologicznej obszaru. Utwory jury dolnej oraz starszej jury środkowej są tu silnie zredukowane (Dadlez, Franczyk, 1977; Dayczak-Calikowska, 1977; Feldman-Olszewska, 2012 a, b). W wierceniach Koło IG 4 oraz Trześniew 1 wydzielić można jedynie kilkunasto – 20 metrowy poziom piaskowcowy pliensbachu (jura dolna) przykryty bezpośrednio przez 50 lub 100 m kompleks skał iłowcowych jury środkowej (bajosu górnego i batonu). Dla potrzeb składowania CO2 jest to zbyt cienki poziom kolektorski. Nieco grubszy kompleks występuje w wierceniu Przybyłów 1, ale głębokość jego zalegania przekracza 2700 m. W otworze Wartkowice 1 brak w ogóle utworów jury dolnej, występują jedynie głównie iłowcowo-mułowcowe utwory jury środkowej.

### 4. Południowo-zachodni rejon niecki mogileńsko-łódzkiej (Fig. 1.1.3\_153).

W bardziej południowo-zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej, pomiędzy otworami Waliszewo – Turek, obserwuje się występowanie nieco pełniejszego profilu jury dolnej. Poza utworami pliensbachu, obecne są utwory toarku dolnego, reprezentowane przez formację ciechocińską. Utwory pliensbachu wykształcone są w przeważającej mierze jako piaskowce. W górnej i środkowej części profilu tworzą one 2 poziomy zbiornikowe o miąższości 26,0-39,0 m i 36,5-63,0 m. Poziomy te rozdzielone są przez kilkunastometrowy kompleks skał iłowcowych, mułowcowych i piaskowcowych. W wierceniu Waliszewo 1 poziomy te łączą się w jeden o miąższości 105,0 m.

Poziom zbiornikowy w tym rejonie przykryty jest bezpośrednio przez kompleks skał iłowcowomułowcowych, reprezentowany przez połączone utwory najwyższej części pliensbachu, toarku dolnego (formacja ciechocińska) oraz batonu. Miąższość tak połączonego uszczelnienia w rejonie Bojanice-Waliszewo–Owieczki wynosi 132,0-157,0 m. W rejonie wierceń Września IG 1 i Otoczna 1, pomiędzy iłowcami jury dolnej (formacja ciechocińska) i batonu, obecny jest dodatkowy poziom piaskowców górnego toarku (formacja borucicka) o miąższości 37,0 m. Dwa powstałe w tym rejonie poziomy uszczelniające pod względem miąższości spełniają kryteria wyznaczone dla potrzeb składowania CO2. Dalej ku południowemu wschodowi (wiercenia Turek 1, 2) zanikają utwory toarku, piaskowce pliensbachu (42,0-48,0 m) przykryte są bezpośrednio przez utwory drobnoziarniste bajosu górnego oraz batonu, których miąższość wynosi około 100 m (Dayczak-Calikowska, 1977; Dadlez, Franczyk, 1977, Dadlez Franczyk, 1976).

# 5. Centralny i zachodni odcinek pogranicza wału kujawskiego i niecki mogileńsko-łódzkiej (Fig. 1.1.3\_154).

W obrębie północnego odcinka niecki mogileńsko-łódzkiej utwory jury dolnej oraz starszej jury środkowej są silnie zredukowane (Dadlez, Franczyk, 1977; Dayczak-Calikowska, 1977). Obszar występującej w części zachodniej poduszki i wysadu solnego Mogilna został rozwiercony licznymi otworami wiertniczymi, jednak w przeważającej mierze nie osiągnęły one utworów jury dolnej. Dane geologiczne dotyczące utworów jury w tym rejonie, których dostarczyły trzy otwory (Mogilno 1, Mogilno 2, Wylatowo 1) wskazują, że brak tu poziomów zbiornikowych odpowiedniej miąższości. Poziom piaskowcowy pliensbachu nie przekracza tu 25 m. Podobną sytuację obserwujemy w rejonie poduszki Trzemżala, gdzie miąższość poziomu zbiornikowego wynosi 29,0-34,0 m. Na obu strukturach powyżej piaskowców występuje odpowiedniej miąższości uszczelnienie iłowców i mułowców jury środkowej (batonu) a miejscami również toarku dolnego.

Na obszarze poduszki Strzelna nie stwierdzono poziomów zbiornikowych, natomiast kontynuuje się tu środkowojurajski poziom uszczelniający (Fig. 1.1.3\_154).

Na położonej najbliżej wału kujawskiego poduszce Cykowa (otwory wiertnicze Racice 1, Cykowo IG 1) stwierdzono najpełniejszy w obrębie niecki mogileńskiej profil utworów jury dolnej i środkowej. W wierceniu Racice 1 obecny jest główny poziom zbiornikowy, który tworzą nierozdzielone piaskowce hetangu – pliensbachu. Jego miąższość wynosi 82,0 m. Powyżej, w obrębie utworów górnego bajosu, występuje jeszcze jeden poziom piaskowcowy o miąższości 28,5 m, który można uznać za zbiornikowy. Bezpośrednio ponad wyższym kolektorem występuje poziom uszczelniający o miąższości 78 m, zbudowany ze skał drobnoziarnistych batonu. W bardziej brzeżnej strefie antykliny Cykowa (otwór Cykowo IG 1) profil jury dolnej staje się znacznie pełniejszy, ale jednocześnie bardziej drobnoziarnisty, co powoduje, że wydzielony w otworze Racice 1 kolektor dolnojurajski rozdziela się na kilka znacznie cieńszych (uzyskane wartości porowatości 12.99-16,53%, przepuszczalność 24,89-194,2 mD). Dodatkowo pojawia się znacznej miąższości poziom uszczelniający, który tworzy formacja ciechocińska (138,5 m) oraz poziom zbiornikowy utworzony przez piaskowce formacji borucickiej (77,0 m; porowatość 3,37-17,98% (średnio około 14%), przepuszczalność 155,5-156,5 mD). Najwyższy kolektor, stwierdzony w obrębie bajosu górnego, ma grubość 36,0 m. Występujący powyżej główny poziom uszczelniający (górna część bajosu górnego – baton – kelowej dolny) ma miąższość 84,5 m. lłowce tego poziomu zbadano w jednej próbce i uzyskano porowatość 2.92% i przepuszczalność 0,184 mD.

Przylegający do niecki mogileńskiej gniewkowski odcinek wału kujawskiego charakteryzuje obecność poduszki solnej (antykliny) Konar. Na jej obszarze odwiercono dwa otwory Konary IG 1 w szczycie struktury i Byczyna 1 na jej skłonie. Profil jury dolnej i środkowej charakteryzuje się tu znacznie pełniejszym i bardziej miąższym wykształceniem niż na obszarze przyległej niecki mogileńskiej (**Fig. 1.1.3\_154**). W dolnym i środkowym odcinku profilu jury dolnej (hetang – pliensbach) stwierdzono kilka poziomów piaskowcowych o odpowiedniej miąższości. Jeden w obrębie formacji zagajskiej, jeden w formacji skłobskiej, 4-5 w formacji osrtowieckiej i jeden w formacji drzewickiej. Miąższość tych poziomów waha się od 31,0 m do 46,5 m. W

otworze Byczyna 1 formacja drzewicka wykształcona jest całkowicie jako piaskowce i ma miąższość 82,0 m. Dla tych piaskowców uzyskano tylko jeden wynik porowatości równy 12.63% i przepuszczalności 22,71 mD.

Wymienione poziomy zbiornikowe przykrywa kompleks iłowcowo-mułowcowy formacji ciechocińskiej o miąższości 97,5-129,5 m. jego własności petrofizyczne nie były badane.

Powyżej występuje poziom zbiornikowy o znacznej miąższości (98,0-205,5 m), utworzony z piaskowców formacji borucickiej (toark górny) i w niewielkim procencie aalenu dolnego. Należy go uznać za główny poziom zbiornikowy w obrębie antykliny Konar. Wyniki porowatości uzyskane dla dwóch próbek wynoszą 18,36% i 25,5%, przepuszczalności 1,78 mD i 830,08 mD. Omówiony kolektor oddzielają od następnego iłowce górnego aalenu, które ze względu na zbyt małą miąższość (20,0-33,0 m) mogą stanowić jedynie wspomagający poziom uszczelniający. Położone powyżej piaskowce bajosu dolnego tworzą cieniejący ku szczycie antykliny kolektor o miąższości 21,0-39,0 m.

Najwyższy i zarazem główny poziom uszczelniający tworzą skały drobnoziarniste bajosu górnego (25,5 - 117,0 m) i batonu dolnego oraz środkowego (65,0-98,5 m). Rozdzielone są one przez kilkunastometrowy kompleks piaskowców i heterolitów. Badania dwóch próbek iłowców bajosu górnego z wiercenia Byczyna 1 dały porowatość 6,98% i 7,25% oraz przepuszczalność 0,019 mD i 0,163 mD.

### 6. Antyklina Ciechocinka (Fig. 1.1.3\_155).

Antyklina Ciechocinka została przebadana 3 otworami usytuowanymi na przekroju SW-SE (Ciechocinek IG 2, IG 1, IG 3) oraz dodatkowo dwoma otworami usytuowanymi po jej północnej stronie (Czernikowo IG 1, Toruń 1). Otwór Ciechocinek IG2 osiągnął jedynie najniższą część profilu jury środkowej (aalen dolny), a otwór Ciechocinek IG 3 utwory synemuru, pozostałe otwory przewierciły cały profil jury. Podobnie jak na pozostałym obszarze wału kujawskiego, obserwuje się tu pełne wykształcenie utworów dolnej i środkowej jury. Cechą charakterystyczną tej antykliny jest natomiast fakt, że w przeciwieństwie do pozostałych opisywanych antyklin (Brześcia, Konar, Wojszyc), utwory jury dolnej charakteryzują się w przeważającej mierze piaszczystym wykształceniem. Podobnie jak na innych antyklinach, głównym poziomem zbiornikowym jest tu połączony poziom piaskowców formacji borucickiej (toark górny) i aalenu dolnego, którego miąższość wynosi tu 98,0-149,0 m. Jedynie w otworze Ciechocinek IG 1, w jego części środkowej, występuje 36,0 m kompleks skał mułowcowych i heterolitów, który rozdziela piaskowce na 2 poziomy 56,0 i 44,0 m. Piaskowce formacji borucickiej są w dolnym i środkowym odcinku wykształcone głównie jako piaskowce drobno- i średnioziarniste, masywne lub ze smugami ilasto-węglistymi, o genezie fluwialnej, korytowej. W górnym odcinku często pojawiają się piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste o laminacji poziomej, czasem falistej, warstwowaniu zmarszczkowym lub smużystym z wkładkami iłowców masywnych z florą. Są to utwory rzecznych glifów krewasowych oraz równi zalewowych. Wyżej występujące piaskowce aalenu dolnego są bardzo drobno- i drobnoziarniste, o warstwowaniu smużystym, zmarszczkowym, jodełkowym małej skali, falistym lub poziomym, rzadko przekątnym rynnowym. Występuje w nich z pył weglisty, detryt lub fragmenty uweglonej flory oraz morskie skamieniałości śladowe Dipplocraterion isp. Są to utwory pochodzenia płytkomorskiego/estuariowego (Feldman-Olszewska, 2007b). Dość liczne badania porowatości (10,29-29,39%, głównie >20%; średnia około 22%) i przepuszczalności (6-2100 mD, głównie >150 mD) wskazują na bardzo dobre własności zbiornikowe piaskowców tego poziomu.

Powyżej występuje główny poziom uszczelniający, który tworzą iłowce ( z bardzo rzadkimi wkładkami mułowców i heterolitów) aalenu górnego i niższej części bajosu dolnego o miąższości 57,5-228,0 m. Jedynie
w wierceniu Czernikowo IG 1 poziom ten cienieje ale łączy się bezpośrednio z wyższym poziomem uszczelniającym. Powyżej występują dodatkowo jeszcze dwa poziomy uszczelniające, które tworzą utwory drobnoziarniste dolnego i środkowego odcinka bajosu górnego oraz iłowce i mułowce batonu dolnego i środkowego. Oba wyższe poziomy w szczycie antykliny (Ciechocinek IG 1) znajdują się na głębokościach płytszych niż 800 m, miejscami zawierają też przewarstwienia piaskowcowe, lecz z powodzeniem mogą być one traktowane jako poziomy wspomagające główne uszczelnienie.

W obrębie jury dolnej (pliensbach – hetang) wydzielono kilka poziomów zbiornikowych. Są to: poziom piaskowcowy w obrębie całej lub dolnej połowy formacji drzewickiej (50,0-109,5 m); 1-2 poziomy w obrębie formacji ostrowieckiej (38,0-197,0 m); 1-2 poziomy w obrębie formacji skłobskiej i zagajskiej (26,0-70,5 m). Dość liczne badania własności petrofizycznych piaskowców dały bardzo dobre wyniki własności zbiornikowych poszczególnych kolektorów. Dla poziomu w obrębie formacji drzewickiej uzyskano porowatości w zakresie 17,92-29,39% (średnio około 20%) i przepuszczalność 48-7500 mD, głównie >500 mD. Piaskowce kolektorów z formacji ostrowieckiej charakteryzuje porowatość 15,73-26,96% (średnio około 20%) i przepuszczalność 27-13000 mD, a z formacji zagajskiej odpowiednio 20,59-27,7% (średnio około 22%) i 1000-4300mD. Piaskowce wymienionych powyżej poziomów zbiornikowych są średnio- i gruboziarniste, o warstwowaniu przekątnym rynnowym lub ze smugami albo wkładkami iłowców, niekiedy drobnoziarniste masywne, z klastami ilastymi. Są to utwory powstałe w środowisku koryt rzecznych.

Poziomem uszczelniającym dla wymienionych poziomów zbiornikowych są utwory iłowcowo-mułowcowe formacji ciechocińskiej (toark dolny). Ich miąższość w strefie brzeżnej antykliny zmienia się w przedziale 66,0-84,0 m, ale w jej szczycie (Ciechocinek IG 1) wynosi ona jedynie 39,0 m. Dlatego poziom ten należy traktować jako ważne uszczelnienie wspomagające.

# 7. Pogranicze niecki pomorskiej i płockiej (Fig. 1.1.3\_156).

We wschodniej części omawianego obszaru (otwory wiertnicze Gronowo 1, Golub Dobrzyń 1) w obrębie środkowej i dolnej jury wydzielono kilka poziomów zbiornikowych o miąższości od 20 m do 139,0 m, Kilka próbek pobranych z tych piaskowców dało zróżnicowane, choć w większości przypadków dobre właściwości zbiornikowe: porowatość w zakresie 2,48-21,51% (głównie >14%; średnio około 16%) oraz przepuszczalność 0,015-519,574 mD (głównie > 90 mD). Brak jest jednak w tym rejonie poziomów uszczelniających.

W części zachodniej obszaru, na pograniczu z niecką pomorską, w rejonie Czarnowo – Wałdowo Królewskie można wydzielić trzy poziomy zbiornikowe. Najbardziej miąższy kolektor tworzą piaskowce formacji olsztyńskiej (pliensbach-synemur górny). Zostały one przewiercone w wierceniu Wałdowo Królewskie 1. Jego miąższość wynosi tu 152,0 m. Własności zbiornikowe tych utworów nie były badane. Kolektor ten jest bezpośrednio uszczelniony przez iłowcowo-mułowcowe utwory formacji ciechocińskiej, której miąższość wynosi tu 55,0 m.

Powyżej, we wszystkich trzech otworach wiertniczych usytuowanych w tym rejonie (Czarnowo 1, Czarnowo2, Wałdowo Królewskie 1) stwierdzono poziom piaskowcowy o miąższości 129,0 m. Są to utwory wieku aalen dolny - toark górny (formacja borucicka). Jest on przykryty bezpośrednio przez łupki ilaste wieku aalen górny-bajos dolny, który w tym rejonie ma miąższość 42,0-48,0 m. Z tego względu poziom ten może być traktowany jedynie jako wspomagający poziom uszczelniający. Ponad nim stwierdzono podobny poziom, który tworzą łupki ilaste dolnego odcinka bajosu górnego.

Wyżej występuje ostatni poziom piaskowcowy, który może stanowić kolektor dla sekwestracji CO2. Są to utwory środkowego odcinka bajosu górnego, o miąższości 30,0-38,0 m. Przykrywa je poziom uszczelniający, który tworzą łupki ilaste oraz mułowce bajosu górnego i batonu dolnego. Mają one miąższość 58,0-113,5 m i stanowią główny poziom uszczelniający w tym rejonie.

Omawiany rejon został skorelowany z otworem Bydgoszcz IG 1, położonym w najbardziej wschodnim odcinku wału pomorskiego. W otworze tym główny poziom zbiornikowy stanowią piaskowce aalenu dolnego i formacji borucickiej, których łączna miąższość wynosi tu 264,5 m. Poziom ten posiada bardzo dobre uszczelnienie w postaci połączonych dwóch poziomów łupków ilastych (aalenu górnego-bajosu dolnego oraz bajosu górnego). Jego łączna miąższość w otworze wynosi 267,0 m. Niestety wymieniony poziom zbiornikowy oraz przykrywający go poziom uszczelniający nie spełniają warunków wyznaczonych dla składowania CO2, ze względu na zbyt płytką głębokość ich zalegania; strop kolektora występuje na głębokości 752,0 m.



Fig. 1.1.3\_151 Korelacja Brześć Kujawski IG 3 – Brześć Kujawski IG 2 – Brześć Kujawski IG 1

BRZEŚĆ KUJAWSKI KŁOKOCZYN 1 RDUTÓW 2 KROŚNIEWICE IG1 SIEDLEC 1 IG1



Fig. 1.1.3\_152 Korelacja Brześć Kujawski IG 1 – Kłokoczyn 1 - Rdutów 2 – Krośniewice IG 1 – Siedlec 1



Fig. 1.1.3\_153 Korelacja Bojanice 1 – Waliszewo 1 – Września IG 1 – Otoczna 1



Fig. 1.1.3\_154 Korelacja Strzelno IG 1 – Młyny 1 – Racice 1 – Cykowo IG 1 – Byczyna 1 – Konary IG 1



Fig. 1.1.3\_155 Korelacja Ciechocinek IG 2 - Ciechocinek IG 1 – Ciechocinek IG 3 – Czernikowo IG 1 – Toruń 1



Fig. 1.1.3\_156 Korelacja Bydgoszcz IG 1 – Czarnowo 2 – Czarnowo 1 – Wałdowo Królewskie 1 – Gronowo 1 – Golub Dobrzyń 1

# Korelacje międzyotworowe - kreda w niecce mogileńskiej (Krzysztof Leszczyński)

W obrębie kredy dolnej, najgrubsze pakiety piaskowcowe występują w barremie-albie środkowym (formacja mogileńska). Miąższości formacji mogileńskiej na przeważającym obszarze zawierają się w przedziale 100 – 180 metrów (**Fig. 1.1.3\_157**).

Formacja mogileńska daje się dość łatwo wyznaczyć zarówno w niecce mogileńskiej jak i na znacznym obszarze Niżu Polskiego. Najczęściej dolną (ogniwo pagórczańskie, kompleks A) i górną (ogniwo kruszwickie, kompleks C) jej część budują osady piaskowcowe drobno- i różnoziarniste, niekiedy z domieszką żwirku. Występują tu też piaskowce średnio- i gruboziarniste oraz zlepieńcowate. Liczne są szczątki uwęglonej flory, a w ogniwie kruszwickim w piaskowcach obecny jest glaukonit. W środkowej części (ogniwo goplańskie, kompleks B) znajdują się wkładki ilasto-mułowcowe z przewarstwieniami piaskowców mułowcowych i rud oolitowo-żelazistych i szamozytowych. Największą miąższość wykazuje ogniwo kruszwickie. Jest ona na ogół wyrównana i oscyluje wokół 100 m.

Utwory piaszczyste o znacznie mniejszej miąższości (z reguły kilka-kilkanaście metrów) znane są także z beriasu, wyższego walanżynu dolnego i hoterywu. Przedzielone one są mułowcami, iłowcami i heterolitami iłowcowo-mułowcowo-piaszczystymi. Utwory mułowcowo-ilaste występują w ogniwie z Opoczek (berias górny-niższy walanżyn dolny), w formacji włocławskiej (walanżyn górny-hoteryw) oraz ogniwie goplańskim (?apt).

Próbki skał kredy dolnej pobrano do badań z następujących otworów: Młyny 1, Pagórki IG 1, Przybyłów 1, Ponętów 2, Koło IG3 i Koło IG 4. Wyniki tych badań zestawiono w bazie (omówiono je wraz z innymi nowymi badaniami petrofizycznymi dla rejonu Wielkopolska-Kujawy w rozdziale **1.3.2**). Dla utworów formacji mogileńskiej pomierzone wartości gęstości materiałowej wynosiły 2,64 – 2,75 g/cm3, porowatości całkowitej 9,30 – 26,09%, a przepuszczalności osiągały maksymalnie 1654,991 mD. Na podstawie profili otworów Młyny 1, Pagórki IG 1, Ponętów 1 i Koło IG3 przedstawiono korelację stratygraficzno-litologiczną kredy dolnej (dla interwału berias górny-alb środkowy) z wykorzystaniem wybranych pomiarów geofizyki wiertniczej (**Fig. 1.1.3\_158**).

Skałami uszczelniającymi dla piaszczystych utworów formacji mogileńskiej kredy dolnej jest gruba seria kredy górnej. Seria ta reprezentowana jest przez znacznej miąższości (na ogół ponad 1000 m) kompleks skał węglanowych (wapienie i wapienie margliste) i marglistych<sup>4</sup>, a przede wszystkim węglanowokrzemionkowych (opoki zwięzłe, margliste i ilaste). Lokalnie, w strefach wysadów solnych Kłodawy, Mogilna i Damasławka występują wkładki piaskowców, na ogół skrzemionkowanych, mułowców i iłowców marglistych (np. santon-kampan strefy Ponętów –Wartkowice). Na niektórych obszarach notowane były też przewarstwienia gez.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Miąższy kompleks uszczelniający węglanowo-klastyczny zapewnia warunkowo bezpieczne składowanie CO2 dla struktur dolnokredowych (podobne zagadnienie rozważane było np. w pracach dla struktur solankowych na obszarze Danii w projekcie EU GeoCapacity – <u>www.geocapacity.eu</u>; Vangkilde-Pedersen et al., 2009), z tym że każda taka struktura musi być wnikliwie analizowana pod względem szczelności i integralności nadkładu (wskaźniki wymiany, szczelność uskoków). Nie wzięto pod uwagę natomiast kolektorów węglanowych górnej jury (istotnych np. dla geotermii), ponieważ najniższa kreda dolna nie stanowi dobrego regionalnego uszczelnienia w takim stopniu jak np. sole cechsztyńskie (stąd np. składowanie CO2 w kolektorach węglanowych złóż węglowodorów nie stanowi problemu) czy kompleksy ilaste miocenu wraz z nasunięciem Karpat (gdzie rpopatruje się kolektory węglanowe w podłożu).



Fig. 1.1.3\_157 Szkic miąższości utworów formacji mogileńskiej (wg A. Raczyńskiej, 1979, uaktualnione)

Na przełomie cenomanu i turonu na znacznym obszarze niecki mogileńskiej (bliższej wałowi kujawskiemu) występują kilku-kilkunastometrowej miąższości czarne i ciemnoszare osady ilaste o niskiej zawartości węglanu wapnia (Leszczyński, 2010, 2012). Kompleks górnej kredy jest jednak na przeważającym obszarze mało zróżnicowany litologicznie. Wartości gęstości objętościowej pomierzonej dla skał kredy górnej wynoszą w otworze Koło IG 3 od 1,74 do 2,60 g/cm3, w otworze Koło IG 4 od 1,70 do 2,51 g/cm3, w otworze Poddębice IG 1 od 2,00 do 2,58 g/cm3.



Fig. 1.1.3\_158 Korelacja profili kredy dolnej (berias górny - alb środkowy)

# Regionalne modele przestrzenne dla utworów mezozoiku w rejonie Wielkopolski (Bartosz Papiernik, Marek Hajto, Grzegorz Machowski)

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych stropu i spągu dolnej kredy i dolnej jury. Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych dolnej kredy - dolnej jury, na wytypowanym obszarze Wielkopolski.

#### Mapy strukturalne

Zasadniczy etap pracy stanowiło reambulacja modeli strukturalnych powierzchni granicznych potencjalnych układów sekwestracyjnych: kompleksów dolnej jury oraz dolnej kredy. W tym celu na podstawie materiałów opracowanych w poprzednich latach w KSE AGH (Górecki et al. 2006, Papiernik, Hajto w: Peryt 2008) publikowanych map (Dadlez et al. 2000) oraz cząstkowych danych dostarczonych przez PIG-PIB Warszawa w trakcie realizacji zadania.

Opracowany zestaw modeli cyfrowych (gridów 2D) obejmuje mapy:

- stropu kredy dolnej
- spągu kredy dolnej
- stropu jury dolnej
- spągu jury dolnej

Powierzchnie te ograniczają dolnokredowy i dolnojurajski układy sekwestracyjne.

#### Metodologia przetwarzania

Do opracowania przedstawianych modeli strukturalnych zastosowano zmodyfikowaną metodologię przetwarzania numerycznego wypracowaną na przestrzeni 20 ostatnich lat. Obejmuje ona oparte na wykorzystaniu programu ZMAP+ techniki adaptacji cyfrowanych map konturowych – głównie map sejsmicznych, reprocessing istniejących siatek interpolacyjnych oraz integrację danych archiwalnych, otworowych i sejsmicznych (Papiernik 1998, Górecki et. al. 1998, 2001, Papiernik et al. 2000, Papiernik, Hajto, Górecki 2005, Górecki et al. 2006).

Pomijając znaczące zmiany lokalne - przedstawiane modele w porównaniu z poprzednio opracowanymi, mają bardziej złożoną tektonikę i są dokładniej dopasowane do danych otworowych i sejsmicznych w strefach przyuskokowych. Dopływ nowych danych tektonicznych, strukturalnych i otworowych spowodował także znaczącą lokalną modyfikację wszystkich przedstawianych modeli. Większą szczegółowość odwzorowania tektonicznego zapewniło m.in. wprowadzenie w SW części obszaru badań sieci dyslokacji biegnących kierunku NW–SE na podstawie Mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez et al. 2000). Opracowano je w programach Zmap+ i Petrel w formie gridów 2D o spacjowaniu 500 x500 m.

#### Dane wejściowe

Podstawowe dane wejściowe do opracowania modeli strukturalnych stanowiły siatki interpolacyjne opracowane przez zespół KSE AGH w ramach realizacji Atlasu geotermalnego mezozoiku (Górecki et al. 2006) map stropu kredy dolnej, stropu jury górnej, stropu jury dolnej oraz stropu triasu górnego, a także

modele spągu kredy górnej i spągu kredy dolnej i górnej, oraz spągu jury środkowej i dolnej. Dodatkową mapę stropu triasu dolnego (pstrego piaskowca środkowego) opracowano w wyniku znaczącej reambulacji mapy spągu triasu środkowego (retu) opracowane przez B. Papiernika i M. Hajto w trakcie realizacji oraz Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008).

Wszystkie te regionalne modele musiano wymagały daleko idącej integracji – z odwzorowań stożkowych Albersa (Górecki et al. 2006) i Lamberta (Papiernik et al. 2008) bądź stożkowych siecznych (Układ 1992) do używanego w przemyśle naftowym odwzorowania Układ 1942 (walcowe styczne). Konwersji tej dokonano tak, aby w przyszłości uzyskać możliwość dowiązania do projektu nowych danych. Zmiana odwzorowania oznacza w praktyce konieczność ponownej estymacji modeli i ich dowiązania do tzw. danych twardych (otwory) i miękkich (sejsmika). Nowo obliczone siatki interpolacyjne zyskały większą zgodność z danymi otworowymi poprzez zwiększenie gęstości (spacjowanie grida 500m x 500m).

## Dane otworowe

Opracowane modele strukturalne precyzyjnie dowiązano do profili odwiertów położonych na obszarze badań. Wykorzystywane dane otworowe pochodziły częściowo z bazy danych otworowych zgromadzonych w trakcie opracowania regionalnych map strukturalnych do Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008) jednakże w większość. z nich pochodziła z bazy danych.

Opracowane modele strukturalne precyzyjnie dowiązano do profili odwiertów położonych na obszarze badań. Wykorzystywane dane otworowe pochodziły częściowo z bazy danych otworowych zgromadzonych w trakcie opracowania regionalnych map strukturalnych do Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008) jednakże w większość z nich pochodziła z bazy geotermalnych KSE AGH.

Mapy stropu kredy dolnej (**Fig. 1.1.3\_159**) i spągu kredy dolnej (**Fig. 1.1.3\_160**) stanowią przybliżoną granicę dolnokredowego układu sekwestracyjnego. Pierwszy z wymienionych modeli strukturalnych dowiązano do 1130 profili odwiertów położonych na obszarze badań.

# Mapy wynikowe

Wynikowe modele strukturalne przedstawiono w postaci rysunków umieszczonych w niniejszym opracowaniu tekstowym (**Fig. 1.1.3\_159 - 162**), a także w formie gridów.



Fig. 1.1.3\_159 Mapa strukturalnastropu kredy dolnej



Fig. 1.1.3\_160 Mapa strukturalna spągu kredy dolnej



Fig. 1.1.3\_161 Mapa strukturalna stropu jury dolnej



Fig. 1.1.3\_162 Mapa strukturalna spągu jury dolnej

# **Rejon VII - NW Polska**

#### Korelacje międzyotworowe - jura (Anna Feldman-Olszewska)

Na podstawie analizy krzywych geofizycznych, opisu rdzeni i prób okruchowych oraz wyników analiz stratygraficznych wykonano 6 korelacji pomiędzy 28 otworami wiertniczymi (**Fig. 1.1.3\_163**).

1. Warnowo 5 - Warnowo 3 - Recław IG 1 - Wysoka Kamieńska 8 - Moracz IG 1 - Rokita IG 1 (Fig. 1.1.3\_164).

2. Chabowo 3 – Chabowo 2 – Chabowo 1 (Fig. 1.1.3\_165).

3. Maszewo 1 – Marianowo 3 – Marianowo 1 – Stargard 1 (Fig. 1.1.3\_166).

4. Grzęzno 2 – Grzęzno 1 – Kania 1 – Oświno IG 1 – Chociwel 2 – Chociwel 3 – Chociwel IG 1 – Dobrzany 1 (**Fig. 1.1.3\_167**).

5. Banie 1 - Choszczno IG 1 – Strzelce Krajeńskie IG 1 (Fig. 1.1.3\_168).

6. Suliszewo 1 – Pławno 1 – Radęcin 1 – Huta Szklana 2 – Huta Szklana 1 – Mężyk 1 (Fig. 1.1.3\_169).

7. Drawno Geo 4 – Drawno 1 – Mąkowary 1 – Człopa 3 – Człopa 1 – Człopa 2 (Fig. 1.1.3\_170).

8. Zabartowo 1 – Zabartowo 2 – Wilcze 2 – Wilcze IG 1 – Bysław 2 – Bysław 1 (Fig. 1.1.3\_171).

9. Czarne 5 – Czarne 2 – Debrzno IG 1 – Witkowo 1 (Fig. 1.1.3\_172).

Na profilach korelacyjnych wydzielono odcinki stanowiące potencjalne poziomy zbiornikowe oraz poziomy uszczelniające. Jako podstawę do wydzielenia kolektorów przyjęto minimalną miąższość piaskowców - 30 m, natomiast dla uszczelnienia założono minimum 50 m miąższości skał iłowcowych. Ponadto wyznaczono poziomy tzw. uszczelnień wspomagających o obniżonych parametrach miąższościowych lub zawierających niewielkiej miąższości wkładki piaskowcowo-mułowcowe. Poziomy piaskowców o miąższości 20-30 m wyznaczono jako dodatkowe poziomy zbiornikowe, które mogą być uwzględniane w przypadku współwystępowania w otworze łącznie z kolektorami głównymi.

Na podstawie wymienionych szczegółowych korelacji międzyotworowych możliwe było precyzyjne przedstawienie miąższości, zasięgu, wieku oraz przestrzennego układu poszczególnych poziomów skał zbiornikowych oraz skał uszczelniających te poziomy.

**1. Północno-zachodni skraj wału pomorskiego oraz skrajnie północna część niecki szczecińskiej.** Obszar ten, położony pomiędzy Świnoujściem – Kamieniem Pomorskim – Gryficami - Wysoką Kamieńską, spenetrowany jest bardzo licznymi otworami wiertniczymi. Jednocześnie jest to strefa o silnym zaangażowaniu tektonicznym, pocięta wieloma uskokami. W obrębie kompleksu skał permo-mezozoiku na tym obszarze, stwierdzono ponadto obecność dwóch rowów tektonicznych, kilku drobnych antyklin solnych oraz antyklinę pogrzebaną Kamienia Pomorskiego (Dadlez, 1987). W tym rejonie utwory jurajskie zostały

silnie podniesione w wyniku inwersji pomorskiego odcinka bruzdy śródpolskiej i występują bezpośrednio pod przykryciem skał kenozoicznych. Utwory jury środkowej występują tu na głębokości płytszej niż 800 m (Dayczak-Calikowska, 1987) i z tej przyczyny nie są perspektywiczne dla geologicznego składowania CO<sub>2</sub>. Również utwory reprezentujące młodszą jurę dolną często położone są zbyt płytko (Franczyk, 1987a).

Korelacja wykonana pomiędzy kilkoma otworami omawianego rejonu (**Fig. 1.1.3\_164**) pokazuje, że dopiero utwory pliensbachu dolnego i starsze znajdują się tu na odpowiedniej głębokości. W obrębie utworów hetangu i synemuru można wydzielić tu dwa wyraźne poziomy piaskowcowe o zmiennej miąższości, które mogą stanowić potencjalne poziomy zbiornikowe. W rejonie Warnowa wyższy poziom tworzą utwory piaskowcowe najwyższego odcinka formacji ostrowieckiej. W miarę przesuwania się ku południowemu wschodowi (Recław - Rokita), utwory piaskowcowe obejmują swym zasięgiem całą formację. Miąższość poziomu piaskowcowego wynosi od 21,0 do 160,0 m. Korelacja z pobliskimi, dobrze rdzeniowanymi, otworami Mechowo IG 1 oraz Kamień Pomorski IG 1, wskazuje, że są to piaskowce powstałe w środowisku płytkiego przybrzeża, laguny i delty (Pieńkowski, 2004). Pojedyncze analizy własności petrofizycznych tych piaskowców wskazują na dobre własności zbiornikowe: porowatość wynosi 19,58–29,8%, przepuszczalność 195,521-467,377 mD.

Dolny pozom zbiornikowy tworzą piaskowce formacji zagajskiej. Poziom ten obejmuje albo całą formację (np. otwór Warnowo 5, Rokita IG 1) albo jej część (Recław IG 1, Moracz IG 1.). Z tej przyczyny miąższość poziomu jest bardzo zmienna i wynosi od 30,0 do 144,0 m. Analiza sedymentologiczna rdzeni z wierceń Mechowo IG 1 i Kamień Pomorski IG 1 (Pieńkowski, *op. cit.*) wskazuje, że w najniższym odcinku są to piaskowce aluwialne, natomiast w wyższym odcinku utwory osadzone w środowisku przybrzeżnym, barierowym i lagunowym. Pojedyncze analizy własności petrofizycznych tych piaskowców wskazują na bardzo dobre własności zbiornikowe: porowatość wynosi 28,68-29,49%, przepuszczalność 547,063-736,896 mD.

Poziomem uszczelniającym dla obu opisanych kolektorów są iłowce formacji łobeskiej (pliensbach dolny). Tworzą one regularny poziom uszczelniający o miąższości 53,0-104,5 m. Są to utwory pochodzenia morskiego, z fauną amonitową (Dadlez, Kopik, 1972; Pieńkowski, 2004). Kilka analiz petrofizycznych z tych iłowców dało wyniki wskazujące na znaczne porowatości tych iłowców (w zakresie 5,71-23,2%). Tak wysokie porowatości iłowców mogą wynikać ze zbytniego wysuszenia lub spękania próbek. Przepuszczalności uzyskano dla nielicznych próbek i wyniosły one od 0,065 do 59,733 mD.

Powyżej, ale na płytszych już głębokościach (około 600-700 m) występuje następny poziom uszczelniający, który tworzą utwory drobnoziarniste formacji ciechocińskiej (toark dolny). Ich miąższość w tym rejonie wynosi 52,5-87,0 m. Próbki iłowców z formacji ciechocińskiej wykazują porowatość 15,33-19,99%, przepuszczalności nie uzyskano. Przypuszczalnie skała była zbyt spękana, co miało również wpływ na wysokie wyniki porowatości tych utworów.

**2. Niecka szczecińska i blok Gorzowa.** Jest to obszar na którym utwory jurajskie znajdują się pod przykryciem skał kredowych, niekiedy znacznej miąższości. Dlatego w tym rejonie potencjalnych skał zbiornikowych i uszczelniających należy poszukiwać zarówno w utworach jury dolnej jak i środkowej. Dodatkowo, na tym obszarze utwory jury górnej w dolnym odcinku również wykształcone są w facjach klastycznych, a więc i one powinny być rozpoznane dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>. Omawiany region charakteryzuje się obecnością dość licznych struktur antyklinalnych, które zlokalizowane są ponad

poduszkami lub wałami solnymi (Dadlez 1979, 1997). Wyróżnić tu można poduszki Trzebieży i Krakówka, Chociwla, Żabicka, wały solne Chabowo - Choszczno, Szczecin – Marianowo – Maszewo, Suliszewo – Pławno – Huta Szklana oraz grzebienie i słupy solne Goleniów, Nowogard, Grzęzno, Drawno, Człopa. Struktury te były aktywne od triasu do kredy, co skutkuje obecnie znacznym zróżnicowaniem profili jurajskich zarówno na pomiędzy strukturami jak i poszczególnymi otworami wiertniczymi.

## Antyklina Chabowa (Fig. 1.1.3\_165).

Utwory jurajskie w obrębie tej antykliny są położone na stosunkowo płytkich głębokościach. W ich obrębie stwierdzono występowanie trzech poziomów zbiornikowych: górny i średni poziom piaskowcowy w obrębie górnego i dolnego odcinka formacji komorowskiej (pliensbach górny) oraz dolny obejmujący utwory piaskowcowe synemuru i hetangu. Ich miąższość w obrębie antykliny wynosi odpowiednio 29,0-54,5 m, i 132,5-159,0 m (przy czym w otworze Chabowo 2 dzieli się on na trzy 30-50 m poziomy piaskowcowe, rozdzielone kompleksami skał iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych. Własności petrofizyczne dwóch wyższych poziomów przedstawiają się następująco: porowatość 13,41 – 38,26 %, przepuszczalność 0,72 – 800 mD, dolnego 10,96- 35,14 % i 0,1 -1604,18 mD.

Głównym poziomem uszczelniającym dla wszystkich wymienionych poziomów zbiornikowych są utwory drobnoziarniste formacji ciechocińskiej (toark dolny). Ich miąższość wynosi tu od 51,0 m w szczycie struktury do 75,0-102,5 m na jej skłonach. Badania porowatości tych utworów dały znaczne wartości 8,01-37,54%. Przypuszczalnie wynikają one ze znacznego mikrospękania rdzenia w wyniku wysuszenia skał. Przepuszczalność uzyskano jedynie dla kilku próbek i wynosi ona 0,717-4,9 mD. Dla dwóch wkładek piaskowcowych w obrębie tej formacji przepuszczalność wynosi 98,719 mD, 355,362 mD i 1250,909 mD.

Dodatkowym uszczelnieniem dla dwóch niższych poziomów piaskowcowym może być kompleks skał iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych środkowego odcinka formacji komorowskiej. Miąższość tego kompleksu wynosi 42,0-49,0 m

<u>Struktura Maszewo – Marianowo – Stargard</u> (**Fig. 1.1.3\_166**). Głównym poziomem zbiornikowym w całym rejonie jest poziom piaskowcowy budujący formację komorowską (pliensbach dolny). Jego miąższość wynosi tu 72,0-84,0 m. W rejonie Marianowo – Stargard, poniżej głównego kolektora, występują jeszcze trzy poziomy piaskowcowe wieku synemur – hetang, spełniające kryteria miąższości i głębokości zalegania, wyznaczone dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub> (Chadwic i in., 2006). Ich miąższość od najwyższego wynosi: 27,0-42,0 m; 33,5-57,0 m; 38,0-58,0 m. W kierunku Maszewa następuje zmiana facjalna utworów piaskowcowych na bardziej drobnoziarniste, poziom piaskowcowy wyklinowuje się.

Dla wszystkich wymienionych poziomów zbiornikowych głównym poziomem uszczelniającym są połączone utwory iłowcowo-mułowcowe formacji ciechocińskiej (jura dolna - toark dolny) i jury środkowej (bajosu, batonu i keloweju) oraz jury górnej (oksfordu). W rejonie Maszewa utwory te są najcieńsze, brak jest tu utworów keloweju i oksfordu, oraz wykazują dość znaczny udział wkładek piaskowcowych. Dlatego poziom ten został potraktowany w tym rejonie jako wspomagający poziom uszczelniający. Łączna miąższość całego opisanego kompleksu uszczelniającego wynosi od 84,0 w otworze Maszewo 1 do 200,0-276,0 m w rejonie Marianowo – Stargard.

Powyżej, w obrębie utworów kredowych można wydzielić jeszcze jeden poziom uszczelniający, zbudowany z margli turonu, o miąższości 96,0-146,0 m.

<u>Antykliny Grzęzna, Oświna, Chociwla</u> (**Fig. 1.1.3\_167**). Rejon występowania tych antyklin odznacza się znaczną ruchliwością w jurze, wynikającą z przepływu mas solnych.

Na obszarze antykliny Grzęzna, miąższość utworów jury zmienia się od 257,0 do 911,0 m. Bezpośrednio w podłożu utworów jury dolnej występują osady permu, a poziomy piaskowcowe w obrębie utworów jury dolnej stwierdzone na skrzydle antykliny, wyklinowują się ku jej szczytowi. Z tego powodu obszar tej struktury wydaje się mało perspektywiczny dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>, ponieważ dysponuje on małą pojemnością potencjalnych kolektorów.

Antyklina Oświna została zbadana jedynie przez jeden otwór wiertniczy Oświno IG 1. Został on zakończony w utworach przystropowych jury dolnej. Dlatego rejon tej antykliny należy rozpatrywać łącznie z pobliską antykliną Chociwla oraz wierceniem Kanie 1, odwierconym na skłonie antykliny Grzęzna. Analiza dostępnych materiałów geofizyki otworowej wskazuje, że w rejonie Oświna, podobnie jak na obszarze antykliny Chociwla, należy spodziewać się trzech lub czterach poziomów piaskowcowych w obrębie utworów jury dolnej.

Zarówno na obszarze antykliny Chociwla, jak i w otworze Kanie 1 głównym poziomem zbiornikowym są piaskowce formacji komorowskiej (pliensbach górny). Ich miąższość zmienia się tu w granicach 55,0-162,0 m. Jedna analiza własności petrofizycznych wykonana dla tych piaskowców wykazuje porowatość 22,56% i przepuszczalność 301,198 mD. Drugi poziom zbiornikowy występuje w obrębie formacji ostrowieckiej (synemur). Występuje on jedynie po obu stronach antykliny Oświna (otwory Kanie 1, Chociwel 2), natomiast w kierunku szczytu antykliny Chociwla, utwory formacji ostrowieckiej stają się mniej miąższe i silniej zailone. Miąższość tego poziomu wynosi 76,0-79,0 m, przy czym na skłonach antyklin występuje on na głębokości około 2550-2650 m. Analiza jednej próbki tych piaskowców dała porowatość 16,86% i przepuszczalność 271,278 mD. Najniższy poziom zbiornikowy w tym rejonie tworzą piaskowce formacji skłobskiej i zagajskiej (hetang). Występują one już na znacznej głębokości 2700-2850 m. Ich miąższość wynosi 143,0-155,0 m. Analiza porowatości dała wynik 19,99%, przepuszczalności 449,572 mD.

Uszczelnieniem dla wszystkich poziomów zbiornikowych są utwory iłowcowe formacji ciechocińskiej. Ich miąższość w strefach brzeżnych antyklin wynosi 61,0-74,0 m. Jednak w szczytowej części antykliny Chociwla grubość utworów iłowcowych tej formacji drastycznie cienieje do 17,0 m. Na obszarze antykliny Oświna utworów tych nie nawiercono.

Powyżej dobre uszczelnienie stanowi połączony kompleks łupków ilastych z wkładkami mułowców wieku bajos górny, baton, kelowej i oksford. Ich łączna miąższość wynosi tu 158,0-236,0 m. Porowatość badana dla utworów iłowcowych tego kompleksu wynosi 5,45-13,78%, przepuszczalność 0,0,41-10,897 mD.

Nieco wyżej, w obrębie utworów kredy, na całym obszarze występuje na głębokości większej niż 800 m, jeszcze jeden poziom uszczelniający. Poziom ten tworzą margle datowane na turon, o miąższości 80,0-177,0 m.

<u>Antyklina Choszczna</u> (**Fig. 1.1.3\_168**). Antyklina ta została zbadana tylko przez jeden otwór Choszczno IG 1. Otwór ten skorelowano z dwoma najbliższymi otworami Banie 1 i Strzelce Krajeńskie IG 1. W rejonie tym stwierdzono występowanie dwóch poziomów zbiornikowych w obrębie utworów jury dolnej. Wyższy reprezentują piaskowce całej lub prawie całej formacji komorowskiej (pliensbach górny) o miąższości 68,5-95,0 m. Niższy tworzą połączone piaskowce synemuru i hetangu o łącznej miąższości 96,0-157,0 m. Własności petrofizycznych tych skał nie badano, ponieważ rdzeń został dawno zlikwidowany.

Poziomy uszczelniające dla tych kolektorów tworzą dwa kompleksy iłowcowo-mułowcowe: pierwszy reprezentujący formację ciechocińską (toark dolny) oraz drugi datowany na kelowej-oksford. Miąższość niższego poziomu wynosi 61,5-81,0 m, przy czym w rejonie Strzelc Krajeńskich poziom ten rozdzielony jest na dwa cieńsze przez utwory piaskowcowe, występujące w części środkowej. Wyższy poziom (kelowejsko-oksfordzki) w tym otworze ma grubość 23,5 m i może być tylko poziomem wspomagającym uszczelnienie. W rejonie Choszczno - Banie jego miąższość wzrasta do 53,0-63,0 m.

<u>Obszar wału solnego Suliszewo - Pławno – Radęcin – Huta Szklana</u> (**Fig. 1.1.3\_169**). W rejonie tym, podobnie jak poprzednim wydzielono dwa poziomy zbiornikowe reprezentowane przez piaskowce formacji komorowskiej (pliensbach górny) oraz piaskowce hetangu-synemuru. Wyższy poziom ma miąższość 60,0-88,0 m, niższy 67,0-206,0 m. Własności petrofizyczne piaskowców były badane jedynie dla jednej (jedynej dostępnej) próbki z niższego poziomu w wierceniu Radęcin 1. Uzyskano porowatość 11,05%, przepuszczalność 377,797 mD.

Podobnie jak w rejonie antykliny Choszczna, bezpośrednio powyżej wyższego kolektora, występują dwa poziomy uszczelniające. Pierwszy tworzą utwory iłowcowo-mułowcowe najwyższego odcinka formacji komorowskiej (pliensbach górny) oraz formacji ciechocińskiej (toark dolny – jura dolna). Drugi reprezentują iłowce i mułowce jury środkowej i górnej (bajos górny – kelowej – najniższy oksford), niekiedy z cienkimi wkładkami piaskowca. Miąższość niższego poziomu zmienia się tu w przedziale 64,0-85,5 m, jedynie w otworze Radęcin 1 ma 41,5 m, a w otworze Suliszewo jeden występują w nich liczniej wkładki piaskowcowe. Porowatość zbadana dla jednej próbki z otworu Mężyk 1 dała wartość 10,53% i przepuszczalność 0,134 mD. Wyższy poziom ma miąższość od 27,5 w otworze Suliszewo 1 do 51,0-142,0 m na pozostałym obszarze. Zbadano dwie (dostępne) próbki z batonu, które wykazały znaczną porowatość 28-75-29,54%; przepuszczalność uzyskano tylko dla kładki piaskowcowej i wyniosła ona 377,797 mD. Dwie próbki z mułowców oksfordu dały odpowiednio wyniki: 21,10-31,67% oraz 0,210-10,523 mD. Tak wysoka porowatość skał iłowcowych jest przypuszczalnie efektem powstania mikroszczelin podczas wysychania rdzenia.

<u>Antykliny Drawna i Człopy</u> (**Fig. 1.1.3\_170**). Antykliny te leżą w rejonie występowania w podłożu podniesień solnych częściowo przebijających utwory mezozoiku. Jest to strefa która w jurze wykazywała silną ruchliwość tektoniczną, co skutkuje obecnie bardzo dużą zmiennością miąższości i facji w obrębie dolnej i środkowej jury. Ponieważ na obecnym etapie rozpoznania struktur nie da się w sposób wiarygodny skorelować za sobą poszczególnych poziomów zbiornikowych i uszczelniających, obszar ten należy uznać za nieperspektywiczny dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>.

Jedynie w wierceniu Człopa 2, położonym po północno-wschodniej stronie antykliny Człopy, profil jury jest miąższy i charakterystyczny dla strefy wału pomorskiego. Można tu wydzielić 5 wyraźnych poziomów

zbiornikowych, które łatwo można skorelować ze strefą maksymalnych miąższości jury dolnej i środkowej. Kolektory występują w obrębie formacji borucickiej (toark górny) (92,0 m), dolnego i środkowego odcinka formacji komorowskiej (pliensbach górny) (111,5 m), górnego odcinka formacji ostrowieckiej (synemur) (137,5 m), górnego odcinka formacji skłobskiej (hetang) (68,0 m) i dolnego odcinka formacji zagajskiej (hetang) (37,5 m). Dla tych poziomów wykonano analizy własności petrofizycznych i dały one dobre wyniki. Uzyskano: porowatość 24,93% i przepuszczalność 2329,0 mD dla piaskowców formacji borucickiej; 18,39-27,63 % i 244,0-1728,0 mD dla formacji komorowskiej; 22,68-22,85% i 452,130-1421,546 mD dla formacji ostrowieckiej; 23,1425,31% i 1239,664-1281,362 mD dla hetangu.

Uszczelnienia tworzą skały drobnoziarniste dolnej części formacji ostrowieckiej (118,5 m), formacji łobeskiej (72,0 m), górnego odcinka formacji komorowskiej i formacji ciechocińskiej (147,5 m) oraz kompleksu iłowcowego bajosu-batonu (129,0 m).

## 3. Niecka pomorska. (Fig. 1.1.3\_171, Fig. 1.1.3\_172).

<u>Rejon Zabartowo – Wilcze</u> (Fig. 1.1.3\_171) oraz rejon Czarne – Debrzno – Witkowo(Fig. 1.1.3\_172), podobnie jak obszar niecki szczecińskiej, charakteryzuje się obecnością poduszek solnych. Jednocześnie obszar ten znajdował się w brzeżnej strefie basenu sedymentacyjnego wczesnej i środkowej jury, co skutkuje obecnością dość piaszczystych profili i niezbyt dużymi miąższościami osadów (poza najbardziej zachodnią częścią – strefą Zabartowa). We wczesnej jurze środkowej obszar ten podlegał erozji, która spowodowała usunięcie na znacznej części obszaru utworów toarku, a niekiedy również pliensbachu. W analizowanym regionie stwierdzono występowanie jednego lub dwóch poziomów zbiornikowych utworzonych przez piaskowcowe utwory hetangu i synemuru. Ich miąższość wynosi łącznie 108,5-257,5 m a w otworze Zabartowo 2 - 183,0 m i 119,0 m. Ponadto na obszarze poduszki Witkowo – Wilcze występuje jeszcze poziom zbiornikowy w utworach pliensbachu górnego (formacja komorowska) a w otworach Wilcze IG 1 i 2 również toarku górnego (formacja borucicka). Oba wyższe poziomy występują także w rejonie Zabartowa, ale zalegają na głębokościach płytszych niż wymagane 800 m. Pomimo występowania dobrych poziomów zbiornikowych o znacznych miąższościach, omawiany rejon należy uznać za nieperspektywiczny dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>, ze względu na brak poziomów uszczelniających występujących na odpowiednich głębokościach, a gdy ten warunek jest spełniony, poziomy nie spełniają kryteriów dotyczących miąższości.

#### Strefa Koszalin – Chojnice

Na północny-wschód od opisanego powyżej obszaru występowania poduszek solnych, leży strefa Koszalin-Chojnice. Jest to strefa charakteryzująca się silnym zaangażowaniem tektoniki blokowej, obecnością serii uskoków i rowów tektonicznych, aktywnych również w mezozoiku. Występują tu również antykliny niesolne.

W rejonie Rzeczenica – Człuchów – Charzykowy – Chojnice – Tuchola występują 1-2 dość miąższe poziomy piaskowcowe w obrębie utworów hetangu i synemuru. Przykrywają je bezpośrednio osady bajosu lub batonu. Utwory młodszej jury dolnej zostały na tym obszarze zerodowane w wyniku erozji śródjurajskiej, prawdopodobnie w najstarszej jurze środkowej. Brak jest tu również utworów najstarszej jury środkowej. Wydzielone poziomy zbiornikowe mają tu korzystne właściwości, lecz nie są one przykryte przez

odpowiedniej miąższości poziomy uszczelniające. Zazwyczaj powyżej kolektora występują kilkunastodwudziestokilkumetrowe poziomy skał iłowcowo-mułowcowych, z licznymi wkładkami piaskowców. Nie spełniają one żadnych kryteriów dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>.

Na obszarze położonym bardziej na północ, w rejonie antykliny Wierzchowa oraz rowu tektonicznego Koszalin – Grzybnica, poza poziomami zbiornikowymi w utworach hetangu i synemuru, występuje jeszcze jeden poziom, który tworzą piaskowce pliensbachu górnego. Dodatkowo na obszarze antykliny Wierzchowa obecny jest również poziom zbiornikowy, który tworzą piaskowce formacji borucickiej (toark górny). W rejonie tym, powyżej wydzielonych kolektorów, obecne są utwory iłowcowo-mułowcowe toarku dolnego, batonu dolnego i środkowego oraz keloweju i oksfordu. Często łączą się one w jeden poziom zbiorczy. Mają one odpowiednią miąższość (>50 m) oraz głębokość zalegania (<800 m), dlatego stanowią potencjalny dobry poziom uszczelniający.

# Obszar położony na NE od strefy Koszalin-Chojnice.

Na NE od strefy Koszalin-Chojnice, utwory jury występują w dość wąskim pasie przylegającym o tej strefy i zalegają na dość płytkiej głębokości. Ponadto w wielu otworach obecna jest tylko starsza część profilu jury dolnej (hetang – synemur), przykryta bezpośrednio przez utwory młodszej jury środkowej (od bajosu górnego). Rejon ten charakteryzuje się silnie piaszczystym profilem utworów jurajskich oraz niewielką miąższością poszczególnych kompleksów skalnych. Stąd pomimo występowania odpowiednich poziomów zbiornikowych, brak poziomów uszczelniających klasyfikuje tę strefę jako nieprzydatną dla potrzeb sekwestracji CO<sub>2</sub>.



Fig. 1.1.3\_163 Lokalizacja linii przekrojów korelacyjnych w rejonie NW Polski (jura)



Fig. 1.1.3\_164 Korelacja Warnowo 5 - Warnowo 3 – Recław IG 1 – Wysoka Kamieńska 8 – Moracz IG 1 – Rokita IG 1



Fig. 1.1.3\_165 Korelacja Chabowo 3 – Chabowo 2 – Chabowo 1



Fig. 1.1.3\_166 Korelacja Maszewo 1 – Marianowo 3 – Marianowo 1 – Stargard 1



Fig. 1.1.3\_167 Korelacja Grzęzno 2 – Grzęzno 1 – Kania 1 – Oświno IG 1 – Chociwel 2 – Chociwel 3 – Chociwel IG 1 – Dobrzany 1



Fig. 1.1.3\_168 Korelacja Banie 1 - Choszczno IG 1 – Strzelce Krajeńskie IG 1



Fig. 1.1.3\_169 Korelacja Suliszewo 1 – Pławno 1 – Radęcin 1 – Huta Szklana 2 – Huta Szklana 1 – Mężyk 1



Fig. 1.1.3\_170 Korelacja Drawno Geo 4 – Drawno 1 – Mąkowary 1 – Człopa 3 – Człopa 1 – Człopa 2



Fig. 1.1.3\_171 Korelacja Zabartowo 1 – Zabartowo 2 – Wilcze 2 – Wilcze IG 1 – Bysław 2 – Bysław 1

CZARNE-5



Fig. 1.1.3\_172 Korelacja Czarne 5 – Czarne 2 – Debrzno IG 1 – Witkowo 1

# Korelacje międzyotworowe - trias (Anna Becker)

Dla scharakteryzowania potencjału sekwestracyjnego triasu i zobrazowania rozkładu przestrzennego poziomów kolektorskich i uszczelniających tego systemu skonstruowano 13 linii korelacyjnych, obejmujących 63 otwory, o generalnym przebiegu SW-NE, prostopadłym do osi głównych struktur geologicznych piętra mezozoicznego (**Fig. 1.1.3\_173, 174**). Linie zlokalizowano w obszarach występowania struktur antyklinalnych, wykazujących potencjał składowiskowy. Poniżej zostanie scharakteryzowany rozkład poziomów kolektorskich i uszczelniających w przeanalizowanych lokalizacjach, poczynając od rejonu Kamienia Pomorskiego, poprzez rejon Koszalina, Szczecinka i Bydgoszczy po rejon Choszczna (**Fig. 1.1.3\_174**).

## Rejon Kamienia Pomorskiego

Rejon ten zlokalizowany jest na pograniczu wału pomorskiego i niecki szczecińskiej w północno-zachodniej części struktur (Fig. 1.1.3\_174).

## Linia I Dargobądz 1 – Warnowo 3 – Warnowo 5 – Kamień Pomorski IG 1 (Fig. 1.1.3\_175)

Trias położony jest tu na głębokościach między 678,2 m a 2466,0 m. Najpłycej trias położony jest w otworze Kamień Pomorski IG 1, leżącym najbliżej osi wału pomorskiego, najgłębiej zaś w otworze Warnowo 5. Poziom kolektorski tworzą tu głównie osady formacji połczyńskiej (środkowy pstry piaskowiec) dolnego triasu. Osady wyżej leżącej formacji barwickiej (górny pstry piaskowiec) są również perspektywiczne, ale ich wykształcenie wskazuje na niższy potencjał kolektorski. Jedynie w otworze Warnowo 5 wykształcenie tego poziomu pozwoliło na zakwalifikowanie go do potencjalnych kolektorów. Jego miąższość wynosi tutaj 140 m. Główny poziom kolektorski zlokalizowany jest w dolnej części formacji połczyńskiej, gdzie piaskowce tworzą zwarty kompleks w najmniejszym stopniu przewarstwiony osadami mułowcowymi i ilastymi. Miąższość tego poziomu waha się od 115 m w Warnowie 5 do 139 m w Warnowie 3. Poziomem uszczelniającym są osady kajpru położone nie bezpośrednio nad kolektorem. Dobre właściwości uszczelniające poziom ten wykazuje jedynie w okolicy Kamienia Pomorskiego, gdzie jego miąższość wynosi 302 m. W kierunku zachodnim wykształcenie litologiczne poziomu uszczelniającego staje się na tyle urozmaicone, że traci on dobre właściwości uszczelniające. Ponadto poziom ten ulega wyklinowaniu w otworze Dargobądz 1.

# Linia II Dargobądz 1 – Rekowo 1 – Świerzno 1 – Brojce IG 1 (Fig. 1.1.3\_176)

Trias położony jest tutaj na głębokościach między 776 m i 2853 m. Najpłycej osady triasu występują w otworze Dargobądz 1, najgłębiej zaś w otworze Brojce IG 1. Główny poziom kolektorski tworzy dolna część formacji połczyńskiej (środkowy pstry piaskowiec) dolnego triasu, osiągający miąższość ponad 100 m we wszystkich otworach. Wyższa część formacji połczyńskiej, oraz leżąca nad nią formacja barwicka (górny pstry piaskowiec, trias dolny), zbudowane są z przeławicających się piaskowców, mułowców i iłowców, jednak udział piaskowców jest zbyt mały, aby zaliczać je do pełnowartościowych potencjalnych kolektorów. Poziom potencjalnie kolektorski wyznaczono w obrębie formacji barwickiej w otworach Rekowo 1 i Brojce IG 1, gdzie jego miąższość przekracza 100 m. Poziom uszczelniający kajpru (trias górny), występuje we wszystkich otworach (oprócz otworu Dargobądz 1), wykazując dobre właściwości uszczelniające, a jego miąższość znacznie przekracza 50 m. W otworze Dargobądz 1 brak jest poziomu uszczelniającego

spełniającego kryterium minimalnej miąższości 50 m. W otworze Rekowo 1 wydzielono poziom kolektorski o miąższości 29 m w osadach kajpru górnego (trias górny). Poziom ten charakteryzuje się wykształceniem wskazującym na dobre właściwości kolektorskie, jego rozprzestrzenienie jest jednak bardzo lokalne i nie posiada on uszczelnienia.

#### Linia III Rokita IG 1 – Moracz IG 1 – Wysoka Kamieńska IG 1 – Golczewo 1 – Brojce IG 1 (Fig. 1.1.3\_177)

Trias zalega tutaj głębiej niż w dwóch poprzednich lokalizacjach w rejonie Kamienia Pomorskiego, gdyż linia III położona jest w obrębie niecki szczecińskiej. Głębokość występowania triasu zawiera się w przedziale 1140 – 2853 m. Najpłycej osady systemu zalegają w otworze Rokita IG 1 położonym najdalej na zachód. Zachodni segment linii korelacyjnej III położony jest w obrębie struktury antyklinalnej, o potencjale składowiskowym w osadach triasu i jury. W otworze Wysoka Kamieńska IG 1 profil triasu jest silnie zredukowany, gdyż osady triasu górnego (kajper środkowy i górny) leżą bezpośrednio na utworach ewaporatowych permu (cechsztyn). W otworze Brojce IG 1 obserwuje się zwiększenie miąższości triasu w porównaniu do pozostałych otworów. Główny poziom kolektorski występuje tutaj również w obrębie formacji połczyńskiej triasu dolnego. Zmienne jest jednakże jego położenie w obrębie profilu pionowego formacji. W otworze Brojce IG 1 poziom o najlepszych własnościach kolektorskich znajduje się w najniższej części formacji połczyńskiej, podczas gdy w otworach Golczewo 1 i Moracz IG 1 obejmuje on środkową część formacji. W otworze Rokita IG 1 brak jest analogicznego poziomu kolektorskiego w obrębie formacji połczyńskiej. Formacja ta jest tutaj w całości wykształcona w postaci regularnie przeławicających się piaskowców, mułowców i iłowców, bez strefy wyraźnej dominacji piaskowców. Wykształcenie takie wskazuje na obniżenie właściwości kolektorskich, co spowodowało zaliczenie całej formacji połczyńskiej do słabych kolektorów. W otworze Wysoka Kamieńska 8 brak jest formacji połczyńskiej. Poziomy kolektorskie wydzielono tutaj również w obrębie formacji barwickiej triasu dolnego (górny pstry piaskowiec), w jej środkowej części w otworach Brojce IG 1 i Golczewo 1. Miąższość tego poziomu wynosi odpowiednio 100 m i 32 m. Poziomem uszczelniającym dla triasu dolnego są osady kajpru. Tutaj są to osady kajpru dolnego (warstwy sulechowskie) i kajpru środkowego (warstwy zbąszyneckie/jarkowskie). We wszystkich otworach osady te wykształcone są w facjach o dobrych właściwościach uszczelniających, a miąższość poziomu uszczelniającego osiąga lub przekracza znacznie wymagane minimum 50 m. We wszystkich otworach omawianej linii poziom kolektorski lub słaby poziom kolektorski wydzielony został w kajprze górnym. Jego miąższość jest największa w otworze Wysoka Kamieńska 8 i wynosi 52 m. W pozostałych otworach miąższość ta waha się w granicach 20-30 m. Poziom ten nie posiada uszczelnienia.

#### Linia IV Trzebież 3 – Trzebież 1 – Trzebież 2 (Fig. 1.1.3\_178)

Linia korelacyjna położona jest w całości w obrębie struktury antyklinalnej o potencjale składowiskowym w osadach jury i triasu. Trias występuje tutaj w przedziale głębokości 1015 – 2522 m, przy czym jego spąg został przewiercony jedynie w otworze Trzebież 1, w którym leży on najpłycej. Najgłębiej trias położony jest w otworze Trzebież 2. Poziom kolektorski o miąższości 30 m został wydzielony jedynie w otworze Trzebież 1, w osadach kajpru dolnego. Jedynie słaby poziom kolektorski występuje na pograniczu formacji połczyńskiej i barwickiej triasu dolnego. Osady kajpru środkowego tworzą tutaj ciągły, miąższy poziom uszczelniający. Słaby, ze względu na niewielką miąższość (25 m), poziom kolektorski występuje w osadach kajpru górnego otworu Trzebież 3, który w dalszych otworach ulega wyklinowaniu. Poziom ten nie posiada uszczelnienia.
#### **Rejon Koszalina**

Północne linie korelacyjne rejonu Koszalina (linie V, VI, VII) położone są w całości w północnej części niecki pomorskiej, zaś linia VIII obejmuje zarówno wał pomorski, jak i nieckę pomorską (**Fig. 1.1.3\_173, 174**).

### Linia V Dunowo 1 – Niekłonice 1 – Jamno IG 1 (Fig. 1.1.3\_179)

Linia ta zlokalizowana jest w skrajnie północnej części struktury antyklinalnej o potencjale składowiskowym w osadach triasu. Trias położony jest tutaj na głębokości od 1002 m do 2360 m. Najgłębiej osady tego systemu położone są w Dunowie 1, a ich głębokość zalegania maleje stopniowo ku północnemuwschodowi, w kierunku otworu Jamno IG 1. W otworach tej linii wydzielono dwa poziomy kolektorskie w triasie dolnym. Głównym poziomem kolektorskim jest niższa część formacji połczyńskiej (pstry piaskowiec środkowy). Poziom ten wykształcony jest jako kompleks piaskowcowy w niewielkim stopniu poprzewarstwiany drobniej ziarnistymi osadami o miąższości stopniowo malejącej w kierunku północnym i wynoszącej odpowiednio z południa na północ 112 m, 94 m i 77 m. Bezpośrednio nad tym poziomem występują poziomy piaskowcowe w wyższej części formacji połczyńskiej oraz w formacji barwickiej. Nie spełniają one jednak kryteriów potencjalnych kolektorów ze względu na zbyt małą miąższość lub zbyt duży udział przeławiceń nieprzepuszczalnych osadów drobnoklastycznych. Poziomem uszczelniającym kolektora formacji połczyńskiej są osady kajpru o dobrych własnościach uszczelniających i miaższościach znacznie przekraczających minimalne 50 m. Poziom uszczelniający zanika jednakże ku północnemu wschodowi. W otworze Jamno IG 1 miąższości ilastych osadów kajpru są zbyt małe, aby zapewnić uszczelnienie kolektorom triasu dolnego. Niższy poziom kolektorski triasu dolnego tworzą piaskowce ogniwa piaskowca drawskiego w spągu formacji pomorskiej (środkowy pstry piaskowiec). Charakterystyka geofizyczna tego poziomu wskazuje na jego dobre własności kolektorskie ze względu na brak znaczących przewarstwień drobnoklastycznych. Miąższość poziomu jest stosunkowo niewielka, waha się od 35 do 40 m. Poziom ten przykryty jest bezpośrednio utworami ilasto-mułowcowymi wyższej części formacji pomorskiej, które wykazywać powinny dobre własności uszczelniające. Miąższość kompleksu uszczelniającego formacji pomorskiej osiąga 50 m w otworach Dunowo 1 i Niekłonice 1. Poziom ten wyklinowuje się w otworze Jamno IG 1, tak, że osady ogniwa piaskowca drawskiego tracą uszczelnienie.

# Linia VI Tychowo IG 1 – Tychowo 2 – Rosnowo 1 – Grzybnica IG 1 – Kłanino 1 – Kłanino 2 – Karsina 1 (Fig. 1.1.3\_180)

Trias położony jest tutaj na głębokości pomiędzy 891 m a 3485,5 m. Najgłębiej osady systemu zalegają w otworach Tychowo IG 1 i Tychowo 2, tak, że graniczna dla opłacalności składowania CO2 głębokość 2500 m osiągnięta zostaje w obrębie osadów najwyższego triasu dolnego (formacja barwicka, pstry piaskowiec górny). Głębokość zalegania triasu zmniejsza się stopniowo ku wschodowi. Najpłycej osady triasu występują w otworze Kłanino 2. Wschodnia część linii korelacyjnej VI przebiega w obrębie struktury antyklinalnej o potencjale składowiskowym w obrębie osadów triasu. Głównym poziomem kolektorskim jest tutaj dolna część formacji połczyńskiej triasu dolnego, obejmująca ku wschodowi prawie cały profil formacji. Poziom ten wykształcony jest jako kompleks piaszczysty z licznie występującymi, ale cienkimi przewarstwieniami mułowcowymi i iłowcowymi. Miąższość poziomu waha się od 94 m w otworze Rosnowo 1 do 148 m w otworze Grzybnica 1. Ze stropem poziomu sąsiaduje w otworach Tychowo IG 1, Tychowo 2 i Rosnowo 1 słaby poziom kolektorski formacji połczyńskiej w otworach Tychowo PIG 1 i Tychowo 2 leży poniżej głębokości 2500 m. W otworze Kłanino 2 jest on przecięty uskokiem, a jego część powtarza się w dolnej części profilu, ze względu na ponowne nawiercenie zdeformowanego tektonicznie poziomu. Horyzontem uszczelniającym

dla tego poziomu są osady kajpru (głównie warstwy zbąszyneckie/jarkowskie kajpru środkowego), które wykształcone są w facjach uszczelniających i osiągają miąższość powyżej 50 m we wszystkich otworach linii VI. Ogniwo piaskowca drawskiego w spągu formacji pomorskiej wykazuje lokalnie właściwości poziomu kolektorskiego (Grzybnica IG 1), przykrytego bezpośrednio ponad 100-metrowym kompleksem uszczelniającym wyższej części formacji pomorskiej. Piaskowce osiągają miąższość 37 m. W pozostałych otworach linii VI występuje również ogniwo piaskowca drawskiego wykształcone w górnej części jako piaskowce. Dolna jego część jednakże wykształcona jest, jako piaskowce wapniste lub wapienie piaszczyste, które sądząc po wysokich wskazaniach PNG, są nieprzepuszczalne. Ze względu na takie wykształcenie ogniwo to nie zostało uznane za potencjalny kolektor o regionalnym rozprzestrzenieniu. Lokalnie (Kłanino 1, Tychowo IG 1, Tychowo 2) w poziomie piaskowca trzcinowego (kajper środkowy, trias górny) występują poziomy piaskowcowe o słabych lub dobrych własnościach kolektorskich, osiągające miąższość 30 m. Poziomy te tworzą izolowane ciała skalne o znikomej rozciągłości lateralnej, typowej dla koryt rzecznych.

### Linia VII Tychowo IG 1 – Chmielno 1 – Bobolice 3 – Bobolice 1 (Fig. 1.1.3\_181)

Trias położony jest tutaj na głębokości między 1152 m a 3485,5 m. Najgłębiej trias położony jest w otworze Tychowo IG 1. Głębokość zalegania osadów systemu maleje ku wschodowi. Najpłycej osady triasu leżą w otworze Bobolice 1. Otwór Bobolice 3 nie nawiercił spągu triasu. Wiercenie skończyło się w osadach triasu dolnego (pstry piaskowiec środkowy). Głównym poziomem kolektorskim o regionalnym rozprzestrzenieniu jest poziom piaskowcowy formacji połczyńskiej triasu dolnego (środkowy pstry piaskowiec). Poziom ten występuje w dolnej części formacji połczyńskiej w otworze Tychowo IG 1 (117 m + 81 m o słabszych własnościach kolektorskich). W otworze Chmielno 1 cała formacja połczyńska uznana została za potencjalny poziom kolektorski z większymi przewarstwieniami osadów nieprzepuszczalnych w górnej środkowej części. Miąższość potencjalnego poziomu kolektorskiego wynosi zatem w tym otworze aż 452 m. Otwór Bobolice 3 nawiercił jedynie górną część formacji połczyńskiej, która wykazuje własności kolektorskie na przestrzeni 77 m (dodatkowe 27 m ma słabsze właściwości kolektorskie). Profil triasu dolnego w otworze Bobolice 1 jest prawdopodobnie zaburzony tektonicznie. Jego interpretację utrudnia również niska jakość pomiarów. W otworze tym nie udało się wydzielić formacji połczyńskiej i pomorskiej. Kompleks piaskowcowy o miąższości 64 m występuje tutaj prawdopodobnie na głębokości 2218-2282 m, który być może wiąże się z występowaniem formacji połczyńskiej. Drobnoziarniste osady kajpru osiągają we wszystkich otworach miąższość powyżej 50 m. Jednakże w otworach Chmielno 1 i Bobolice 3 są one poprzewarstwiane osadami piaskowcowymi i wapnistymi, co może powodować obniżenie ich właściwości uszczelniających. Lokalnie występujący poziom kolektorski wydzielony został w obrębie poziomu piaskowca trzcinowego triasu górnego (kajper środkowy). Znaczącą miąższość 109 m osiąga on w otworze Bobolice 1. Poziom ten ulega wyklinowaniu już w sąsiednim otworze Bobolice 3. Ponownie piaskowcowe wykształcenie w poziomie tym pojawia się w otworze Tychowo IG 1. Poziom ten jest uszczelniony leżącymi bezpośrednio nad nim osadami warstw gipsowych górnych i warstw zbąszyneckich/jarkowskich (kajper środkowy). Podobnie lokalny poziom piaskowcowy o charakterze słabego poziomu kolektorskiego (głównie mała miąższość) występuje w obrębie kajpru górnego otworów Chmielno 1 i Bobolice 3. Poziom ten nie posiada uszczelnienia.

# Linia VIII Czaplinek IG 2 – Połczyn IG 1 – Czechy 1 – Wierzchowo 9 – Wierzchowo 12 – Wierzchowo 10 – Bobolice 1 (Fig. 1.1.3\_182)

Trias położony jest tutaj na głębokości między 207 m a 3466,5 m. Najpłycej osady systemu występują w zachodnim segmencie linii, w otworach Czaplinek IG 2 i Połczyn IG 1 położonych w osiowej strefie wału pomorskiego. Najgłębiej trias położony jest w otworze Czechy 1, a następnie głębokość zalegania triasu stopniowo zmniejsza się ku wschodowi. Głównym poziomem kolektorskim jest kompleks o największym

udziale piaskowców w dolnej części formacji połczyńskiej triasu dolnego (środkowy pstry piaskowiec). Poziom ten rozciąga się od otworu Czaplinek IG 2 po otwór Wierzchowo 12 i osiąga miąższość między 131 a 172 m. W otworach Wierzchowo 10 i Bobolice 1 brak jest tego poziomu. W otworach tych profil triasu dolnego jest niepełny. W obu nie udało się ustalić szczegółowego podziału na formacje. Redukcja profilu triasu dolnego jest prawdopodobnie związana z deformacjami tektonicznymi w strefie struktury antyklinalnej występującej w rejonie Wierzchowa. W otworze Wierzchowo 9 profil triasu dolnego zredukowany jest o formację bałtycką dolnego pstrego piaskowca. Osady formacji pomorskiej leżą tu bezpośrednio na ewaporatach permu (cechsztyn). Poziom kolektorski formacji połczyńskiej we wszystkich otworach tej linii leży poniżej granicznej głębokości 800 m. W otworach Czechy 1 i Wierzchowo 12 leży on poniżej głębokości 2500 m, jednakże nie głębiej niż 2873 m. Uszczelnienie tego poziomu tworzy kilka kompleksów skał ilastych. Pierwszy poziom uszczelniający położony jest w najwyższej części formacji połczyńskiej (trias dolny). Nie ma on jednakże regionalnego rozprzestrzenienia, gdyż wydzielony został jedynie w otworze Czaplinek IG 2. Kolejny poziom uszczelniający wydzielony został również w dolnym triasie w formacji barwickiej (górny pstry piaskowiec). Poziom ten również nie jest ciągły, gdyż występuje tylko w dwóch otworach: Czaplinek IG 2 i Wierzchowo 12, obejmuje w nich dodatkowo różne części profilu pionowego formacji. Poziomem uszczelniającym o większej lateralnej ciągłości jest poziom warstw gipsowych dolnych, obejmujący miejscami również najwyższą część lub całe warstwy sulechowskie (kajper dolny). Poziom ten występuje we wszystkich otworach linii VIII, oprócz otworu Wierzchowo 9, gdzie miąższość warstw gipsowych dolnych jest zredukowana do 6 m, a wykształcenie litologiczne warstw sulechowskich nie wskazuje na ich dobre własności uszczelniające. Poziom uszczelniający o podobnej rozciągłości lateralnej tworzą leżące wyżej warstwy gipsowe górne z warstwami zbąszyneckimi/jarkowskimi. Poziom ten w rejonie Wierzchowa 12 może wykazywać słabsze własności uszczelniające, zaś w rejonie Wierzchowa 9 jego miąższość spada dodatkowo poniżej 50 m. Miąższość tego poziomu uszczelniającego jest największa i może dochodzić do 370 m (Połczyn IG 1). W obrębie linii korelacyjnej VIII wyznaczono dwa dodatkowe potencjalne poziomy kolektorskie w triasie górnym. W otworach między Połczynem IG 1 a Bobolicami 1 piaskowce występują w poziomie piaskowca trzcinowego (kajper środkowy). Poziom ten we wszystkich otworach zalega na głębokościach korzystnych dla składowania CO2. Dobrych własności kolektorskich można spodziewać się w rejonie Połczyna IG 1, Wierzchowa 9 i 10 oraz Bobolic 1, podczas gdy słabsze własności kolektorskie mogą charakteryzować ten poziom w rejonie Czechów 1 i Wierzchowa 12. Miąższość potencjalnego poziomu kolektorskiego piaskowca trzcinowego waha się od 45 m w Wierzchowie 9 do 109 m w Bobolicach 1. Poziom ten posiada uszczelnienie górnych warstw gipsowych oraz warstw zbąszyneckich/jarkowskich bezpośrednio w stropie. W otworze Czaplinek IG 2 poziom piaskowca trzcinowego nie został wydzielony. Kompleks uszczelniający warstw gipsowych dolnych łączy się tutaj z kompleksem uszczelniającym warstw zbąszyneckich/jarkowskich. W otworach Czaplinek IG 2, Połczyn IG 1 oraz Czechy 1 poziom kolektorskich wydzielony został w osadach kajpru górnego. Poziom ten w otworach Połczyn IG 1, a zwłaszcza Czaplinek IG 2 leży powyżej głębokości 800 m. Poziom ten nie posiada uszczelnienia. Lokalnie w otworze Połczyn IG 1 wydzielono potencjalny poziom kolektorski w warstwach sulechowskich (kajper dolny, trias środkowy), leżący jednakże również powyżej głębokości 800 m.

### **Rejon Szczecinka**

Linie korelacyjne rejonu Szczecinka (linia IX i X) obejmują pogranicze niecki pomorskiej i wału pomorskiego w południowo-wschodniej części obu struktur (**Fig. 1.1.3\_174**). Linie te przecinają strukturę antyklinalną Debrzno-Sokole (**Fig. 1.1.3\_173**).

# Linia IX Czaplinek IG 1 – Szczecinek IG 1 – Czarne 5 – Czarne 2 – Sokole 1 – Człuchów IG 2 – Człuchów IG 1 – Klosnowo IG 1 (Fig. 1.1.3\_183)

Trias położony jest w otworach linii IX na głębokościach między 626 m a 2850 m. Najpłycej osady systemu leżą w otworze Czaplinek IG 1, najgłębiej zaś w otworze Człuchów IG 2. Główny potencjalny poziom kolektorski wydzielony został w obrębie formacji połczyńskiej. W większości otworów dolna część formacji jest najbardziej perspektywiczna, ze względu na piaskowcowe wykształcenie i najmniejszy udział przewarstwień mułowcowo-iłowcowych. Miąższość potencjalnego poziomu kolektorskiego dolnej formacji połczyńskiej waha się od 80 do 240 m. Poziomu tego brak w otworze Czaplinek IG 1, gdzie w dolnej części formacji połczyńskiej dominują osady mułowcowe. Niejasna jest również korelacja z poziomem kolektorskim środkowego pstrego piaskowca otworu Czarne 2, gdzie redukcja profilu triasu dolnego ze względu na tektonikę solną uniemożliwia szczegółową interpretację litostratygraficzną profilu. W otworze Czaplinek IG 1 najbardziej perspektywiczny jest poziom piaskowcowy w górnej części formacji połczyńskiej. Poziomy kolektorskie i słabe kolektory zostały wydzielone w górnej części formacji połczyńskiej również w otworach Szczecinek IG 1, Sokole 1, Człuchów IG 2 i Człuchów IG 1. W otworach tych cały profil formacji połczyńskiej można byłoby uznać za potencjalny poziom kolektorski o miąższości 300 – 400 m, do którego włączyć można również poziom piaskowcowy w spągu leżącej wyżej formacji barwickiej. Miąższość formacji połczyńskiej jest szczególnie duża w otworze Człuchów IG 1 ze względu na depozycję w obrębie synsedymentacyjnego rowu tektonicznego (Szyperko-Śliwczyńska, 1977). Poziom uszczelniający dla formacji połczyńskiej tworzą na skalę regionalną osady kajpru środkowego (warstwy gipsowe dolne, warstwy gipsowe górne, warstwy zbaszyneckie/jarkowskie), wspomagane przez kompleksy iłowcowe warstw sulechowskich (kajper dolny) i kajpru górnego. Miąższość poziomów uszczelniających przekracza znacznie 50 m we wszystkich otworach oprócz otworów położonych najdalej na wschód: Człuchów IG 1 i Klosnowo 1. W otworze Klosnowo 1 profil kajpru jest bardzo zredukowany. Nie spełnia on tutaj kryteriów litologicznych i miąższ ościowych poziomu uszczelniającego. Lokalnie formacja połczyńska jest uszczelniana przez leżące bezpośrednio nad nią osady formacji barwickiej (trias dolny, pstry piaskowiec górny, otwory Czaplinek IG 1, Czarne 5, Czarne 2 i Sokole 1). W triasie dolnym poziom piaskowcowy przykryty bezpośrednio osadami uszczelniającymi występuje w spągu formacji pomorskiej (ogniwo piaskowca drawskiego). Jednakże jego piaskowcowo-węglanowe wykształcenie, przy spodziewanym braku przepuszczalności w części węglanowej (wapnistej?) i przy małych miąższościach nie pozwala na zaliczenie go do potencjalnych poziomów kolektorskich. Dodatkowe poziomy kolektorskie występują lokalnie w triasie górnym w poziomach piaskowca trzcinowego i kajpru górnego. W otworze Czarne 5 wydzielono potencjalny poziom kolektorski o miąższości 45 m w piaskowcu trzcinowym (kajper środkowy) uszczelniony leżącymi bezpośrednio nad nim osadami warstw gipsowych górnych i warstw zbąszyneckich/jarkowskich. Potencjalny kolektor o słabych własnościach petrofizycznych lub małej miąższości w poziomie piaskowca trzcinowego wydzielono również w otworach Czarne 2, Człuchów IG 2 i Człuchów IG 1. Potencjalny poziom kolektorski w kajprze górnym wydzielono w otworach Czaplinek IG 1 i Szczecinek IG 1. Poziom ten nie posiada uszczelnienia i jest położony w otworze Czaplinek IG 1 powyżej głębokości 800 m. Lokalnie w otworze Szczecinek IG 1 wydzielono potencjalny słaby poziom kolektorski w osadach warstw sulechowskich (kajper dolny, trias środkowy), uszczelniony w bezpośrednim nadkładzie warstw gipsowych dolnych.

## Linia X Lędyczek 1 – Debrzno 2 – Debrzno IG 1 – Myśligoszcz 1 – Witkowo 1 – Tuchola IG 1 (Fig. 1.1.3\_184)

Trias położony jest tutaj na głębokości od 1145 m do 2956 m. Najpłycej osady triasu są położone w rejonie Witkowa 1, najgłębiej zaś w rejonie Debrzna 2 i Tucholi IG 1. Głównym poziomem kolektorskim są osady formacji połczyńskiej dolnego triasu (środkowy pstry piaskowiec). Właściwości kolektorskie są bardzo

zmienne w obrębie pionowego profilu formacji, co powoduje, że architektura poziomu kolektorskiego jest bardzo nieregularna. W otworach Debrzno IG 1, Myśligoszcz 1 i Debrzno 2 potencjalny poziom kolektorski zlokalizowany jest w spągu formacji, przy czym jego miąższość w otworze Debrzno IG 1 (108 m) jest ponad trzykrotnie większa niż w otworze Debrzno 2 (29 m). W otworach Lędyczek 1, Witkowo 1 i Tuchola IG 1 w spągu formacji wydzielono słaby potencjalny poziom kolektorski ze względu na występowanie licznych przeławiceń mułowcowo-iłowcowych, wykazujący również bardzo zmienną miąższość. W otworze Tuchola IG 1 najlepsze kolektorskie własności charakteryzować powinny środkową część formacji (poziom kolektorski o miąższości 120 m), zaś w otworze Debrzno 2 potencjalny poziom kolektorski wydzielono w górnej części formacji. Słabe potencjalne poziomy kolektorskie, ze względu na liczne przeławicenia mułowcowo-iłowcowe, występują również w górnej części formacji połczyńskiej w otworach Lędyczek 1, Debrzno IG 1, Myśligoszcz 1 i Witkowo 1. Poziom kolektorski formacji połczyńskiej jest uszczelniony regionalnie przez osady ilaste kajpru środkowego, a w mniejszym stopniu dolnego. Miąższość tego poziomu uszczelniającego przekracza znacznie 50 m, osiągając często ponad 200 m. Poziom ten wykazuje słabsze właściwości uszczelniające ze względu na wykształcenie litologiczne w otworze Witkowo 1. W otworze Tuchola IG 1 omawiany poziom uszczelniający nie występuje ze względu na redukcję tektoniczną (Krzywiec, 2012). Lokalnie w otworach Lędyczek 1 i Tuchola IG 1 wspomagające uszczelnienie tworzą urozmaicone litologicznie osady formacji barwickiej (trias dolny, pstry piaskowiec górny). W otworach Debrzno 1 i Witkowo 1 potencjalny poziom kolektorski wyznaczony został w horyzoncie piaskowca trzcinowego. Poziom ten ma stosunkowo niewielką miąższość, odpowiednio 28 m i 40 m. W otworze Debrzno 1 leżące środkowego bezpośrednio nad nim osady kajpru (warstwy gipsowe górne, warstwy zbąszyneckie/jarkowskie) tworzą poziom uszczelniający, jednakże w otworze Witkowo 1 uszczelniający kompleks mułowcowo-ilasty warstw zbąszyneckich ma tylko 40 m. W otworach Lędyczek 1, Debrzno 2 i Myśligoszcz 1 osady piaskowca trzcinowego wykształcone są jako mułowce i iłowce o własnościach uszczelniających.

## **Rejon Bydgoszczy**

Rejon ten położony jest na styku trzech struktur: wału pomorskiego, niecki łódzkiej i niecki pomorskiej (**Fig. 1.1.3\_174**). Obejmuje on trzy struktury antyklinalne o potencjale składowiskowym w osadach triasu (**Fig. 1.1.3\_173**). Linia korelacyjna XI początkowo na odcinku Bydgoszcz IG 1 – Zabartowo 1 ma przebieg równoległy do osi struktur (**Fig. 1.1.3\_173**).

# <u>Linia XI Bydgoszcz IG 1 – Wyrzysk IG 1 – Zabartowo 1 – Zabartowo 2 – Wilcze 2 – Wilcze IG 1 – Wudzyń 1</u> (Fig. 1.1.3\_185)

Trias położony jest tu na głębokości pomiędzy 472,5 m i 3555 m. Najpłycej osady systemu leżą w otworze Wyrzysk IG 1, najgłębiej zaś w otworach Bydgoszcz IG 1 i Wudzyń 1. Rejon jest nieperspektywiczny w kontekście potencjału składowania CO2 w osadach triasu. Poziomy kolektorskie wydzielone zostały przede wszystkim w poziomie górnego kajpru, który nie posiada uszczelnienia, a w dwóch otworach, Wyrzysk IG 1 i Zabartowo 1, zlokalizowany jest na głębokości mniejszej niż 800 m. W otworze Wudzyń 1 wydzielony został poziom kolektorski w horyzoncie piaskowca trzcinowego, położony jednakże poniżej głębokości 2500 m. Formacja połczyńska w tym rejonie zbudowana jest głównie z iłowców i mułowców, przechodząc lateralnie w formację ilastą (Szyperko-Śliwczyńska i Becker, 2011). W różnych poziomach profilu pionowego formacji występują zagęszczenia przewarstwień piaskowcowych, wydzielone jako słabe kolektory. Wykształcenie takie charakteryzuje głównie górną część formacji. Wykształcenie litologiczne uszczelniających formację połczyńską osadów kajpru środkowego jest na tyle zróżnicowane, że w większości otworów zakwalifikowano go jedynie do słabych poziomów uszczelniających. W otworach Bydgoszcz IG 1, Wyrzysk IG

1 i Zabartowo 2 słabe lub dobre uszczelnienie dla formacji połczyńskiej tworzy formacja barwicka pstrego piaskowca górnego. W otworze Zabartowo 1 profil kajpru jest silnie zredukowany, co powoduje brak poziomu uszczelniającego położonego w profilu triasu nad formacją połczyńską. Ogniwo piaskowca drawskiego formacji pomorskiej (środkowy pstry piaskowiec, trias dolny), o regionalnym lateralnym rozprzestrzenieniu i przykryte bezpośrednio bardzo miąższym kompleksem uszczelniającym, charakteryzuje się zbyt małą miąższością (6-21 m), aby zostać zakwalifikowane do potencjalnych poziomów kolektorskich. Ogniwo to w otworach Bydgoszcz IG 1 i Zabartowo 2 leży poniżej 2500 m.

#### Linia XII Janowiec 3 – Janowiec 2 – Wągrowiec IG 1 – Szubin IG 1 – Bydgoszcz IG 1 (Fig. 1.1.3\_186)

Trias położony jest tu na głębokości pomiędzy 593 m i 3555 m. Najpłycej osady tego systemu zalegają w otworze Szubin IG 1, najgłębiej zaś w otworze Bydgoszcz IG 1. W rejonie tym nie ma głównego poziomu kolektorskiego o ciągłym rozprzestrzenieniu regionalnym. Potencjalne poziomy kolektorskie wydzielono tu lokalnie w różnych pozycjach stratygraficznych profilu triasu. W otworze Bydgoszcz IG 1 poziom taki wydzielono w kajprze górnym, który kontynuuje się w otworze Szubin IG 1, ale jako słaby kolektor (mała miąższość), w otworze Wągrowiec IG 1 jest to już tylko cienka warstwa piaskowca (< 10 m). Poziom ten nie posiada uszczelnienia. Kolejny słaby potencjalny poziom kolektorski wydzielono w piaskowcu trzcinowym kajpru środkowego (słabe wykształcenie litologiczne), który posiada bardzo dobre uszczelnienie osadów wyższego kajpru środkowego (ponad 400 m miąższości). Poziom ten w otworze Wągrowiec IG 1 wykształcony jest jako iłowce i mułowce o własnościach uszczelniających, a w otworach Szubin IG 1 i Bydgoszcz IG 1 brak jest go w ogóle w profilu. Kolejny potencjalny poziom kolektorski wydzielony został w najniższej formacji barwickiej triasu dolnego (górny pstry piaskowiec). Najlepsze właściwości wykazuje on w otworze Janowiec 3. W otworach Janowiec 2, Szubin IG 1 i Bydgoszcz IG 1 jego wykształcenie jest słabsze, tak, że nie zawsze mógł on zostać zakwalifikowany nawet jako słaby potencjalny poziom kolektorski. Uszczelnieniem dla tego poziomu są dopiero osady kajpru. Jedynie w otworze Bydgoszcz IG 1 wspomagającym uszczelnieniem mogą być również osady wyższej części formacji barwickiej. Potencjalny słaby poziom kolektorski wydzielono w stropie formacji ilastej (odpowiednik formacji połczyńskiej) otworu Bydgoszcz IG 1. W otworach Janowiec 2 i Janowiec 3 własności kolektorskich można spodziewać się w poziomie piaskowcowym najwyższej formacji pomorskiej, przy czym w otworze Janowiec 3 wykształcenie tego poziomu jest słabsze. Poziom posiada uszczelnienie bezpośrednio w nadkładzie (formacja połczyńska). Ostatnim poziomem spełniającym kryteria potencjalnego poziomu kolektorskiego jest poziom piaskowcowy w spagu formacji pomorskiej w otworze Janowiec 3, który kontynuuje się, ale ze zbyt małą miąższością jak na kolektor, w otworze Janowiec 2. Poziom ten posiada uszczelnienie w bezpośrednim nadkładzie w otworze Janowiec 3. W otworze Janowiec 2 własności uszczelniające nadkładu nie są już tak dobre, gdyż zmienia się jego wykształcenie litologiczne. Miąższość omówionych poziomów nie przekracza 40 m, z wyjątkiem słabego kolektora w piaskowcu trzcinowym w otworze Janowiec 2 (ok. 80 m) i kolektora kajpru górnego (bez uszczelnienia) w otworze Bydgoszcz IG 1 (56 m).

#### **Rejon Choszczna**

Rejon ten położony jest na pograniczu niecki szczecińskiej, niecki łódzkiej oraz wału pomorskiego (**Fig. 1.1.3\_174**). Obejmuje on kilka struktur antyklinalnych o potencjale składowiskowym (**Fig. 1.1.3\_173**). W rejonie tym przeanalizowano linię korelacyjną przebiegającą od otworu Chociwel 3 na SW ku otworom Banie 1 i Myślibórz GN 1, przecinając pas struktur antyklinalnych. Linia ta poprowadzona została na NE ku otworowi Drawno 1, tak aby ponownie przeciąć pas struktur antyklinalnych (**Fig. 1.1.3\_173**).

# Linia XIII Chociwel 3 – Banie 1 – Myślibórz GN 1 – Strzelce Krajeńskie IG 1 – Pławno 1 – Radęcin 1 – Drawno 1 (Fig. 1.1.3\_187)

Trias położony jest tutaj na głębokości między 1343 m i 3361 m. Najpłycej osady systemu zalegają w otworze Myślibórz GN 1, najgłębiej zaś w otworze Chociwel 3, gdzie nie zostały one przewiercone. W otworze Drawno 1 profil triasu jest silnie zredukowany – na ewaporatach permu leżą bezpośrednio osady triasu górnego. Potencjalny poziom kolektorski został wydzielony jedynie w otworach Chociwel 3, Myślibórz GN 1 i Pławno 1 w horyzoncie piaskowca trzcinowego triasu górnego. Poziom ten wykazuje miąższość odpowiednio 90 m, 45 m i 64 m, przy czym w otworze Chociwel 3 położony jest poniżej 2500 m. W otworach Banie 1 i Radęcin 1 piaskowce poziomu piaskowca trzcinowego są zbyt cienkie, aby je zakwalifikować do potencjalnych kolektorów. W otworach Strzelce Krajeńskie IG 1 i Drawno 1 horyzont piaskowca trzcinowego posiada bardzo dobre uszczelnienie wyższego kajpru środkowego, miejscami również górnego, bezpośrednio w nadkładzie. Miąższość poziomu uszczelniającego przekracza 200 m. Potencjał kolektorski osadów triasu jest tutaj bardzo ograniczony ze względu na niewielką rozciągłość lateralną potencjalnego poziomu kolektorskiego i jego stosunkowo małą miąższość. Układ kolektor-uszczelnienie jest jednak bardzo korzystny ze względu na ich bezpośrednie sąsiedztwo w profilu pionowym.

Na podstawie geologicznej analizy krzywych karotażowych najlepszych własności petrofizycznych spodziewać się można w poziomie kolektorskim kajpru górnego (Tk3), występującym w południowej części rejonu Koszalina, wschodniej części rejonu Szczecinka, północnej części rejonu Bydgoszczy i wschodniej części rejonu Kamienia Pomorskiego (**Fig. 1.1.3\_188**). Poziom ten nie posiada jednakże uszczelnienia, co praktycznie wyklucza składowanie CO2 w tym poziomie.

Poziom kolektorski piaskowca trzcinowego (Tk2b; kajper środkowy, trias górny) również powinien charakteryzować się dobrymi własnościami petrofizycznymi. Poziom ten posiada zwykle dobre uszczelnienie bezpośrednio w nadkładzie, ma jednak bardzo małe rozprzestrzenienie lateralne. Występuje on w południowej części rejonu Koszalina, lokalnie w środkowej części rejonu Szczecinka oraz w rejonie Choszczna. Bardzo lokalnie również w rejonie Bydgoszczy (**Fig. 1.1.3\_189**).

Bardzo lokalnie poziomy kolektorskie występują w kajprze dolnym triasu środkowego (Tk1). Ich znikoma rozciągłość lateralna powoduje brak perspektywiczności dla składowania CO2 (**Fig. 1.1.3\_190**).

W rejonie Kamienia Pomorskiego wydzielono poziom kolektorski w formacji barwickiej triasu dolnego (Tp3; górny pstry piaskowiec, **Fig. 1.1.3\_191**). Analiza karotaży wskazuje na możliwość występowania bardzo zmiennych własności kolektorskich.

Poziom kolektorski formacji połczyńskiej triasu dolnego ma największe rozprzestrzenienie lateralne (Tp2.2). Największe miąższości i najlepsze wykształcenie wykazuje on w rejonie Kamienia Pomorskiego, Koszalina i w północnej części rejonu Szczecinka (**Fig. 1.1.3\_192**). W rejonie Bydgoszczy i w rejonie Choszczna brak jest potencjalnych poziomów kolektorskich w formacji połczyńskiej. Uszczelnienie tego poziomu nie leży jednakże bezpośrednio w jego nadkładzie. Tworzą go osady triasu górnego (głównie kajper środkowy).

W północnej części rejonu Koszalina oraz w południowo-zachodniej części rejonu Bydgoszczy poziom kolektorski wydzielony został w spągu formacji pomorskiej triasu dolnego (Tp2.1; środkowy pstry piaskowiec, **Fig. 1.1.3\_193**). Miąższość tego poziomu nie przekracza jednak 40 m. Posiada on jednakże uszczelnienie w bezpośrednim nadkładzie. Poziom piaskowcowy formacji pomorskiej występuje na całym

obszarze rejonu Koszalina. W większości analizowanych otworów posiada on piaskowcowo-węglanowe wykształcenie (piaskowce ku dołowi przechodzące w piaskowce wapniste lub wapienie), co drastycznie obniża jego własności petrofizyczne. Z tego względu nie był on uznawany za potencjalny poziom kolektorski. W pozostałych rejonach poziom ten charakteryzuje ponadto zbyt mała miąższość.

W całym rejonie NW Polski regionalne uszczelnienie tworzą osady kajpru, a zwłaszcza kajpru środkowego. Uszczelnienie to traci dobre własności uszczelniające lub wyklinowuje się w zachodniej części rejonu Kamienia Pomorskiego oraz we wschodniej części rejonu Szczecinka i północnej części rejonu Bydgoszczy (**Fig. 1.1.3\_194**).



Fig. 1.1.3\_173 Lokalizacja linii korelacji międzyotworowych



**Fig. 1.1.3\_174** Lokalizacja regionów z opracowanym potencjałem sekwestracyjnym triasu w obrębie planu struktur mezozoicznych Polski północno-zachodniej



Fig. 1.1.3\_175 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Dargobądzem 1 i Kamieniem Pomorskim IG 1 (rejon Kamienia Pomorskiego, linia I). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



**Fig. 1.1.3\_176** Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Dargobądzem 1 i Brojcami IG 1 (rejon Kamienia Pomorskiego, linia II). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG).



Linia III Rokita IG 1 - Brojce IG 1



Linia IV Trzebież 3 - Trzebież 2





JAMNO IG 1



Fig. 1.1.3\_179 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Dunowem 1 i Jamnem IG 1 (rejon Koszalina, linia V). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



Fig. 1.1.3\_189 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Tychowem IG 1 i Karsiną 1 (rejon Koszalina, linia VI). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



Fig. 1.1.3\_181 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Tychowem IG 1 i Bobolicami 1 (rejon Koszalina, linia VII). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



Fig. 1.1.3\_182 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Czaplinkiem IG 2 i Bobolicami 1 (rejon Koszalina, linia VIII). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.







Fig. 1.1.3\_184 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Lędyczkiem 1 i Tucholą IG 1 (rejon Szczecinka, linia X). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



Fig. 1.1.3\_185 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Bydgoszczą IG 1 i Wudzyniem 1 (rejon Bydgoszczy, linia XI). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



Fig. 1.1.3\_186 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Janowcem 3 i Bydgoszczą IG 1 (rejon Bydgoszczy, linia XII). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



Fig. 1.1.3\_187 Poziomy kolektorskie i uszczelniające w triasie między Chociwlem 3 i Baniami 1 (rejon Choszczna, linia XIII). Krzywe geofizyczne: lewa – naturalne promieniowanie gamma (PG), prawa krzywa – wzbudzone promieniowanie gamma (PNG). Pozostałe objaśnienia na Fig. 1.1.3\_176.



**Fig. 1.1.3\_188** Rozkład miąższości potencjalnego poziomu kolektorskiego kajpru górnego (Tk3) w północnozachodniej Polsce na tle rozkładu struktur antyklinalnych i opracowywanych podregionów



**Fig. 1.1.3\_189** Rozkład miąższości potencjalnego poziomu kolektorskiego piaskowca trzcinowego (Tk2b) w północno-zachodniej Polsce na tle rozkładu struktur antyklinalnych i opracowywanych podregionów



**Fig. 1.1.3\_190** Rozkład miąższości potencjalnego poziomu kolektorskiego kajpru dolnego (Tk1) w północnozachodniej Polsce na tle rozkładu struktur antyklinalnych i opracowywanych podregionów



Fig. 1.1.3\_191 Rozkład miąższości potencjalnego poziomu kolektorskiego formacji barwickiej triasu dolnego (Tp3) w północno-zachodniej Polsce na tle rozkładu struktur antyklinalnych i opracowywanych podregionów



**Fig. 1.1.3\_192** Rozkład miąższości potencjalnego poziomu kolektorskiego formacji połczyńskiej triasu dolnego (Tp2.2) w północno-zachodniej Polsce na tle rozkładu struktur antyklinalnych i opracowywanych podregionów



**Fig. 1.1.3\_193** Rozkład miąższości potencjalnego poziomu kolektorskiego formacji pomorskiej triasu dolnego (Tp2.1) w północno-zachodniej Polsce na tle rozkładu struktur antyklinalnych i opracowywanych podregionów



Fig. 1.1.3\_194 Lokalizacja obszarów pozbawionych poziomu uszczelniającego kajpru środkowego triasu górnego

# Zebranie i interpretacja danych sejsmicznych (Grzegorz Wróbel. Maciej Tomaszczyk)

Przedstawione opracowanie prezentuje wyniki prac wykonanych w ramach projektu "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO<sub>2</sub> wraz z ich programem monitorowania" dla rejonu VII (NW Polska). Przedmiotem tych prac było zweryfikowanie budowy strukturalnej oraz rozkładu miąższości potencjalnych mezozoicznych poziomów kolektorskich oraz warstw uszczelniających dla wybranych struktur geologicznych wytypowanych do podziemnego składowania CO2 w rejonie Szczecina. Niezmiernie ważną kwestią była również lokalizacja i identyfikacja potencjalnych stref uskokowych.

# <u>Obszar badań</u>

Na analizowanym obszarze, który zlokalizowany jest w obrębie niecki szczecińskiej w trakcie wcześniej zrealizowanych projektów badawczych (Tarkowski i in., 2005; EU GeoCapacity project, zadanie **1.1.19**) wytypowano wstępnie kilka struktur geologicznych oraz poziomów zbiornikowych i uszczelniających (wieku kredowego, jurajskiego i triasowego) do podziemnego składowania dwutlenku węgla: struktura Chabowa, struktura Choszczna, struktura Huty Szklanej, struktura Marianowa, struktura Oświna, struktura Rokity, struktura Suliszewa, struktura Trzebieży (**Fig. 1.1.3\_195**).

Ze względu na nierównomierne pokrycie omawianego obszaru profilami sejsmicznymi oraz dostępność cyfrowych danych sejsmicznych do szczegółowej interpretacji sejsmicznej wybrano obszar obejmujący struktury Choszczna oraz Suliszewa (**Fig. 1.1.3\_196**).

# Wytypowane poziomy zbiornikowe i warstwy uszczelniające

Wykonane w ramach raportowanego projektu szczegółowe badania geologiczne kompleksu mezozoicznego w kluczowych otworach wiertniczych na obszarze niecki szczecińskiej (por. zadanie **1.1.3**, rejon VII - korelacje międzyotworowe) pozwoliły na wydzielenie poziomów zbiornikowych oraz uszczelniających perspektywicznych dla podziemnego składowania CO<sub>2</sub>.

Najlepszym potencjalnym kolektorem są tu piaskowce formacji komorowskiej górnego pliensbachu, które są przykryte od góry serią ilasto-mułowcową formacji ciechocińskiej dolnego toarku. Poniżej w profilu jury dolnej występuje jeszcze jeden potencjalny kolektor zbudowany z piaskowców synemuru i hetangu, uszczelniony od góry utworami iłowcami i mułowcowymi pliensbachu dolnego.

# Interpretacja strukturalna danych sejsmicznych

Horyzonty korelowane na załączonych zinterpretowanych profilach sejsmicznych w rejonie struktury Choszczna i struktury Suliszewa (Fig. 1.1.3\_197–200):

- J3 strop jury górnej (jasno niebieski)
- J2 strop jury środkowej (niebieski)
- JPL3-kol strop górnego pliensbachu kolektor (czerwony)

## JS-kol – strop synemuru i hetangu – kolektor (czerwony)

## **T3** – strop triasu

- Tm3 strop górnego wapienia muszlowego
- Tp2 strop środkowego pstrego piaskowca
- P3 strop utworów permu górnego

## • Struktura Choszczna

Struktura Choszczna położona jest w środkowej części niecki szczecińskiej, około 65km na południowywschód od Szczecina (**Fig. 1.1.3\_195**). Jest to antyklina o przebiegu NW-SE, która rozwinęła się ponad poduszką solną na przełomie kredy górnej i paleogenu, w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej. Analizowana struktura rozpoznana jest tylko jednym głębokim otworem wiertniczym – Choszczno IG-1, zlokalizowanym na południowo-wschodnim zboczu struktury (**Fig. 1.1.3\_196** i **Fig. 1.1.3\_197**). Dowiązanie tego otworu do czasowego profilu sejsmicznego WL240383, który pokazany jest na figurze 3, dokonano za pomocą tabeli czas-głębokość wygenerowanej w oparciu o pomiary prędkości średnich.

Miąższość zarówno głównego poziomu zbiornikowego, tj. piaskowców górnego pliensbachu jak i niżej występującego kolektora synemuru i hetangu, jest względnie stała (**Fig. 1.1.3\_197**) i w wierceniu Choszczno IG-1 osiąga, odpowiednio, 106m (1230,0-1336,0m) oraz 152,5m (1348,0-1500,5m). Niemniej jednak jakość dostępnych danych sejsmicznych nie umożliwia precyzyjnego śledzenia spągu obu kolektorów. Omawianą strukturę przecinają tylko 2 profile sejsmiczne, co stanowi istotny problem przy określeniu zamknięcia antykliny od południa (**Fig. 1.1.3\_201** i **Fig. 1.1.3\_202**). Z kolei północno-zachodnie zamknięcie struktury Choszczna kontrolowane jest sejsmicznie oraz pośrednio za pomocą otworu Dolice GEO-1, który nawierca wyłącznie jurę górną i środkową. Strop nierozdzielnej jury w otworze Dolice GEO-1 znajduje się na głębokości 1059,0m, tj. 61,5m głębiej niż w wierceniu Choszczno IG-1 (gł. 997,5m). Zakładając, że miąższość jury górnej i środkowej w wierceniu Dolice GEO-1 jest podobna jak w wierceniu Choszczno IG-1 to można z tego wnioskować, że strop kolektora górnego pliensbachu będzie tam na głębokości ok. 1290-1300m. Zamknięcie struktury od NE jest dość pewne, natomiast od SW jest kontrolowane tylko 1 profilem sejsmicznym. W obrębie kompleksu jurajsko-triasowego nie zinterpretowano żadnych nieciągłych stref deformacji.

## Struktura Suliszewa

Struktura Suliszewa położona jest w centralnej części niecki szczecińskiej, ok. 10 km na E od struktury Choszczna (**Fig. 1.1.3\_195**). Jest to antyklina o przebiegu NW-SE, która ukształtowała się, podobnie jak antyklina Choszczna, na przełomie kredy i paleogenu, w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej. Omawiana struktura rozpoznana jest trzema wierceniami: Suliszewo1, Radęcin-1 i Pławno-1, oraz zdjęciem sejsmicznym Chociwel-Czaplinek, wykonanym w połowie lat 80-tych przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych. Dowiązanie danych sejsmicznych do ww. otworów wiertniczych wykonano za pomocą tabel czas-głębokość wygenerowanych w oparciu o pomiary prędkości średnich, które były dostępne dla wszystkich trzech wierceń.

Struktura Suliszewa była przedmiotem wcześniejszych opracowań mających na celu wytypowanie struktur geologicznych, które mogłyby stanowić podziemne składowiska CO2 i była ona przedstawiana jako niewielka struktura antyklinalna z kulminacją w pobliżu wiercenia Suliszewo-1 (**Fig. 1.1.3\_195**).

W wyniku przeprowadzonej w ramach niniejszego projektu interpretacji dostępnych danych sejsmicznych okazało się, że struktura Suliszewa jest znacznie większa i może być rozszerzona w kierunku południowym (Fig. 1.1.3\_201 i Fig. 1.1.3\_202). Powiększona w taki sposób struktura Suliszewa posiada trzy kulminacje: (1) północną w rejonie wiercenia Suliszewo-1, (2) południowo-wschodnią w rejonie wiercenia Radęcin-1 i południowo-zachodnią w rejonie wiercenia Pławno-1. Najpłytszą jest kulminacja południowo-wschodnia, gdzie strop pliensbachu górnego występuje na głębokości ok. 1000 m ppm (w wierceniu Radęcin-1 1006,5 m ppm) (Fig. 1.1.3\_201). Zamkniecie struktury Suliszewa od NE jest bardzo dobre (Fig. 1.1.3\_198 i Fig. 1.1.3\_199). Równie dobre jest zamkniecie struktury od północy, w rejonie wiercenia Suliszewo-1 (Fig. 1.1.3\_200). Najsłabiej zbadanym miejscem jest zamknięcie struktury od południowego wschodu, gdzie ze względu na brak danych nie można dokładnie określić głębokości izolinii granicznej dla niższego kolektora (Fig. 1.1.3\_202).

Na figurze 7 pokazano mapę głębokościową stropu kolektora górnego pliensbachu, na której zaznaczono fragment struktury, który mógłby być przeznaczony na podziemne składowisko CO2. Potencjalne składowisko wyznacza izolinia 1430mppm (**Fig. 1.1.3\_201**). Wielkość potencjalnego składowiska CO2 w niższym poziomie kolektorskim, tj. piaskowcach synemuru i hetangu, prezentuje figura 8. W tym przypadku najpłytszą kulminacją jest również kulminacja południowo-wschodnia, w rejonie wiercenia Radęcin, w którym strop niższego kolektora występuje na 1115mppm. Potencjalne składowisko CO2 wyznaczałaby w tym przypadku izolinia 1570mppm (**Fig. 1.1.3\_202**).

Przeprowadzona interpretacja danych sejsmicznych nie wykazała obecności uskoków w obrębie kompleksu jurajsko-triasowego. Jednakże, jakość danych sejsmicznych (por. **Fig. 1.1.3\_198** i **Fig. 1.1.3\_200**) obniża poziom wiarygodności i nie pozwala na jednoznaczne stwierdzenie czy w obrębie kolektorów oraz uszczelnień nie występują deformacje nieciągłe niewielkiej skali.



Fig. 1.1.3\_195 Mapa lokalizacyjna profili sejsmicznych i otworów wiertniczych oraz wytypowanych struktur geologicznych w rejonie VII (NW Polska)



Fig. 1.1.3\_196 Mapa lokalizacyjna zinterpretowanych profili sejsmicznych oraz otworów wiertniczych wykorzystanych w trakcie interpretacji wybranych struktur geologicznych w rejonie VII (NW Polska).



Fig. 1.1.3\_197 Fragment profilu sejsmicznego WL240383 o przebiegu NE-SW, przechodzącego przez strukturę Choszczna w rejonie wiercenia Choszczno IG-1.Po prawej części prezentowanego profilu sejsmicznego widoczny jest północno-zachodni skłon północnej kulminacji struktury Suliszewa. Na żółto zaznaczono wytypowane jurajskie poziomy zbiornikowe. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_198 Fragment profilu sejsmicznego W0230386 o przebiegu NE-SW, przechodzącego przez północną kulminację struktury Suliszewa w rejonie wiercenia Suliszewo-1. Na żółto zaznaczono wytypowane jurajskie poziomy zbiornikowe. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.


Fig. 1.1.3\_199 Fragment profilu sejsmicznego W0220383 o przebiegu NE-SW, przechodzącego przez południowo-zachodnią (w rejonie wiercenia Pławno-1) i południowo-wschodnią kulminacje struktury Suliszewa. Na żółto zaznaczono wytypowane jurajskie poziomy zbiornikowe. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



**Fig. 1.1.3\_200** Transekt sejsmiczny złożony z profili sejsmicznych WA330385, W0330385B, W0330385A o przebiegu NW-SE, przechodzącego przez północną i południowo-wschodnią kulminacje strukturę Suliszewa w rejonie wierceń, odpowiednio, Suliszewo-1 oraz Radęcin-1. Na żółto zaznaczono wytypowane jurajskie poziomy zbiornikowe. Objaśnienia skrótów nazw interpretowanych horyzontów w tekście.



Fig. 1.1.3\_201 Mapa głębokościowa stropu kolektora górnego pliensbachu wraz z zaznaczoną lokalizacją zinterpretowanych profili sejsmicznych pokazanych na fig. 3 – 6. Kolorową skala barw oznaczono fragmenty struktur, które mogą być wykorzystane do magazynowania CO2 w tym poziomie zbiornikowym. Poziom odniesienia 0 m npm.



Fig. 1.1.3\_202 Mapa głębokościowa stropu kolektora synemuru i hetangu wraz z zaznaczoną lokalizacją zinterpretowanych profili sejsmicznych pokazanych na fig. 3 – 6. Kolorową skala barw oznaczono fragmenty struktur, które mogą być wykorzystane do magazynowania CO2 w tym poziomie zbiornikowym. Poziom odniesienia 0 m npm.

# Regionalne modele przestrzenne dla utworów kredy i jury w rejonie Pomorza (NW Polska i przyległa część rejonu VIII)

#### (Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Marek Hajto)

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych stropu i spągu dolnej kredy oraz środkowej i dolnej jury. Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych dolnej kredy - dolnej jury, na wytypowanym obszarze Pomorza.

#### Opracowanie modeli strukturalnych głównych granic stratygraficznych układów sekwestracyjnych

Zasadniczy etap pracy stanowiło reambulacja modeli strukturalnych powierzchni granicznych potencjalnych układów sekwestracyjnych: kompleksów dolnej i środkowej jury oraz dolnej kredy. W tym celu na podstawie materiałów opracowanych w poprzednich latach w KSE AGH (Górecki et al. 2006, Papiernik, Hajto w: Peryt 2008) publikowanych map (Dadlez et al. 2000) oraz cząstkowych danych dostarczonych przez PIG-PIB Warszawa w trakcie realizacji zadania.

Opracowany zestaw modeli cyfrowych (gridów 2D) obejmuje mapy:

- stropu kredy dolnej
- spągu kredy dolnej
- stropu jury środkowej
- stropu jury dolnej
- spągu jury dolnej

Powierzchnie te ograniczają dolnokredowy i dolnojurajski układy sekwestracyjne.

#### Metodologia przetwarzania

Do opracowania przedstawianych modeli strukturalnych zastosowano zmodyfikowaną metodologię przetwarzania numerycznego wypracowaną na przestrzeni 20 ostatnich lat. Obejmuje ona oparte na wykorzystaniu programu ZMAP+ techniki adaptacji cyfrowanych map konturowych – głównie map sejsmicznych, reprocessing istniejących siatek interpolacyjnych oraz integrację danych archiwalnych, otworowych i sejsmicznych (Papiernik 1998, Górecki et. al. 1998, 2001, Papiernik et al. 2000, Papiernik, Hajto, Górecki 2005, Górecki et al. 2006).

Pomijając znaczące zmiany lokalne - przedstawiane modele w porównaniu z poprzednio opracowanymi, mają bardziej złożoną tektonikę i są dokładniej dopasowane do danych otworowych i sejsmicznych w strefach przyuskokowych. Dopływ nowych danych tektonicznych, strukturalnych i otworowych spowodował także znaczącą lokalną modyfikację wszystkich przedstawianych modeli. Większą szczegółowość odwzorowania tektonicznego zapewniło m.in. wprowadzenie w SW części obszaru badań sieci dyslokacji biegnących kierunku NW–SE na podstawie Mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez et al. 2000). Opracowano je w programach Zmap+ i Petrel w formie gridów 2D o spacjowaniu 500 x500 m.

#### Dane wejściowe

Podstawowe dane wejściowe do opracowania modeli strukturalnych stanowiły siatki interpolacyjne opracowane przez zespół KSE AGH w ramach realizacji Atlasu geotermalnego mezozoiku (Górecki et al. 2006) map stropu kredy dolnej, stropu jury górnej, stropu jury dolnej oraz stropu triasu górnego, a także modele spągu kredy górnej i spągu kredy dolnej i górnej, oraz spągu jury środkowej i dolnej. Dodatkową mapę stropu triasu dolnego (pstrego piaskowca środkowego) opracowano w wyniku znaczącej reambulacji mapy spągu triasu środkowego (retu) opracowane przez B. Papiernika i M. Hajto w trakcie realizacji oraz Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008).

Wszystkie te regionalne modele musiano wymagały daleko idącej integracji – z odwzorowań stożkowych Albersa (Górecki et al. 2006) i Lamberta (Papiernik et al. 2008) bądź stożkowych siecznych (Układ 1992) do używanego w przemyśle naftowym odwzorowania Układ 1942 (walcowe styczne). Konwersji tej dokonano tak, aby w przyszłości uzyskać możliwość dowiązania do projektu nowych danych. Zmiana odwzorowania oznacza w praktyce konieczność ponownej estymacji modeli i ich dowiązania do tzw. danych twardych (otwory) i miękkich (sejsmika). Nowo obliczone siatki interpolacyjne zyskały większą zgodność z danymi otworowymi poprzez zwiększenie gęstości (spacjowanie grida 500m x 500m).

#### Dane otworowe

Opracowane modele strukturalne precyzyjnie dowiązano do profili odwiertów położonych na obszarze badań. Wykorzystywane dane otworowe pochodziły częściowo z bazy danych otworowych zgromadzonych w trakcie opracowania regionalnych map strukturalnych do Atlasu basenu południowo permskiego (Papiernik et al. 2008) jednakże w większość z nich pochodziła z bazy danych geotermalnych Katedry Surowców Energetycznych AGH.

Mapy stropu kredy dolnej (**Fig. 1.1.3\_203**) i spągu kredy dolnej (**Fig. 1.1.3\_204**) stanowią przybliżoną granicę dolnokredowego układu sekwestracyjnego. Pierwszy z wymienionych modeli strukturalnych dowiązano do 252 profili odwiertów położonych na obszarze badań.

Przybliżoną dolną granicę jurajskiego układu sekwestracyjnego stanowi na obszarze Pomorza spągowa powierzchnia kompleksu jury dolnej (**Fig. 1.1.3\_207**). Model tej powierzchni dowiązano do danych głębokościowych z 214 odwiertów położonych na obszarze badań.

#### Regionalne przekroje sejsmiczne

Wykonane mapy powierzchni strukturalnych dolnej kredy oraz środkowej i dolnej jury zostały dowiązane również do wyników interpretacji regionalnych przekrojów sejsmicznych o przebiegu SW-NE; czyli generalnie prostopadłych do rozciągłości opracowanych powierzchni strukturalnych (**Fig. 1.1.3\_203 - 207**).

#### Mapy wynikowe

Wynikowe modele powierzchni strukturalnych dolnej kredy, środkowej i dolnej jury przedstawiono w postaci rysunków umieszczonych w niniejszym opracowaniu tekstowym (**Fig. 1.1.3\_203 - 207**), a także w formie gridów.



Mapa strukturalna stropu kredy dolnej

Fig. 1.1.3\_203 Mapa strukturalna stropu kredy dolnej



Mapa strukturalna spagu kredy dolnej

Fig. 1.1.3\_204 Mapa strukturalna spągu kredy dolnej



Mapa strukturalna stropu jury srodkowej

Fig. 1.1.3\_205 Mapa strukturalna stropu jury środkowej



## Mapa strukturalna stropu jury dolnej

Fig. 1.1.3\_206 Mapa strukturalna stropu jury dolnej



Mapa strukturalna spagu jury dolnej

Fig. 1.1.3\_207 Mapa strukturalna stropu jury środkowej

#### Regionalne modele przestrzenne dla utworów triasu w rejonie Pomorza (NW Polska i przyległa część rejonu VIII oraz VI) (Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Marek Hajto)

W ramach opracowania dokonano reambulacji map strukturalnych stropu i spągu dolnego triasu. Opracowane modele strukturalne będą stanowiły granice osnowy strukturalnej trójwymiarowych modeli układów sekwestracyjnych dolnej kredy - dolnej jury, na wytypowanym obszarze Pomorza.

#### Mapy strukturalne stropu i spągu pstrego piaskowca

Podstawowe dane wejściowe do opracowania modeli strukturalnych stropu i spągu pstrego piaskowca stanowiły siatki interpolacyjne opracowane przez zespół KSE AGH w ramach realizacji "Atlasu geotermalnego mezozoiku" (Górecki i in. 2006). Mapy te zostały poddane znaczącej reambulacji przez B. Papiernika i M. Hajto w trakcie realizacji "Atlasu basenu południowo permskiego" (Doornenbal i in. 2010).

Wszystkie te regionalne modele musiano wymagały daleko idącej integracji – z odwzorowań stożkowych Albersa (Górecki i in. 2006) i Lamberta (Papiernik i in. 2008) bądź stożkowych siecznych (Układ 1992) do używanego w przemyśle naftowym odwzorowania Układ 1942 (walcowe styczne). Konwersji tej dokonano tak, aby w przyszłości uzyskać możliwość dowiązania do projektu nowych danych. Zmiana odwzorowania oznacza w praktyce konieczność ponownej estymacji modeli i ich dowiązania do tzw. danych twardych (otwory) i miękkich (sejsmika). Nowo obliczone siatki interpolacyjne zyskały większą zgodność z danymi otworowymi poprzez zwiększenie gęstości (spacjowanie grida 500m x 500m).

Mapy strukturalne stropu i spągu pstrego piaskowca na Pomorzu (**Fig. 1.1.3\_208** i **209**) dowiązano odpowiednio do 265 i 198 profili wierceń położonych na obszarze badań.

Wynikowe modele powierzchni strukturalnych dolnej kredy, środkowej i dolnej jury przedstawiono w postaci rysunków umieszczonych w niniejszym opracowaniu tekstowym (**Fig. 1.1.3\_208** i **209**), a także w formie gridów.



Fig. 1.1.3\_208 Mapa strukturalna stropu pstrego piaskowca



Fig. 1.1.3\_209 Mapa strukturalna spągu pstrego piaskowca

### Rejon VIII - Łeba-Bałtyk oraz NE Polska

#### Korelacja utworów środkowokambryjskich na bloku Łeby (B)

#### (Jolanta Pacześna)

Do korelacji zastosowano metodę wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji, polegającą na wyróżnieniu w profilach środkowokambryjskich kluczowych powierzchni nieciągłości i wydzieleniu na podstawie ich przebiegu jednostek stratygrafii sekwencji.

Osady środkowego kambru w morskiej części bloku Łeby (B) wykazują zmiany środowisk sedymentacji, ilustrujące kontinuum spłycających się ku górze pakietów środowisk od górnego odbrzeża poprzez głębsze i płytsze strefy dolnego przybrzeża. Każdy z powyższych pakietów środowisk jest parasekwencją czyli najmniejszą jednostką stratygrafii sekwencji.



**Fig. 1.1.3\_210** Korelacja utworów środkowego kambru w morskiej części bloku Łeby, wykazujących dobre własności zbiornikowe do składowania CO2 (patrz Fig. **Fig. 1.1.3\_211** i **212**)

Granice parasekwencji zostały zdefiniowane na podstawie wymiany zespołów skamieniałości śladowych (Pacześna, 1998, 2012). Każde stwierdzone w profilu zastąpienie płytkowodnej asocjacji skamieniałości śladowych przez asocjację głębokowodną wskazuje na pogłębienie się zbiornika i wyznacza powierzchnię morskiego zalewu, będącą jednocześnie izochroniczną w skali regionalnej granicą parasekwencji (GPS) lub zestawu parasekwencji (GZPS). Uzupełniających informacji o abiotycznych czynnikach środowiskowych dostarczyła analiza zmienności zestawów struktur sedymentacyjnych, towarzyszących asocjacjom skamieniałości śladowych.

W profilach środkowego kambru bloku Łeby wydzielono podstrefę górnego odbrzeża, rozciągającą się powyżej maksymalnej, sztormowej podstawy falowania oraz dolnego przybrzeża, występującego powyżej normalnej podstawy falowania. W każdej z obu podstref wyróżniono część dystalną i proksymalną.

Na podstawie typowania powierzchni nieciągłości w profilach środkowego kambru wyróżniono trzy parasekwencje. Najwyższa, czwarta parasekwencja znajduje się w utworach górnego kambru i najprawdopodobniej współcześnie stwierdzany jej zasięg jest wtórny wskutek częściowego, erozyjnego jej usunięcia.

Najwyższa parasekwencja rejestrowana obecnie w profilach B6, B4, B3 składa się z następujących po sobie, spłycających się stopniowo ku górze środowisk sedymentacji, od głębszego dystalnego górnego odbrzeża do płytszego dystalnego dolnego przybrzeża. Poziom zbiornikowy dla składowania CO2 znajduje się w piaskowcach drobnoziarnistych dolnego przybrzeża. Bezpośrednio nad środowiskiem dolnego przybrzeża w profilu pojawia się ponownie dystalne górne odbrzeże, wskazując na znaczące pogłębienie się zbiornika. Zdarzenie to wyznacza jednocześnie górną granicę najwyższej parasekwencji i współcześnie stwierdzanego zestawu parasekwencji (GZPS). Parasekwencje wyróżnione w profilach północno-zachodniej, północnej i północno-wschodniej części bloku Łeby cechuje zmienność miąższości od około 50 m do 100 m.

Prawie identyczny obraz architektury stratygraficznej jest obserwowany w profilu środkowego kambru w otworze B8 (**Fig. 1.1.3\_210**) gdzie występują również cztery parasekwencje, tworzące jeden zestaw o pionowym układzie progradacyjnym. Zestaw parasekwencji podobnie jak w profilach B6, B4 i B3, obejmuje większą część współczesnego profilu środkowego kambru, natomiast różnice występują w miąższościach parasekwencji, które w profilu B8 cechuje mniejsza miąższość.

Najkorzystniejszymi własnościami zbiornikowymi do składowania CO2 cechuje się najwyższy poziom piaskowcowy w parasekwencji 3. Jest to poziom piaskowców drobnoziarnistych o dobrych własnościach zbiornikowych, w którym porowatość osiąga wartości (>10 %), kwalifikujące te utwory jako zbiornikowe dla CO2.

Korelacja sekwencyjna poprowadzona w dwóch różnych kierunkach, z południa na północ i z północnegozachodu na południowy-wschód wykazała, że poziom zbiornikowy ma szerokie rozprzestrzenienie w obszarze o lekko wygiętym, owalnym zarysie. Poziom zbiornikowy w parasekwencji 3 charakteryzują również wyrównane miąższości w otworach B6, B4 i B3. Mniejsza miąższość poziomu zbiornikowego w profilu B8 jest zgodna z regionalnym trendem spadku ilości warstw piaskowcowych i ich miąższości w profilach środkowego kambru na bloku Łeby w kierunku południowo-wschodnim i południowym. Wraz ze zmniejszeniem się miąższości utworów środkowego kambru stopniowo zanikają korzystne własności zbiornikowe do składowania CO2.

Cały wspomniany wyżej obszar występowania poziomu zbiornikowego jest przykryty uszczelnieniem regionalnym o bardzo dużej miąższości, przekraczającej 1300 m. Uszczelnienie budują iłowcowe utwory

górnego kambru oraz iłowcowo-węglanowy kompleks ordowicko-sylurski. Miąższość kompleksu zwiększa się ku S i SW.



Fig. 1.1.1\_211 Mapa strukturalna stropu kambru na bloku Łeby (B) (Modliński, 1998). Czerwonym kolorem zaznaczono obszar najkorzystniejszych własności zbiornikowych dla składowania CO2.



Fig. 1.1.1\_212 Mapa łącznej miąższości piaskowców w obrębie kambru na bloku Łeby (B) i przyległym obszarze lądowym

#### Korelacja utworów środkowokambryjskich w NE Polsce

#### (Jolanta Pacześna)

Utwory środkowego kambru we wschodniej części obniżenia bałtyckiego cechują wyjątkowo korzystne własności zbiornikowe dla składowania CO2.



Fig. 1.1.3\_213 Korelacja utworów środkowego kambru w centralnej strefie wschodniej części obniżenia bałtyckiego (NE Polska)

Utwory środkowego kambru w północno-wschodniej Polsce charakteryzują się bardzo dobrymi własnościami zbiornikowymi. Wartości porowatości często przekraczają 20%. Fakt ten jest rejestrowany w centralnej i wschodniej części obszaru. Ku zachodowi wartości porowatości i przepuszczalności wraz ze wzrostem głębokości zalegania utworów środkowego kambru, zmniejszają się. Ku wschodowi, pomimo doskonałych parametrów petrofizycznych, gwałtownie zmniejsza się (>800 m) głębokość zalegania utworów kambru środkowego, uniemożliwiając tym samym składowanie CO2. W kierunku północnego skłonu wyniesienia mazursko-białoruskiego następuje wyklinowywanie się utworów środkowego kambru, aż do ich całkowitego zaniku na wyniesieniu.

W centralnej części omawianego obszaru przeprowadzono korelację stratygraficzną w kierunku NE-SW, między otworami Bartoszyce IG 1-Lidzbark Warmiński 2 i Dobre Miasto 1 (**Fig. 1.1.3\_213**). Poziom zbiornikowych piaskowców drobnoziarnistych z przewarstwieniami piaskowców różnoziarnistych z pojedynczymi ziarnami kwarcu, wykazuje się we wszystkich trzech profilach wyrównanymi miąższościami, pomimo istnienia stref dyslokacyjnych o przebiegu NW-SE między wymienionymi wyżej otworami (Stolarczyk, Tyski, 1972). Najprawdopodobniej wpływa na powyższy fakt niewielki zrzut uskoków. We

wszystkich trzech otworach stwierdzono w utworach środkowego kambru bardzo wysokie wartości porowatości, często przekraczające 20 %. Środkowokambryjski poziom zbiornikowy jest w tej części obniżenia bałtyckiego dobrze izolowany, gdyż występujące w nim wody mają są wysokozmineralizowane, co wskazuje na ich reliktowy charakter, wysoką szczelność zbiornika i brak kontaktu z wodami infiltracyjnymi (Razowska-Jaworek, ten tom). Wspomniane wyżej fakty wskazują, że rolę zbiornika dla składowania CO2 pełni w omawianym regionie cały kompleks utworów środkowokambryjskich.

W poziomie piaskowców zbiornikowych występują trzy wkładki mułowcowo- iłowcowe o niewielkiej miąższości rzędu kilkudziesięciu centymetrów. Ich obecność nie obniża wartości całego poziomu piaskowcowego środkowego kambru jako zbiornika CO2.

Rolę uszczelnienia regionalnego pełni ilasto-wapienny kompleks ordowicko-sylurski o miąższości od 300 do 600m. Miąższość uszczelnienia we wspomnianym wyżej zakresie zwiększa się z NE ku SW.

# Opracowanie materiałów archiwalnych, zwłaszcza otworowych (1.4.2 - PBG)

Rejon I - Bełchatów (Zdzisław Żuk)

W ramach zadania wykonano skanowanie, digitalizację oraz łączenie **krzywych geofizyki wiertniczej**. Powyższe operacje wykonano na pięciu otworach: Aleksandrów Łódzki-1, Sieradz-1, Tuszyn-9, Wieluń-6, Wilczyca-1.

Wyniki opracowania zapisano w plikach w formacie LAS (na CD). Do wykonania zadania wykorzystano własne programy: DIGITELL i SAVE\_LAS.

#### Rejon II – GZW oraz pokłady węgla (Zdzisław Żuk)

W ramach zadania wykonano skanowanie, digitalizację oraz łączenie **krzywych geofizyki wiertniczej**. Powyższe operacje wykonano w partii złożowej dla następujących otworów:

- Krzyżowice IG-1
- Kyry IG-6
- Wisła Mała IG-3
- Wilków 24
- Wilków 33

Wyniki opracowania zapisano w plikach w formacie LAS (na CD). Do wykonania zadania wykorzystano własne programy: DIGITELL i SAVE\_LAS.

#### Rejon VIII – Łeba-Bałtyk (Zdzisław Żuk)

W ramach zadania wykonano skanowanie, digitalizację oraz łączenie **krzywych geofizyki wiertniczej**. Powyższe operacje wykonano w partii złożowej dla następujących otworów:

- B5-1/2001
- B6-1/1982
- B7-1/1991
- B8-1/1983
- B16-1/1985

Wyniki opracowania zapisano w plikach w formacie LAS (na CD). Do wykonania zadania wykorzystano własne programy: DIGITELL i SAVE\_LAS.

### Pozostałe rejony (Zdzisław Żuk)

W ramach zadania wykonano skanowanie, digitalizację oraz łączenie **krzywych geofizyki wiertniczej**. Powyższe operacje wykonano w partii złożowej dla następujących otworów:

Nazwa otworu	tify (nr - nr)	clinome	asc/inf	bkr/inf	las	uwagi	H>1000m
Adamówka -2	adamo201 - adamo205	- i	+/-	-/-	+		1615
Bielawa W-13	biew1301 - biew1306	+	+/-	-/-	-		1257,5
Bolesławiec N-24	126201 - 126213	+	+/+	+/+	-		1557
Bulkowo -1	bulko101 – bulko107	+	+/-	-/-	-		1982,6
Cewków -4	cewko401 – cewko405	-	+/-	-/-	+		1615
Chełmża -1	chelm101 - chelm125	-	+/-	-/-	-		2506
Deblin -4	071p1w00 - 071p2g00	+	+/-	-/-	-		3000
Deblin -8	070p6v00 - 070p7e00	+	+/-	-/-	-		2928,1
Dzików -3	dziko301 – dziko305	-	+/-	-/-	+		1301
Futory -1	futor101 – futor105	+	+/-	-/-	+		1207
Granice -1		-	+/-	-/-	-		2600 lub 2
Grotów P-11	125201 - 125204	+	+/+	+/+	-		1623
Grudziądz -2	grudz201 – grudz216	-	+/-	-/-	-		3105
Kazimierz -2	070p6t00, 070p9s00 -	( +	+/-	-/-	-	1 tiff z	2203
Kijewo-1	kijew101 – kijew116	+	+/-	-/-	+		1523
Kłokoczyn -1	klo101 – klo118	+	+/-	-/-	-		2778
Komarów -8	komar801 – komar816	+	+/-	-/-	+		2516
Kończewice -1	koncz101 – koncz108	+	+/-	-/-	+		1242
Kotowice W-5	kotow501 – kotow509	+	+/-	-/-	-		1459
Kruszwica -1	kru101 – kru106	+	+/-	-/-	-		1496
Lipówka -1	lipow101 – lipow109	-	+/-	-/-	+		1600
Lubaczów -158	lub15801 – lub15805	+	+/-	-/-	+		1202
Łopacianka -1	070pbh $00 - 070$ pbt $00$	+	+/-	-/-	-		3312
Łosice W-16	los16w01 – los16w05	+	+/-	-/-	-		1500
Młyny -1	mlv101 – mlv113 młvn	+	+/-	-/-	+		3306
Nowa Rola P-9	nowar01 - nowar07	+	+/-	-/-	-		1466
Oleszyce -1	olesz101 – olesz104	+	+/-	-/-	+		1203
Opole Lubelskie -3	070pi000 – 070pi800	-	+/-	-/-	-	brak tif	3000
Pionki -2	070piu00 – 070pi600	+	+/-	-/-	-	brait th	2001
Pionki -7	070pkh00 – 070pkv00	+	+/-	-/-	-		2014
Płońsk -6	plons601 – plons608	+	+/-	-/-	+		1850
Policzna – 1A	070pli00 – 070plu00	+	+/-	-/-	-	pol1a0	2212
Ponetów -1	pon101 – pon117	+	+/-	-/-	-		3007
Przybyłów -1	prz101 – prz117	+	+/-	-/-	-		3857
Radzanów -4	radza401 – radza408	-	+/-	-/-	+		2864
Stare Sioło -1	stsio101 – stsio106	+	+/-	-/-	+		1550
Stróżyska -5	stroz501 – stroz506	-	+/-	-/-	+		3100 5
Szczawno -1	szcz101 - szcz125 sz	d +	+/-	-/-	+		4520 1
Świdnik -16	070pz100 - 070pzc00	+	+/-	-/-	-		1563
Trześniew -1	trz101 - trz130	+	+/-	-/-	-		4532
Turek -1	tur101 – tur105	+	+/-	-/-	-		3003.3
Uszkowce -16	uszk1601 – uszk1603	-	+/-	-/-	-		1346
Uszkowce -24	uszk2401 – uszk2403	-	+/-	-/-	+		1660
Uszkowce -27	uszk2701 – uszk2708	+	+/-	-/-	+		1307
Wechadłów -1	wecha101 - wecha103	-	+/-	-/-	+		1601
Wilczna -1	wil101 - wil111	+	+/-	-/-	-		3205
Wrociszów K-3	126001 - 126004	+	, +/+	, +/+	-		1401
Zwoleń -1	0700000 - 07000000000000000000000000000	-	+/-	-/-	-		1336
Żuromin -2	zurom201 – zurom210	+	+/-	-/-	+		1857.5
Żuromin -5	zurom501 – zurom515	+	+/-	-/-	+		3220.3

Wyniki opracowania zapisano w plikach w formacie LAS (na CD). Do wykonania zadania wykorzystano własne programy: DIGITELL i SAVE\_LAS. Ponadto zeskanowano załączniki w postaci map i przekrojów z następujących poniższych dokumentacji archiwalnych, znajdujących się w Bibliotece Zasobów Geofizycznych PBG: 1. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Radęcin – Wieleń – Murowana Goślina przez PGMiLGN Toruń K. Wróbel, S. Szpinalska, T. Kalisz, Z. Zając 1983 r. S-1886 2. Dokumentacja badań sejsmicznych – refleksyjnych, temat: Górnośląskie

Zagłębie Węglowe, rok badań 1983-84

Z. Majewski, B. Hałoń 1984 r. S-1955

3. Uzupełnienie do dokumentacji badań sejsmicznych - refleksyjnych temat: Górnośląskie Zagłębie Węglowe, rok badań 1983-84

Z. Majewski

4. Opracowanie badań sejsmicznych wykonany	ch w rejonie Kargowa		
przez PGNiG Toruń, temat: Świebodzin – Zielor	a Góra – Nowa Sól		
K. Wról	bel, R. Płocki, B. Krypel	1986 r.	S-2089

5. Sprawozdanie z realizacji tematu: Budowa geologiczna, ewolucja geologiczna i prognozy surowcowe kompleksu dewońsko – karbońskiego obszaru platformowego Polski poz.pl.1.2.5. zadanie Sporządzanie map sejsmicznych poz.pl.1.2.5A – sporządzanie sejsmicznych map prędkości średnich i izobat, arkusz: Włodawa w skali 1 : 200 000 A. Białek, Z. Gontarz, Z. Karpoluk, I. Wilczyska 1988 r. S-2172 6. Mapa głębokościowa granicy refleksyjnej z cechsztynu Z1 na obszarze Zachodnia Granica Państwa po rejon Bydgoszczy, skala 1:200 000 PGNiG Toruń W. Zydorczak-Solawa, W. Kozłowski, M. Ganasińska 1987 r. S-2184 7. Sprawozdanie z realizacji tematu: Budowa geologiczna, ewolucja geologiczna i prognozy surowcowe kompleksu dewońsko – karbońskiego obszaru platformowego Polski poz.pl.1.2.5. zadanie Sporządzanie map sejsmicznych poz.pl.1.2.5A - sporządzanie sejsmicznych map prędkości średnich i izobat arkusz: Chełm, w skali 1 : 200 000, 1988 rok A. Białek, Z. Gontarz, Z. Karpoluk, I. Wilczyska 1988 r. S-2220 8. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Rypin – Grudziądz przez PGNiG Toruń, /rejon Grudziądz/, 1985-1986 H. Krauze, E. Fernik 1987 r. S-2239 9. Mapa głębokościowa granicy refleksyjnej z cechsztynu Z2 na obszarze Zachodnia Granica Państwa po rejon Bydgoszczy, skala 1: 200 000, PGNiG Toruń W. Zydorczak-Solawa, W. Kozłowski 1988 r. S-2244 10. Zbiorcza dokumentacja badań sejsmicznych – refrakcyjnych, temat: Monoklina Przedsudecka lata 1964-1978, reinterpretacja w latach 1984-1986 J. Nowak, A. Oniszk, A. Wojas 1986 r. S-2262

11. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Abramów

– Świdnik – Minkowice przez PGNiG Toruń, /reinterpretacja/

3-386

	M. Jurek, J. Tomaszewska	1988 r.	S-2264
12. Dokumentacja badań geofizycznych	n na temacie: Łuków – Parczew		
– Chełm – Hrubieszów, rejon Hrubieszo	ów – Korczmin, rok badań 1987-88		
J. Brau	er, W. Kulig, J. Łyszkowska, L. Wesz	1989 r.	S-2294/G
13. Ujednolicone opracowanie z NW cz	ęści Niecki Warszawskiej, 1988 rok		
	Z. Wnuk, E. Fernik	1988 r.	S-2322
14. Sprawozdanie z realizacji tematu: E	udowa geologiczna, ewolucja		
geologiczna i prognozy surowcowe kor	npleksu dewońsko – karbońskiego		
obszaru platformowego Polski poz.pla	nu 1.2.5. Sporządzanie sejsmicznych		
map prędkości średnich i izobat, arkus:	z Łuków, skala 1 : 200 000		
1989 r.	A. Białek, Z. Gontarz, Z. Karpoluk	1989 r.	S-2342
15. Sprawozdanie z realizacji tematu: E	udowa geologiczna, ewolucja		
geologiczna i prognozy surowcowe kor	npleksu dewońsko – karbońskiego		
obszaru platformowego Polski poz.pla	nu 1.2.5. Sporządzanie sejsmicznych		
map czasowych, arkusz: Łuków, w skal	1 : 200 000		
	A. Białek, Z. Gontarz, Z. Karpoluk	1989 r.	S-2343
16. Opracowanie badań sejsmicznych v	vykonanych w rejonie, temat: Ciechocir	nek	
– Brześć Kujawski – Wojszyce, rejon Br	ześć Kujawski, 1987 r.		

M. Łuszcz, J. Tomaszewska, Z. Marosz 1989 r. S-2416

17. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Abramów

– Ciecierzyn – Minkowice, I część, temat: Tłuszcz – Dęblin – Lublin,

3-387

przez PGNiG Toruń, 1986 – 1990

M. Hałatek-Jurek, G. Burek 1989 r. S-2465