Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, tel. 022 849 53 51, fax 022 849 53 42, sekretariat@pgi.gov.pl
Sąd Rejonowy dla m. st. Warszawy w Warszawie, XIII Wydział Gospodarczy KRS, Nr 0000122099; NIP PL 5250008040
www.pgi.gov.pl
państwowa służba geologiczna
państwowa służba hydrogeologiczna
Konsorcjum projektu

ROZPOZNANIE FORMACJI I STRUKTUR DO BEZPIECZNEGO GEOLOGICZNEGO SKŁADOWANIA CO_2 WRAZ Z ICH PROGRAMEM MONITOROWANIA, RAPORT MERYTORYCZNY NR 1: SEGMENT I, REJON BEŁCHATÓW

Koordynator projektu:

dr inż. Adam Wójcicki

Dyrektor PIG-PIB,
Przewodniczący Komitetu Sterującego Projektu:

doc. dr hab. Jerzy Nawrocki

"WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPĞACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ"

Warszawa, czerwiec 2009

WYKONAWCY

IMIĘ I NAZWISKO	INSTYTUCJA	IMIĘ I NAZWISKO	INSTYTUCJA
dr inż. Adam Wójcicki	PIG-PIB	dr hab. inż. Stanisław Nagy, prof. nzw.	AGH
doc. dr hab. Marek Jarosiński	PIG-PIB	prof. dr hab. inż. Jakub Siemek	AGH
mgr Katarzyna Sobień	PIG-PIB	prof. dr hab. inż. Andrzej Gonet	AGH
doc. dr hab. Grzegorz Pieńkowski	PIG-PIB	prof. dr hab. inż. Stanisław Stryczek	AGH
dr Anna Feldman-Olszewska	PIG-PIB	dr hab. inż. Rafał Wiśniowski	AGH
mgr Leszek Skowroński	PIG-PIB	dr hab. inż. Ludwik Zawisza, prof. nzw.	AGH
mgr inż. Teresa Adamczak	PIG-PIB	dr inż. Rafał Smulski	AGH
dr Jan Szewczyk	PIG-PIB	dr inż. Czesław Rybicki	AGH
doc. dr hab. Magdalena Sikorska-Jaworowska	PIG-PIB	prof. dr hab. inż. Wojciech Górecki	AGH
dr Aleksandra Kozłowska	PIG-PIB	mgr inż. Bartosz Papiernik	AGH
mgr Małgorzata Połońska	PIG-PIB	mgr inż. Łukasz Klimkowski	AGH
dr Marta Kuberska	PIG-PIB	mgr inż. Rafał Sedlaczek	AGH
dr Leszek Krzemiński	PIG-PIB	doc. dr hab. inż. Grzegorz Mutke	GIG
doc. dr hab. Katarzyna Jarmołowicz-Szulc	PIG-PIB	dr Joanna Martyka	GIG
dr Magdalena Pańczyk	PIG-PIB	doc. dr hab. inż. Radosław Tarkowski	IGSMiE PAN
Piotr Lampart	PIG-PIB	dr hab. inż. Barbara Uliasz-Misiak	IGSMiE PAN
mgr inż. Grzegorz Wróbel	PIG-PIB	prof. dr hab. inż. Sylwester Marek	IGSMiE PAN
mgr inż. Sylwia Kijewska	PIG-PIB	dr Lidia Dziewińska	IGSMiE PAN
mgr inż. Paweł Poprawa	PIG-PIB	mgr inż. Magdalena Wdowin	IGSMiE PAN
dr Zdzisław Petecki	PIG-PIB	mgr inż. Katarzyna Batkiewicz	IGSMiE PAN
inż. Jacek Chełmiński	PIG-PIB	doc. dr hab. inż. Jan Lubaś	INiG
dr Ewa Szynkaruk	PIG-PIB	dr inż. Grzegorz Leśniak	INiG
dr inż. Marcin Słodkowski	PIG-PIB	dr inż. Irena Matyasik	INiG
mgr Maciej Tomaszczyk	PIG-PIB	mgr inż. Józef Such	INiG
mgr Łukasz Nowacki	PIG-PIB	mgr Barbara Darłak	INiG
dr Lidia Razowska-Jaworek	PIG-PIB	mgr inż. Małgorzata Włodarczyk	INiG
dr inż. Jadwiga Wagner	PIG-PIB	mgr inż. Krzysztof Sowiżdżał	INiG
mgr inż. Zbigniew Kaczorowski	PIG-PIB	mgr inż. Marcin Warnecki	INiG
prof. dr hab. Jacek Motyka	PIG-PIB	mgr inż. Jerzy Kuśnierczyk	INiG
mgr Anna Chmura	PIG-PIB	inż. Andrzej Szwagrzyk	INiG
Jolanta Kublik	PIG-PIB	Marta Kyś	INiG
mgr inż. Piotr Matyjasik	PIG-PIB	Stanisław Biały	INiG
mgr inż. Marta Wróblewska	PIG-PIB	Zdzisław Żuk	PBG
mgr Iwona Duliban	PIG-PIB	mgr Tomasz Bąk	PBG
Tadeusz Grudzień	PIG-PIB	mgr Agnieszka Dziasek	PBG

Spis treści

Wstęp....4
1.1.1 Charakterystyka formacji i struktur odpowiednich do geologicznego składowania CO2....6
Charakterystyka znanych struktur mezozoicznych (1.1.19 – IGSMiE PAN)....6
1.1.2 Określenie (aktualizacja) bilansu sekwestracyjnego dla Polski – rejon Bełchatowa....17
Metodyka i określenie pojemności składowania dla znanych struktur (1.1.23 – IGSMiE PAN)..17
1.1.3 Wykonanie przestrzennych modeli facjalnych potencjalnych poziomów zbiornikowych i poziomów ekranujących 25
1.1.4 Analiza stref tektonicznych....64
Weryfikacja modeli stref uskokowych i ich potencjału uszczelniającego (1.1.28 – AGH)....75
Opracowanie materiałów archiwalnych (1.4.2 – PBG)....76
1.1.5 Analizy parametrów petrologicznych i petrofizycznych dla skałzbiornikowych i uszczelniających....83
Pobranie próbek skałzbiornikowych i uszczelniających z magazynów rdzeni (1.2.1– PIG-PIB)..90
Oznaczenia parametrów petrologicznych próbek skałzbiornikowych i uszczelniających (1.3.1 – PIG-PIB)....93
Oznaczenia parametrów petrofizycznych próbek skałzbiornikowych i uszczelniających (1.3.2 – INiG)....101
1.1.6 Charakterystyka hydrogeologiczna formacji wodonośnych i geochemiczna płynów złożowych 113
Parametry zbiornikowe i symulacje złożowe – potencjałskładowania (1.1.25 – AGH)....128
1.1.7 Wyznaczenie stref wyłączonych z sekwestracji CO2....134
Zagadnienia stanu technicznego i szczelności otworów (1.1.7 – AGH, wybrane)....136
Przedstawienie modeli układów sekwestracyjnych w Polsce (rejon Bełchatowa); modele parametryczne – dynamiczne (1.1.32 – AGH)....139
1.1.8 Przedstawienie modeli układów sekwestracyjnych w Polsce (rejon Bełchatowa) i wskazanie stref oraz wybranych struktur o własnościach szczególnie korzystnych dla geologicznego składowania CO2....144
1.1.9 Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO2 w mediach złożowych dla wytypowanych obszarów....158
Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO2 w oparciu o komputerowe symulacje zatłaczania (1.1.34 – AGH)....164
1.1.10 Budowa wielodostępnej bazy danych....168
Utrzymywanie bazy danych (1.4.1 – PIG-PIB)....170
1.1.11 Określenie obszarów, na których można będzie lokalizować składowiska CO2 (Podsumowanie)....173
Literatura....176

Wstęp

Niniejszy raport merytoryczny dotyczy pierwszego etapu (segment I dla rejonu Bełchatowa) projektu rozwojowego zamówionego przez Ministerstwo Środowiska w ramach krajowego programu „***Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO_2 wraz z ich programem monitorowania***", finansowanego przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (umowa trójstronna nr 408/2008/15u-07/FG-GO-Tx/D z dnia 11.12.2008), realizowanego przez Konsorcjum w następującym składzie:

- Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB – lider)
- Akademia Górniczo-Hutnicza (AGH)
- Główny Instytut Górnictwa (GIG)
- Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energii (IGSMiE PAN)
- Instytut Nafty i Gazu (INiG)
- Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych sp. z o.o. (PBG)

Strategicznym celem krajowego programu jest dostarczenie Ministerstwu Środowiska informacji niezbędnych dla podejmowania w przyszłości decyzji o przyznawaniu koncesji na rozpoznawanie potencjalnych składowisk i ich zagospodarowywanie, w nawiązaniu do Dyrektywy unijnej dotyczącej geologicznego składowania CO2 i jej przyszłej transpozycji na prawo krajowe.

Zakres rzeczowy prac w ramach krajowego programu obejmuje następujące ramowe zagadnienia:

I segment

- charakterystyka formacji i struktur odpowiednich do geologicznego składowania CO_2
- określenie (aktualizacja) bilansu sekwestracyjnego dla Polski
- wykonanie przestrzennych modeli facjalnych potencjalnych poziomów zbiornikowych i ekranujących
- analiza stref tektonicznych
- laboratoryjne analizy petrologiczne i petrofizyczne
- charakterystyka hydrogeologiczna formacji wodonośnych i geochemiczna płynów złożowych
- wyznaczenie stref wyłączonych z sekwestracji CO_2
- przedstawienie modeli układów sekwestracyjnych, stref i struktur o optymalnych własnościach
- ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO_2 w mediach złożowych dla wytypowanych obszarów
- budowa wielodostępnej bazy danych
- określenie obszarów, na których można będzie lokalizować składowiska CO_2 oraz wytypowanie potencjalnych składowisk

Zagadnienia ogólne

- problematyka akceptacji społecznej dla geologicznego składowania CO_2
- koordynacja prac konsorcjum, kontakty z partnerami zewnętrznymi, rozpowszechnianie wyników, stronę internetową projektu, standaryzację i kontrolę jakości wyników

II segment

- zebranie szczegółowych informacji geologicznych, geofizycznych, hydrogeologicznych, złożowych, geomechanicznych dla wytypowanych składowisk
- opracowanie szczegółowych statycznych modeli ośrodka geologicznego dla wytypowanych składowisk
- modelowania dynamiczne procesów zatłaczania CO_2 do składowiska
- zarządzanie ryzykiem geologicznego składowania CO_2
- opracowanie programu monitoringu składowiska przed rozpoczęciem składowania CO2 oraz założeń dla monitoringu w czasie eksploatacji składowiska i po jego zamknięciu.

Prace dotyczą całego obszaru Polski wraz z ekonomiczną strefą Bałtyku. W ośmiu rejonach kraju, wybranych zarówno ze względu na potrzeby gospodarki narodowej jak i znane w chwili obecnej możliwości geologicznego składowania, przewidziano w szczególności wykonanie gruntownego rozpoznania potencjalnych składowisk CO_2 w poziomach wodonośnych solankowych. Ponadto przedmiotem szczegółowych analiz są opcje geologicznego składowania CO_2 w złożach węglowodorów (z możliwością wspomagania wydobycia) i w głębokich, nieeksploatowanych pokładów węgla z odzyskiem metanu. Pozwoli to na wskazanie potencjalnych składowisk CO_2, spełniających podstawowe kryteria geologiczne oraz bezpieczeństwa i oddziaływania na środowisko.

Poza tym zostanie szczegółowo przebadanych pięć potencjalnych składowisk, z tego trzy dla poziomów wodonośnych solankowych (w trzech rejonach), jedno złoże węglowodorów i jeden obiekt w pokładach węgla, co zakończy się programami monitoringu składowiska. Przedsięwzięcie jest ważne dla gospodarki narodowej z uwagi na możliwość szybkiego wdrożenia jego wyników, praktycznie natychmiast po zakończeniu etapu prac odnoszącego się do danego rejonu i potencjalnego składowiska, czym zainteresowanych jest w tej chwili szereg podmiotów przemysłowych.

Niniejszy raport obejmuje wyniki prac realizowanych dla I segmentu w pierwszym z rejonów i w rejonie Bełchatowa. Wyniki prac I Segmentu przedstawiono poniżej zgodnie z odnośnym zakresem ramowym Karty Informacyjnej Przedsięwzięcia z Dziedziny Geologii i zał. nr 1 do Umowy trójstronnej). Wspomniany zakres ramowy I Segmentu był realizowany zasadniczo przez PIG-PIB i został on uzupełniony o odnośne przyczynki pozostałych partnerów Konsorcjum w formie podrozdziałów.

Prace te wykonano w szczególności na potrzeby projektu demonstracyjnej elektrowni PGE Bełchatów, o obniżonej emisji CO_2. Uruchomienie elektrowni, o mocy 858 MW, gdzie przewidziano wychwyt, transport i geologiczne składowanie dwutlenku węgla pochodzącego ze spalania paliw kopalnych, planowane jest przez PGE Bełchatów na rok 2015. Docelowo (po roku 2015) przewiduje się składowanie 2.1 mln ton dwutlenku węgla rocznie w formacjach geologicznych.

1.1.1 Charakterystyka formacji i struktur odpowiednich do geologicznego składowania CO_2

Jako podsumowanie dotychczasowego stanu wiedzy odnośnie możliwości geologicznego składowania w rejonie Bełchatowa IGSMiE PAN (Radosław Tarkowski) wykonało typowanie struktur w solankowych poziomach wodonośnych mezozoiku odpowiednich do geologicznego składowania CO_2 oraz ich charakterystykę zawierające zestawienie tabelaryczne danych, punkty zatłaczania oraz kontury poszczególnych obiektów (najistotniejsze wyniki poniżej).

Następnie PIG-PIB przedstawiło charakterystykę wykorzystanych profilowań geofizyki wiertniczej (Teresa Adamczak), analizę materiałów geologicznych celem scharakteryzowania formacji geologicznych perspektywicznych dla składowania dwutlenku węgla (Anna Feldman-Olszewska), analizę przydatności archiwalnych danych petrograficznych (Katarzyna Jarmołowicz-Szulc), charakterystykę wykorzystanych danych hydrogeologicznych (Lidia Razowska-Jaworek) oraz charakterystykę znanych i nowych struktur perspektywicznych dla składowania dwutlenku węgla (Adam Wójcicki, Marek Jarosiński).

Charakterystyka znanych struktur mezozoicznych (1.1.19 – IGSMiE PAN)

W tabeli 1.1.1.1 przedstawiono kluczowe kryteria geologiczne wyboru miejsc składowania CO_2 z podziałem na wskaźniki pozytywne, ostrzegawcze i negatywne, podane w podręczniku najlepszych praktyk (Chadwick et al., 2006), z modyfikacjami autorów. Należy podkreślić, że waga poszczególnych kryteriów uwzględnianych w wyborze struktur zależy od analizującego i danego przypadku. Dla obszaru Polski lista struktur wraz z ich lokalizacją w mezozoicznych poziomach solankowych Niżu Polskiego została ostatnio przedstawiona przez Tarkowskiego (2008).

Tabela 1.1.1.1
Kryteria geologiczne do wyboru miejsc składowania (Chadwick et al., 2006, z modyfikacjami)

	Wskaźniki pozytywne	**Wskaźniki ostrzegawcze**	**Wskaźniki negatywne**
Pojemność składowania	>60 Mt	30 – 60 Mt	<30 Mt
Głębokość	>800m, <2500 m	2500 – 3500m	<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/dm^3	100 – 30g/dm^3	<30 g/dm^3
Uskoki	Brak uskoków	Uskoki wygasające w formacji do składowania	Uskoki przechodzące w skały nadkładu
Miąższość nadkładu	>100 m	20 – 100 m	<20 m

Dla obszaru I uwzględniono następujące struktury: antyklina Jeżowa – J, antyklina Jeżowa – T, rów Kliczkowa, antyklina Lutomierska, antyklina Tuszyna. Przeanalizowano informacje dotyczące wskazanych struktur z obszaru Bełchatowa. Przedmiotem analizy były: pojemność struktury, własności poziomu do składowania (głębokość zalegania stropu, miąższość efektywna, ich porowatość, przepuszczalność), mineralizacja wód oraz właściwości skał nadkładu (uskoki oraz miąższość).

Należy podkreślić, że typowanie struktur obarczone jest niepewnościami wynikającymi ze: słabego rozpoznania geologicznego opisanych struktur, braku dostatecznej ilości danych

geologiczno-złożowych, dobrego rozpoznania otworami wiertniczymi, rozpoznania sejsmicznego, itd. Z tego powodu część informacji wykorzystanych w opracowaniu pochodziła z danych regionalnych.

Minimalną ilość składowanego CO_2 przyjęto na poziomie 60 Mt, co odpowiada 30-letniej emisji zakładu emitującego 2 Mt CO_2 rocznie.

Głębokość zalegania stropu formacji zbiornikowej została określona na podstawie dostępnych danych otworowych, w oparciu o opracowania specjalistyczne. Miąższość poziomu zbiornikowego jest uśredniona, często wyinterpretowana, lepiej rozpoznana w przypadku rozpoznania struktury kilkoma otworami oraz badaniami geofizycznymi. Wartości porowatości, przepuszczalności i mineralizacji zostały przyjęte z dokumentacji otworowych, a przy ich braku z opracowań regionalnych. Stopień zaangażowania tektonicznego rozważanych struktur jest w różnym stopniu rozpoznany, generalnie niedostateczny. Łatwiej jest mówić o tektonice w skali regionu, trudniej w przypadku konkretnych, niewielkich struktur tektonicznych. Miąższość nadkładu jest elementem dobrze rozpoznanym jak również charakter skał który go tworzy.

W obszarze I (rejon Bełchatowa) wskazano 5 struktur tektonicznych, spełniających w różny sposób kryteria miejsca składowania dwutlenku węgla (Fig. 1.1.1_1). Warunek odpowiedniej pojemności składowania CO_2 spełniają wszystkie struktury (Tabela 1.1.1.2). Poziom przeznaczony do składowania CO_2 w 3 strukturach zalega poniżej ï800 m, w 2 strukturach strop tego poziomu zalega nieco poniżej ï800 m, jedynie w strukturze Jeżowa-J (625 m) poziom ten zalega około 200 m płycej. Miąższość poziomu zbiornikowego w 4 strukturach jest większa niż 50 m, jedynie w przypadku antykliny Kliczkowa (36 m) jest ona mniejsza. Porowatość 20% i wyższa jest w 2 strukturach, w pozostałych (3) porowatość jest poniżej 20%, ale nie niższa niż 10%. Kryterium przepuszczalności powyżej 300 mD spełnione jest dla 3 struktur, w pozostałych 2 przepuszczalność jest rzędu 100 - 300 mD. Mineralizacja powyżej 100 g/dm^3 jest w 3 strukturach, w 2 strukturach jest poza kryterium. W 1 strukturze w poziomie zbiornikowym występują uskoki przechodzące do wyżejleglych wartw, w 3 uskoki wygasają w poziomie przeznaczonym do składowania, w jednym przypadku nie stwierdzono uskoków. W większości przypadków nadkład uszczelniający ma odpowiednią miąższość (4), jedynie w 1 strukturze jest poniżej 100 m, nigdzie nie przekracza kryterium ostrzegawczego.

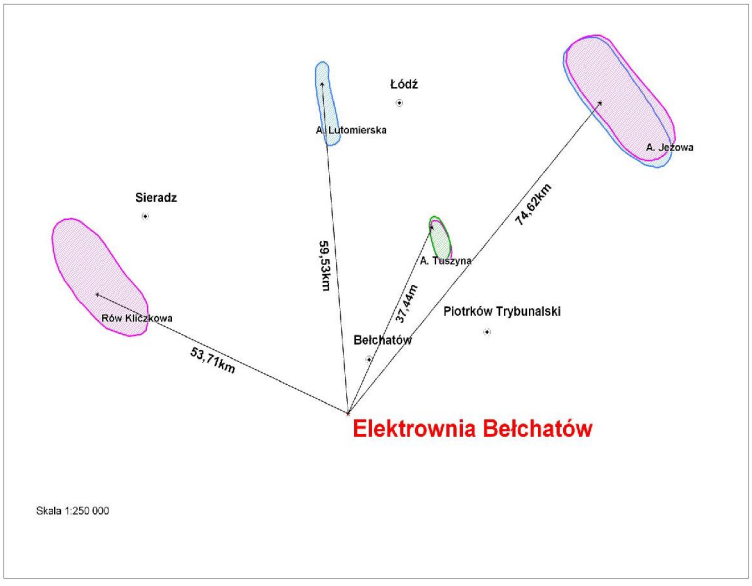


Fig. 1.1.1_1 Lokalizacja struktur tektonicznych do składowania CO_2 w solankowych poziomach dolnej kredy, dolnej jury oraz dolnego i górnego triasu wraz z punktami zatłaczania oraz konturami struktur dla obszaru I (rejon Bełchatowa)

Tabela 1.1.1.2
Zestawienie danych dotyczących struktur odpowiednich do geologicznego składowania CO_2 w obszarze I (rejon Bełchatowa)

Nazwa	Antyklina Jeżów-J	Antyklina Jeżów-T	Rów Kliczkowa	Antyklina Lutomierska	AntyklinaTuszyna
Poziom zbiornikowy	jura dolna	trias dolny	trias górny	jura dolna	kreda dolna
Głębokość zalegania stropu poziomu do składowania CO_2	Jeżów IG-1: 625,0 m; Budziszewice IG-1: 649,0 m; Rawa Mazowiecka 1: 1441,0 m	Jeżów IG-1: 3038,0 m	Stanisławów 1: 942,0 m; Biesiec 1: 996,0 m; Złoczew 1: 1014,0 m; Kliczków 5a: 1034,0 m; Kliczków 8: 1090 m; Kliczków 6: 1202,0 m; Barczew 1: 1301,0 m; Gruszczyce 2: 1633,0 m; Sieradz 1: 1663,0 m	Lutomiersk 2: 1712,0 m; Aleksandrów Łódz.: 1725,5 m; Lutomiersk 3: 2436 m	Tuszyn 1: 756,0 m; Tuszyn 2: 737,0 m; Tuszyn 3: 913,5 m; Tuszyn 5: 996,0 m; Tuszyn 9: 836,0 m
Miąższość poziomu do składowania CO_2	240 m	360 m	36 m	150 m	95 m
Porowatość poziomu do składowania CO_2	20%	20%	10%	15%	25%
Przepuszczalność poziomu do składowania CO_2	500-1000 mD	100 mD	~100 mD	>kilkaset mD	kilkadziesiąt do 3500 mD
Mineralizacja	3 - 13 g/dcm3	360 g/dcm3	125-350 g/dcm3	80-125 g/dcm3	0,2 - 0,3 g/dcm3
Uskoki	Uskoki stwierdzono w dolnej części kompleksu cechsztyńsko-mezozoiczne go	Uskoki stwierdzono w dolnej części kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego	Uskoki synsedymentacyjne szczególnie aktywne w późnym triasie i wczesnej jurze	Antyklina ograniczona uskokami	Uskoki ograniczające strukturę stwierdzono od cechsztynu po dolną kredę
Miąższość nadkładu	Średnio ~160 m	ponad 1000 m	Średnio ~300 m	45-110 m	602-935 m
Punkt zatłaczania	Jeżów IG-1	Jeżów IG-1	Stanisławów 1	Aleksandrów Łódzki 1	Tuszyn 2
Odległość struktury od elektrowni Bełchatów [km]	74,62	74,62	53,71	59,53	37,44

Przedstawiona lista struktur do podziemnego składowania CO_2 w utworach mezozoiku obszaru I (rejon Bełchatowa) nie jest ostateczna. W toku dalszych prac może być uzupełniona o nowe struktury i nowe dane geologiczno-złożowe. Niektóre z wymienionych struktur w toku dalszego szczegółowego rozpoznania mogą okazać się nieprzydatne.

Inwentaryzacja danych geofizyki wiertniczej i petrofizycznych (Teresa Adamczak)

L.p.	NAZWA_CBDG	ID_CBDG	L.p.	NAZWA_CBDG	ID_CBDG
1	ALEKSANDRÓW-1	99042	45	LUTUTÓW-2	23627
2	ALEKSANDRÓW ŁÓDZKI-1	94771	46	ŁOWICZ IG-1	94514
3	ANNOPOL 254-1	2063140	47	MADAJE STARE IG-1	94865
4	BARCZEW-1	97936	48	MAŁE TYBLE-1	38606
5	BEŁCHATÓW-4	98298	49	MIERZYN-1	98452
6	BEŁCHATÓW-5	98337	50	MILIANÓW IG-1	102774
7	BEŁCHATÓW-6	98525	51	MILIANÓW-2	13578
8	BEŁCHATÓW GEO3	98324	52	MNISZKÓW IG-1	98792
9	BŃDKÓW NR 1	97251	53	MSZCZONÓW IG-1	42675
10	BIAŁA-1	97942	54	MSZCZONÓW IG-2	15989
11	BIAŁA-2	97940	55	NADARZYN IG-1	3290
12	BIAŁA-3	98016	56	NIECHMIRÓW IG-1	98261
13	BIAŁA-4	98045	57	NIEŚWIN PIG-1	16013
14	BIESIEC-1	23629	58	OPOCZNO PIG-2	16009
15	BIAŁA WIELKA IG-1	104739	59	OŁEGÓW IG-1	99470
16	BUDZISZEWICE IG-1	14366	60	PŁGÓW IG-1	102773
17	CHLEWO-1	38586	61	PIOTRKÓW TRYBUNALSKI IG-1	13500
18	DYMEK IG-1	98048	62	POTOK IG-1	49011
19	FLORENTYNA IG-2	18156	63	RADOSZEWICE-1	98258
20	FOSOWSKIE IG-2	102931	64	RADUCZ IG-1	42703
21	GOMUNICE-3	99858	65	RADWANÓW IG-1	100048
22	GOMUNICE-10	11289	66	RADZIŁTKÓW-2	98528
23	GOMUNICE-11	11284	67	RZEKI IG-1	102681
24	GOMUNICE-15	11441	68	SARNÓW IG-1	94774
25	GRANICE-2	99828	69	SIERADZ-1	96802
26	JEŁÓW IG-1	96506	70	SKIERNIEWICE GT 1	14325
27	JŃDRZEJÓW IG-1	49739	71	SMOTRYSZÓW-1	99867
28	KALETY IG-1	103556	72	SOBIESŃKI-1	23567
29	KALISZ IG-1	18171	73	SOBIESŃKI-2	96792
30	KLICZKÓW-3	96797	74	SOBIESŃKI-3	23549
31	KLICZKÓW-8	98054	75	STUDZIANNA IG-2	43142
32	KLONOWA-1	38584	76	SZWEJKI IG-3	15998
33	KORABIEWICE PIG-1	15992	77	TUSZYN-2	96966
34	KULEJE IG-1	100350	78	TUSZYN-9	97234
35	KUTNO-1	13285	79	TUSZYN GEO-1	97230
36	KUŹNICA GRABOWSKA-2	18194	80	TUSZYN GEO-5	96960
37	KUŹNICA ZAGRZEBSKA-1	98037	81	UNIEJÓW-1	94609
38	KUŹNICA ZAGRZEBSKA-2	97990	82	UNIKÓW-1	98049
39	KUŹNICA ZAGRZEBSKA-3	97984	83	UNIKÓW-3	97997
40	LELIWA-2	38598	84	UNIKÓW-6	23626
41	LUBIEC-1	98117	85	WIELUŃ-6	98224
42	LUTOMIERSK-2	94775	86	WIERUSZÓW-1	65468
43	LUTOMIERSK 3	94772	87	WIŃCKI IG-1	99479
44	LUTUTÓW-1	98053	88	WILCZYCA-1	94779
L.p.	NAZWA_CBDG	ID_CBDG			
89	ZAKRZYŃ IG-1	18110			
90	ZAPOLE-1	97941			
91	ZGIERZ IG-1	13323			
92	ŻERECHOWA-2	13566			

Tabela 1.1.1.3 Lista wykorzystanych dokumentacji otworowych geofizyki wiertniczej, w tym z wynikami analiz petrofizycznych.

W ramach przygotowań do interpretacji i reinterpretacji profilowań geofizycznych z otworów rejonu Bełchatowa, zebrano archiwalne profilowania geofizyczne w formie papierowej i/lub

cyfrowej oraz inne dane (np. archiwalne dane hydrogeologiczne, wyniki analiz laboratoryjnych i petrofizycznych i patrz też rozdział **1.1.5**) użyteczne do opracowań niniejszego projektu dla 95 otworów wiertniczych (Tabela 1.1.1.3).

Zgromadzono materiały z otworów zrealizowanych przez Państwowy Instytut Geologiczny oraz przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo (bądź firmy lub organizacje będące jego poprzednikiem). Dodatkowo, dla otworów: Aleksandrów Łódzki-1, Sieradz-1, Tuszyn-9, Wieluń-6, Wilczyca-1, wykonano cyfrowanie profilowań geofizycznych (1.4.2 i PBG).

Wszystkie zebrane dane stanowiły materiał wyjściowy do dalszych opracowań i analiz pod kątem sekwestracji CO_2.

Charakterystyka formacji geologicznych odpowiednich do składowania CO_2 (Anna Feldman-Olszewska)

Na podstawie dotychczasowej wiedzy na temat budowy geologicznej wytypowanego obszaru (Dadlez, Marek, Pokorski (red.) 1998; Deczkowski 1976, 1977; Deczkowski, Franczyk 1988; Dayczak-Calikowska, Moryc 1988; Marek 1977; Marek, Pajchlowa 1997; Mrozek 1975; Pieńkowski 2004) stwierdzono, że najkorzystniejsze warunki kolektorskie powinny wykazywać niektóre poziomy jury środkowej i dolnej oraz w mniejszym stopniu triasu dolnego a także poziom piaskowca trzcinowego triasu górnego. Wykorzystując istniejące bazy danych, na podstawie danych z 150 otworów zakreślono na mapie obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej w zakresie głębokości 800-2000 m. Ponadto podano na niej zasięg występowania kredy dolnej, której niektóre poziomy piaskowcowe uznano za potencjalny dodatkowy kolektor (Fig. 1.1.1_2).

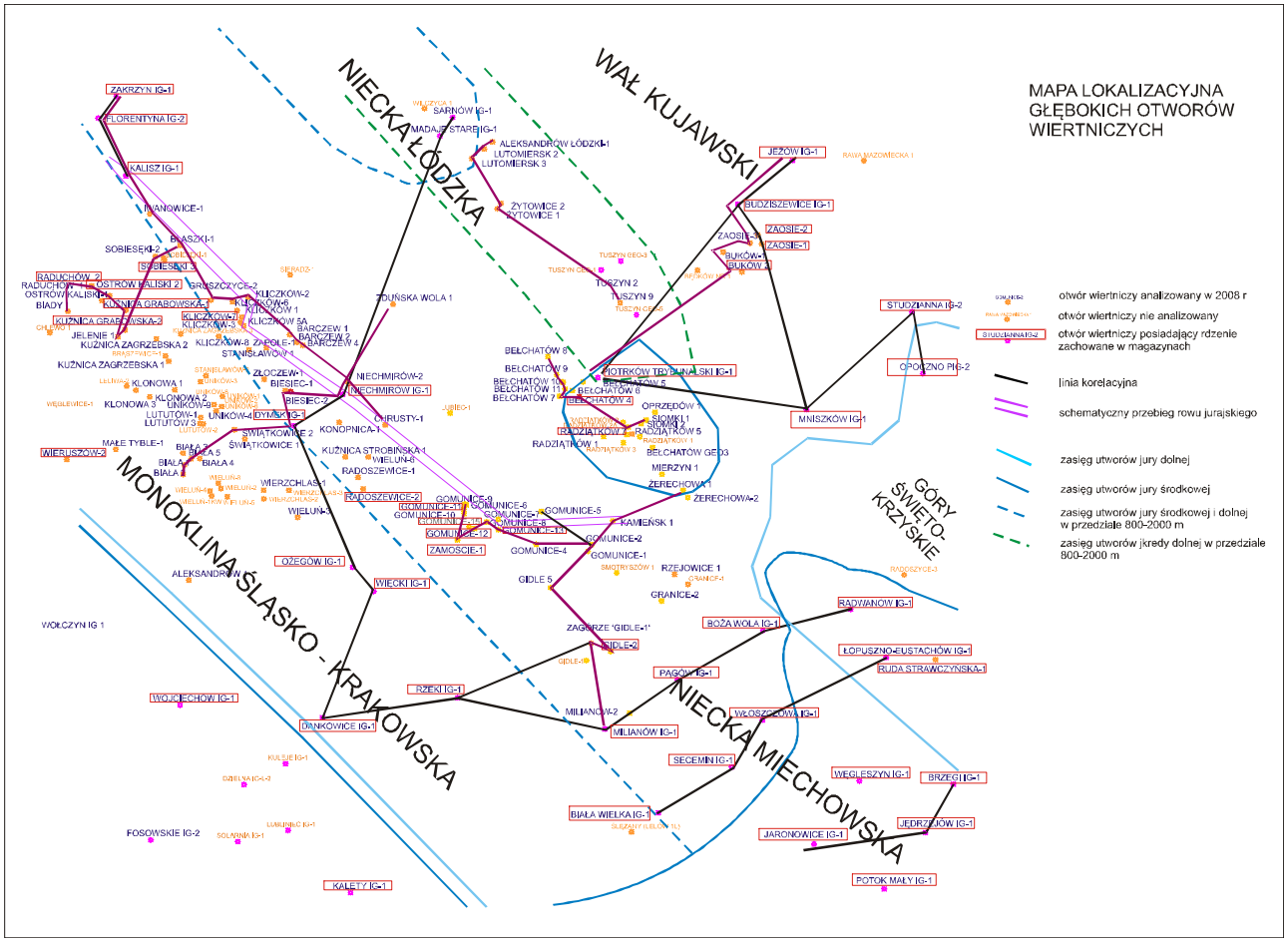


Fig. 1.1.1_2 Lokalizacja głębokich otworów wiertniczych

i zasięgów perspektywicznych formacji jury i kredy

Na podstawie zamieszczonych zasięgów uznano, że potencjalnych struktur korzystnych dla składowania CO_2 w utworach jury środkowej należy poszukiwać na obszarze kalisko-częstochowskim, w północnym odcinku niecki miechowskiej, w rejonie bełchatowskim oraz na obszarze wału kujawskiego. Ten sam obszar jest również perspektywiczny dla utworów jury dolnej, przy czym w tym przypadku należy do analizy włączyć cały obszar niecki miechowskiej. Utwory kredy zalegają na odpowiedniej głębokości jedynie na obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej. W celu wytypowania struktur w utworach triasowych należało przeanalizować cały obszar badań poza nieckami mogileńsko-łódzką oraz rejonem świętokrzyskim.

Przeanalizowano materiały archiwalne ze 155 głębokich otworów wiertniczych pochodzących z dokumentacji wynikowych oraz danych otworowych publikowanych w serii Profile Głębokich Otworów Państwowego Instytutu Geologicznego. Po wstępnej analizie budowy geologicznej podjęto decyzję o ograniczeniu obszaru poszukiwań i wykluczeniu rejonu niecki miechowskiej oraz północnej części niecki łódzkiej, ze względu na niekorzystne warunki dla zatłaczania CO_2 (brak odpowiedniej miąższości skał zbiornikowych). Z tego powodu 15 otworów już przeanalizowanych nie zostało wykorzystanych w następnym etapie badań. Następnie wykonano szczegółową analizę poszczególnych podobszarów na podstawie danych karotażowych, litologicznych oraz wyników badań archiwalnych z 140 głębokich otworów wiertniczych. 71 otworów zostało wykorzystanych do korelacji regionalnych, dla 89 otworów została stworzona baza otworowa zawierająca szczegółową stratygrafię utworów jury środkowej, dolnej oraz triasu. Pozostałe otwory zostały przeanalizowane, jednak zostały wykorzystane jedynie do ogólnego rozpoznania terenu.

Analiza archiwalnych danych petrograficznych (Katarzyna Jarmołowicz-Szulc)

Analiza archiwalnych danych petrograficznych polegała na przejrzeniu dokumentacji i ocenie przydatności zamieszczonych tam informacji. W sumie przeanalizowano 155 dokumentacji z głębokich otworów wiertniczych pod tym kątem.

Ogólna ocena danych archiwalnych, wobec dostępnych dziś bogatych materiałów rdzeniowych (patrz rozdział 1.1.5), wypada negatywnie. Zamieszczone w dokumentacjach wyniki podane są w nienowoczesny sposób, nie zawierają badań porowatości w barwionych płytkach cienkich. Ponadto prezentowane są w bardzo różny sposób co utrudnia ich wzajemne porównanie. W większości dokumentacji przedstawione wyniki badań petrologicznych mają charakter wyrywkowy, nie systematyczny.

Inwentaryzacja danych hydrogeologicznych (Lidia Razowska-Jaworek)

W celu wskazania potencjalnych poziomów najlepszych dla geologicznego składowania CO_2 w rejonie Bełchatowa dokonano analizy parametrów hydrogeologicznych głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa. Przeanalizowano około 190 otworów, i ze względu na głębokość, do wstępnej charakterystyki formacji wodonośnych wytypowano 79 otworów wiertniczych ujmujących kompleksy skał o najlepszych właściwościach zbiornikowych i dużym zróżnicowaniu mineralizacji oraz warunków ciśnieniowych, które mogą być potencjalnie zbiornikami do składowania CO_2, czyli triasu, jury i kredy. Otwory ujmowały utwory od kambru po czwartorzęd.

W celu wstępnego wydzielenia formacji wodonośnych, poza otworami, przeanalizowano

opracowania kartograficzne oraz materiały archiwalne, w tym między innymi: Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascensyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim (Bojarski, 1996); Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim (Paczyński, Pająs, 1970); Mapa miąższości strefy wód słodkich (zwykłych); Atlas hydrogeochemiczny Polski 1:2000000, (Pługchniewski, 1968); Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu, skala 1:1000000 (Pożaryski, Radwański, 1972); Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiorniki dolnojurajski i dolnokredowy. Katalog otworów wiertniczych i studni głębinowych w utworach kredy dolnej i jury dolnej na Niżu Polskim (Górecki, 1990).

Przy wydzieleniu formacji o wysokim potencjale do lokowania CO_2 uwzględniano następujące kryteria hydrogeologiczne: głębokość 1000 ÷ 4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu i dominujące facje piaskowcowe. Ograniczony potencjał posiadają obszary, gdzie facje piaskowcowe są zastąpione drobnoziarnistymi klastycznymi osadami, zredukowana porowatość piaskowców do 10%, miąższość 10-20 m lub głębokość pomiędzy 800-1000 m.

Przeanalizowano 85 zbadanych poziomów zbiornikowych w otworach wiertniczych, w tym: 9 w utworach kredy dolnej z interwału głębokości od 538 do 2150 m, o mineralizacji 0,3-74 g/l, 14 w utworach jury górnej z interwału głębokości 778-3035 m, o mineralizacji 0,2-109 g/l, 20 w utworach jury środkowej z interwału głębokości 815-2485 m, o mineralizacji 1,2-111 g/l, 18 w utworach jury dolnej z interwału głębokości 518-2485 m, o mineralizacji 0,4-51 g/l, 24 w utworach triasu górnego z interwału głębokości 1025-2576 m, o mineralizacji 6-167 g/l.

Spośród 79 otworów z badanego obszaru, w 17 wykonane były badania porowatości i przepuszczalności skał. Osady jury środkowej zbadano w 4 otworach (7 oznaczeń porowatości i 2 oznaczenia przepuszczalności). Osady jury dolnej zbadano w 5 otworach (23 oznaczenia porowatości i 17 oznaczeń przepuszczalności). Osady triasu górnego zbadano w 12 otworach (50 oznaczeń porowatości i 28 oznaczeń przepuszczalności).

Dane hydrogeologiczne, w różnym zakresie, występują dla osadów jury środkowej w 13 otworach, dla jury dolnej w 19 otworach, a dla triasu górnego w 21 otworach.

W celu dokonania badań hydrogeochemicznych zinwentaryzowano wszelkie dostępne dane dotyczące składu chemicznego i parametrów fizyko-chemicznych w badanym rejonie. Zestawiono 143 analizy chemiczne z 65 otworów wiertniczych z głębokości od 518 m do 4224 m, w tym wśród w/w analiz: 34 z utworów permskich, 11 z dolnotriasowych, 7 środkowotriasowych, 24 górnotriasowych, 18 dolnojurajskich, 20 środkowojurajskich, 14 górnojurajskich i 11 kredowych. Przeanalizowano 137 oznaczeń mineralizacji, 140 oznaczeń ciężaru właściwego, 138 oznaczeń Cl i Ca, 110 oznaczeń Na i 76 oznaczeń Br.

Dla wszystkich analiz wykonano bilans anionowo-kationowy w celu oszacowania błędu analizy i usunięto z dalszych badań te analizy, w których błąd był wyższy od 10%. W 20 przypadkach sięgnięto do oryginalnych dokumentacji ze względu na dyskusyjne wartości niektórych składników, np. brak pewności co do jednostek dla Na w bazie PGNiG. Dokonano wglądu w dokumentacje otworów głębokich z powierzchni: Buków 1, Buków 2, Lutomiersk 2, Lutomiersk 3, Bełchatów 8, Bełchatów 9, Bełchatów 10, Bełchatów 11, Rawa Mazowiecka 1, Jeżów IG 1, Szwejki 1, Szwejki IG 3, Zaosie 1, Zaosie 2, Zaosie 3, Żerechowa 1, Żerechowa 2. Ponadto wykorzystano informacje dotyczące badań hydrogeologicznych zawarte w publikacjach: Budziszewice IG 1, Piotrków Trybunalski IG 1, Wrotnów IG 1 z serii Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG.

Wstępna charakterystyka znanych i nowych struktur (Adam Wójcicki, Marek Jarosiński)

Na podstawie analizy archiwalnych materiałów geologiczno-geofizycznych (oraz wyników nowych prac wykonanych w ramach tematu, dostępnych na koniec marca 2009) przeprowadzono wstępną weryfikację przydatności struktur w poziomach wodonośnych solankowych opracowanych przez IGSMiE w zadaniu 1.1.19, scharakteryzowanym powyżej (Kliczków, Lutomiersk, Tuszyn, Jeżów) oraz dwóch innych struktur (Gomunice i Gidle), zidentyfikowanych w obrazie archiwalnych map sejsmicznych. Ponadto przeanalizowano strukturę Budziszewice (albo kulminacja Zaosie struktury Justynów-Zaosie zidentyfikowanej przez Marka, 1977).

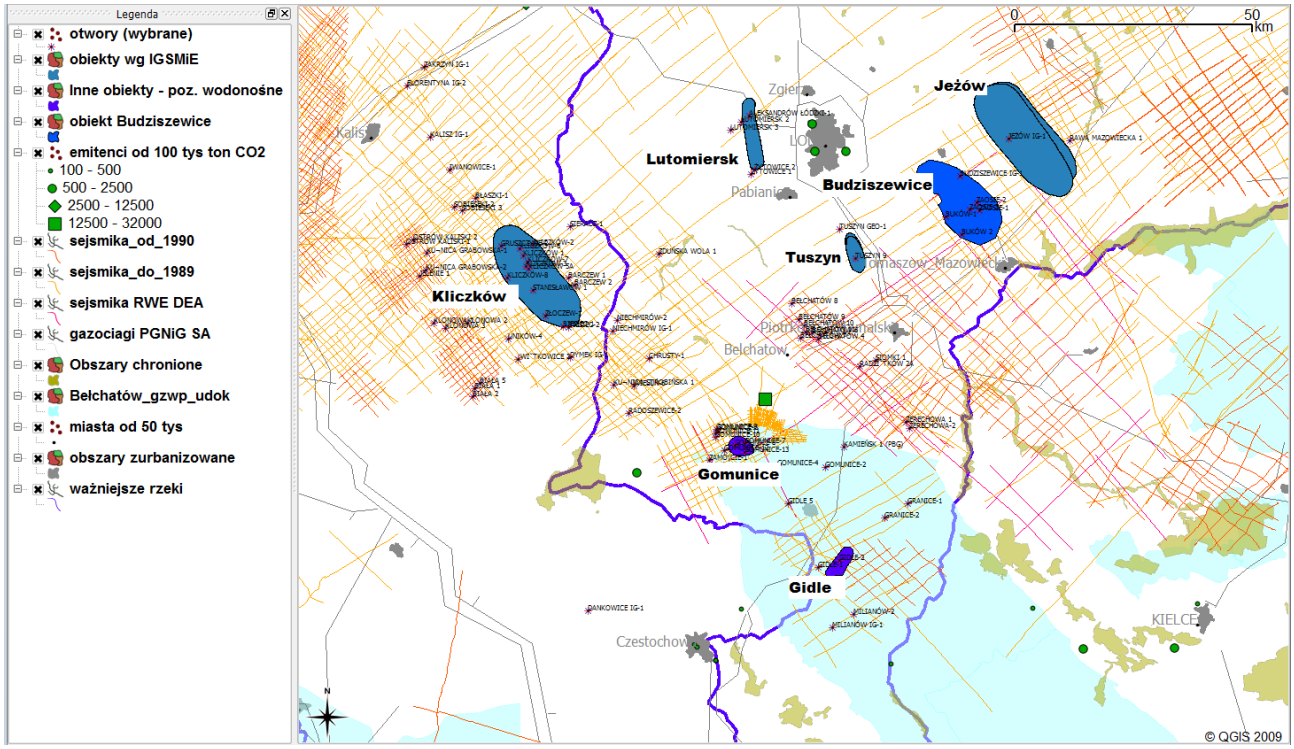


Fig. 1.1.1_3. Lokalizacja znanych i nowych struktur.

Do analiz przydatności struktur jako potencjalnych składowisk przyjęto następujące, jednolite kryteria (analogiczne jak w tabeli 1.1.1.1).

Tabela 1.1.1.4 Kryteria oceny przydatności struktur w poziomach wodonośnych solankowych jako potencjalnych składowisk.

Kryteria	**Wskaźniki pozytywne**	**Wskaźniki negatywne**
Głębokość występowania kolektora	>=800 m, <=2000-2500 m	>2500-3000 m
Miąższość kolektorów	>=50 m	<20 m
Porowatość kolektora	>=10-20%	<10%
Przepuszczalność kolektora	>=100 mD	<10-100 mD
Zasolenie wód złożowych	>=30-100 g/l	<10 g/l
Miąższość warstw uszczelniających	>=100 m	<50 m

IntegralnoŚć warstw uszczelniających	W pionie i poziomie	Uskoki w obrębie warstw uszczelniających

Należy przy tym nadmienić że waga poszczególnych kryteriów zależy od danego przypadku. Przyjmuje się zwykle (Chadwick et al., 2006) że niespełnienie dwóch kryteriów (wskaźniki negatywne) dyskwalifikuje strukturę jako potencjalne składowisko. Istotne jest też rozpoznanie geofizyczno-otworowe danej struktury oraz stopień reprezentatywności i jakości posiadanych danych geofizyczno-geologicznych.

W tabeli 1.1.1.5 przedstawiono wyniki wstępnej charakterystyki siedmiu struktur w rejonie Bełchatowa, dokonanej na podstawie powyższych zależności (patrz też rozdział **1.1.2**).

Tabela 1.1.1.5 Wyniki wstępnej charakterystyki struktur solankowych w rejonie Bełchatowa.

struktura	kolektor	otwór zatł	strop kolektora	miąższoś	wys kolekto	porowat %	przepuszcz	zasolenie g	miąższoś	int uszcz	Otwory (op	sejsmika (p
Gomunice	Jb1&Jto3;	Gomunice-13	900	100	100	20	600	3ï 30	>100	od NE rów	3	8
Gidle	Jb1&Jto3;	Gidle-2	1100	60	40	15-20	<500	<10	60	dostat	1ï 2	3ï 5
Kliczków J	Jpl	Niechmirów I	1100	200	200	20	500	127	100	dostat	1ï 2	>10
Kliczków T	Tp2	Kliczków-6	2100	100	100	10	10ï 50	150	200	dostat	kilka	>10
Lutomiersk	Jbj+a+to3	Lutomiersk-2	1500	300	150	15	>200	100	100	dobre	2ï 3	1
Tuszyn K	K1	Tuszyn-2	737	100	50	25	800	<1	???	???	2ï 3	2ï 3
Tuszyn J	J2	Tuszyn-2	1900	200	100	15	>100	<1	60	???	2	2ï 3
Budziszewice	Jpl3&Js+h	Zaosie-2	775	150	100	22	800	4ï 9	100	dobre	6	10
Jeżów J	Ja+to3&Jp	Jeżów IG-1	626	250	100	22	600	13	200	zuskokowa	2	7ï 8
Jeżów T	Tp2	Jeżów IG-1	3000	360	150	<20	<100	360	>200	???	2	5ï 6

żadna z dotychczas rozważanych struktur nie ma wystarczającej dokumentacji sejsmicznej, umożliwiającej konstrukcję w miarę precyzyjnego modelu szczegółowego i wstępną lokalizację otworów do zatłaczania. Dodatkowo na istniejących sekcjach na głębokości występowania J1, zwłaszcza w osi struktur wyniesionych (brachyantyklin), jakość sejsmiki jest często niewystarczająca dla scharakteryzowania geometrii struktur. Dokumentacja otworowa rozpatrywanych struktur jest również uboga (zwłaszcza w osi struktur). W odległości ok. 50-100 km od Gór świętokrzyskich i podtrzeciorzędowych wychodni na wale przedkarpackim kolektor J1 jest wysłodzony poniżej 10 g/dm3, z tym że wysłodzenie to może mieć charakter kopalny, związany z istnieniem zbiornika morskiego o niskim zasoleniu przed inwersją bruzdy duńsko-polskiej oraz występowaniem tam wód słodkich w odległej przeszłości geologicznej. Niecka Miechowska jest wysłodzona z dwóch stron od G.św. i Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Dalej ku N wzdłuż wału Środpolskiego zasolenie J1 zawiera się w przedziale 10-50 g/dm3.

Według wstępnych analiz trzy struktury mogły być przydatne jako potencjalne składowiska, wykorzystane ewentualnie przez PGE Bełchatów, jednak że zostanie to jeszcze zweryfikowane przez wyniki prac przedstawionych w kolejnych rozdziałach.

Struktura Lutomierska – jest to południowy skraj ciągu wysadów Kłodawy i częściowo przebitej soli cechsztyńskiej o rozciągłości południkowej. Na podstawie obrazu grawimetrycznego przypuszczał można, że struktura ta jest zamknięta ze wszystkich stron. Od W jest ona ograniczona uskokiem (przedłużeniem uskoku Gopła-Pomętowa – Marek, 1977), który ze względu na brak dobrej jakości danych sejsmicznych z tego obszaru nie może być dokładnie scharakteryzowany, ale informacje z otworów Lutomiersk-2 i Lutomiersk-3 sugerują że jego zrzut wynosi w jurze kilkaset metrów. Blisko osi struktury znajduje się jeden otwór (Lutomiersk-2), w którym występują dwa kolektory jurajskie (bajos i aalen&tarok górny), o odpowiedniej miąższości. Strop wyższego kolektora J2 występuje w tym otworze na głębokości ok. 1470 m, co gwarantuje dobre warunki fizyczne zatłaczania (tzn. temperatura i ciśnienie zapewniają że osiągnięcie stanu nadkrytycznego). Również poziomy uszczelniające spełniają tu z powodzeniem kryteria miąższości. W drugim otworze znajdującym się na E skłonie struktury (Aleksandrów Łódzki-1) kolektory mają nieco

mniejsze miąższości, które jednak ciągle są zadowalające. Na W od uskoku ograniczającego wyniesienie od W miąższości kolektorów gwałtownie spadają a ich głębokość wzrasta, co jest wynikiem zarówno synsedymentacyjnej jak i późniejszej aktywności wspomnianego uskoku, prawdopodobnie ograniczającego strukturę solną w podłożu. Struktura ta jest zatem asymetryczna lecz jej dokładna geometria nie może być zrekonstruowana w oparciu o istniejący materiał archiwalny. Interesująca nas struktura przecięta jest w sąsiedztwie wspomnianych otworów tylko jednym profilem sejsmicznym, inne profile jedynie zahaczają o jej krańce (na południu i NE). Dotychczas stwierdzoną najbardziej istotną wadą tej struktury jest prawdopodobne wysłodzenie solanek kolektora J2 poniżej wartości charakterystycznych dla tła tego obszaru, wynikające z wysokiej elektrooporności tego kompleksu, dokumentowanej geofizyką wiertniczą. Otwór znajdujący się na skłonie struktury ma zasolenie normalne dla tego obszaru. Sugeruje to możliwość rozszczelnienia strefy uskokowej ograniczającej strukturę Lutomierska od W, która to strefa może mieć łączność ze strefą uskokową w rejonie Tuszyna. Jednak otwór zlokalizowany najbliżej strefy uskokowej po jej W stronie wykazuje zasolenie normalne w obrębie J2. Informacje te są niejednoznaczne i dlatego struktura ta jest, mimo wszystko, godna rozpatrzenia.

Struktura Budziszewic (segment Zaosie formy strukturalnej Justynów-Zaosie) – Jest to rozległa struktura o dwóch kolektorach w obrębie J1 (pliensbach, synekur&hetang) rozdzielonych przeciętnej miąższości uszczelnieniem i przykryte większej miąższości uszczelnieniem (toarku). W osiowej partii struktury zarówno kolektory jak i uszczelnienia mają mniejszą grubość niż na skłonach struktury. Elewacja górnego kolektora głównego segmentu struktury znajduje się na głębokości ok. 700-770 m (pomiędzy otworami Zaosie-1 i Zaosie-3, gdzie głębokość stropu kolektora pliensbachu wynosi około 770 m, ale kulminacja między może być o kilkadziesiąt metrów wyższa). Z profilu sejsmicznego podłużnego, o słabej jakości, wynika, że zamknięcie tej struktury na jej krótszych końcach może być płytkie: ponad 100 m SE strony oraz kilkadziesiąt m od NW. Ewentualne przelanie się CO_2 od NW strony tej struktury może spowodować przedostanie się do segmentu (Justynowa), gdzie elewacja kolektora może być na głębokości ok. 600 m, a zasolenie < 1 g/dm3. W otworze znajdującym się blisko przegubu struktury kolektory znajdują się na dostatecznej głębokości (Budziszewice IG-1). Dla elewacji kolektora segmentu głównego (struktura Budziszewice=Zaosie) charakterystyczne jest płytkie wystąpowanie kolektora pliensbachu, na głębokości odpowiadającej granicy obszaru nadkrytycznego (aby osiągnąć obszar nadkrytyczny temperatura musi być wyższa od 31.3 C a ciśnienie od 7.3 MPa – to ostatnie zachodzi, przy założeniu ciśnienia hydrostatycznego, na głębokości większej od 730 m). O ile według "surowych" wyników pomiarów temperatury w otworach jej wartości mieszczą się już w tym przedziale, to wartości otrzymane po kalibracji na wpływ konwekcji płuczki i tzw. poprawkę klimatyczną (Szewczyk, 2009) sugerują że temperatura na głębokości 700 m może być niższa, nawet 28-29 C (ale jest to jeden z modeli kalibracji temperatury, dający skrajnie niskie wartości). Sugeruje to możliwość zagotowania CO_2 w najwyższej części struktury, gdzie jednak kolektor wycienia się. W głównym segmencie występują w obrębie płytszego kolektora wody wysłodzone (1-10 g/cm3) ale stagnujące, według analiz hydrogeochemicznych zespołu hydrogeologicznego PIG (patrz rozdział **1.1.6**) oraz analiz paleontologicznych. Problemem jest, jak w przypadku innych struktur, słaba jakość większości danych sejsmicznych (tylko trzy profile na 14 przechodzących przez strukturę pochodzą sprzed kilku lat, reszta to profile z lat 1970-tych). Ze względu na głębokość i ciśnienia najbardziej obiecujący jest kolektor w obrębie synemuru, ale pod warunkiem dostatecznej izolacji od pliensbachu. Kolektory w obrębie triasu nie posiadają korzystnych własności, może poza pstrym piaskowcem, który jednak występuje zbyt głęboko (~3 km). Zarówno głębokość kolektora pliensbachu jak i umiarkowane zamknięcie struktury od NW sprawia, że istnieje pewne ryzyko odrzucenia tej struktury jako docelowego miejsca składowania po dokładniejszym jej rozpoznaniu.

Rowy w okolicy Kliczkowa. Struktura ta zostaje określona jako obiecująca ze względu na dobre parametry kolektora w obrębie rowu jurajskiego o szerokości ok. 2 km i rozciągłości NW-SE. Występują tu dwa kolektory jurajskie (potencjalny kolektor pstrego piaskowca ma wszędzie przepuszczalność bliską minimum, a w obrębie rowu znajduje się ponadto na zbyt dużej głębokości). Strop górnego kolektora J2 w obrębie rowu spływa się do 600 m, toteż jako bezpieczny można uważać wyłącznie dolny kolektor jurajski. Wówczas dla osiągnięcia zadowalającej pojemności struktury potrzeba kilkudziesięciu kilometrów rowu. Na podstawie istniejących danych geologicznych nie można stwierdzić czy struktura wykazuje takie ciągłość, a dodatkowo na tak długim odcinku istnieje możliwość rozszczelnienia uskoków ograniczających rów. Mimo dobrych parametrów kolektora (np. w otworze Niechmirów IG-1) i uszczelnienie struktura ta daje jeszcze mniejsze szanse na ulokowanie w niej składowiska CO2 (zbyt mała pojemność).

Pozostałe struktury są według wyników wstępnych analiz, mniej odpowiednie jako potencjalne składowiska niż wspomniane trzy powyżej.

Kliczków – monoklina na W od rowów jurajskich. Strop kolektora J1 na głębokości 600 m i mniej. Na W od rowu strop pstrego piaskowca (Tp) spływa się monoklinalnie z 1800 do 1400 m, ale uszczelnienie jest coraz cieńsze (skrajnie poniżej 40 m). Wadą miąższego kolektora Tp nie jest głębokość, ale raczej słaba porowatość (10%) i przepuszczalność (kilkadziesiąt mD). Kolektor charakteryzuje wysokie zasolenie.

Struktura Tuszyna – stropy kolektorów J1 i J2 na dużej głębokości ok. 1800 – 2200 m, a mimo to wysłodzenie wody w 2 otworach (< 1 g/dm3). Anomalia wysłodzenia wykracza daleko poza wartość tła, a zatem duże ryzyko związane z podłużnym rozcięciem osi struktury przez uskok (? przesuwczy), o geometrii predestynującej go do reaktywacji. Mała ilość danych sejsmicznych. Sprawdzić można N fragment struktury, oddalony od przewodniej strefy uskokowej i cechujący się płytszymi kolektorami – jednak tam brak danych otworowych.

Struktura Jeżowa – elewacje osi zdecydowanie za płytkie (do 550 m) – duże ryzyko wrzenia CO2, przeciętna ilość danych. Sejsmika sugeruje że nadkład uszczelniający strukturę od góry jest zuskokowany. Oś struktury płytko zamknięta od strony SE.

Struktura Gomunice – jest dwudzielna, w części północnej spływa się przy rowie Kleszczowa, gdzie strop najwyższego kolektora (J2) występuje na głębokości ok. 500-600 m. W tym miejscu struktura kontaktuje z głównym południowym dyslokacją rowu (właśnie ten ostatni obiekt zaznaczono na Fig. 1.1.1_3). Od wschodu jest ona prawdopodobnie również ograniczona strefą uskokową rozcinającą rów w okolicach wysadu Dębina.

Struktura Gidle - na dobrej głębokości jest T3 – piaskowiec trzcinowy – ale ew. struktura jest ledwie zarysowana, płytka i słabo domknięta od W. W jurze nie zaznacza się na (słabej jakości) obrazie sejsmicznym. Największym problemem są strefy uskokowe w sąsiedztwie, które należą do uskoków poprzecznych tnących rów Bełchatowa – aktywne neotektonicznie. Mimo dobrego zasolenia struktura ta może się rozszczelnić, ponieważ blok ograniczony jest strefami tektonicznymi. Pojemność ew. struktury jest zbyt mała.

1.1.2 Określenie (aktualizacja) bilansu sekwestracyjnego dla Polski – rejon Bełchatowa

Poniżej przedstawiono (IGSMiE – Radosław Tarkowski & Barbara Uliasz-Misiak) standardową metodykę wyznaczania pojemności struktur w poziomach wodonośnych-solankowych.

Następnie PIG-PIB przeanalizowała na podstawie dostępnych i opracowywanych materiałów geologiczno-geofizycznych lokalizację i zasięgi struktur omawianych w poprzednim podrozdziale, oraz dodatkowo jednej nowej, „rezerwowej". Na podstawie informacji z sejsmiki i otworów zweryfikowano i określono na nowo pojemności „statycznej" struktur. Wykorzystano do tego celu wszystkie dostępne wyniki prac wykonanych w rozdziałach 1.1.3, 1.1.4 i 1.1.5. Opracowane w ten sposób informacje wprowadzono do odnośnej warstwy numerycznej GIS projektu.

Metodyka i określenie pojemności składowania dla znanych struktur (1.1.23 – IGSMiE PAN)

Zakres prac obejmuje przedstawienie zasad określania pojemności składowania struktur w poziomach wodonośnych solankowych oraz oszacowanie pojemności składowania CO_2 (pojemność wolumetryczna i pojemność z rozpuszczania) dla struktur wytypowanych w zadaniu *Charakterystyka znanych struktur mezozoicznych (1.1.19 – IGSMiE PAN)* w rejonie Bełchatowa.

Dane do oszacowań pojemności rozważanych struktur geologicznych do składowania dwutlenku węgla zestawiono na podstawie materiałów własnych IGSMiE PAN. Obliczenia pojemności składowania CO_2 w pułapkach strukturalnych wykonano w oparciu o metodykę stosowaną w projekcie EU GeoCapacity. Pojemność z rozpuszczania w wodzie złożowej oszacowano w oparciu o kalkulator on-line umieszczony na stronach MID-CARBON.

Pojemność podziemnego składowania dwutlenku węgla jest jednym z kluczowych czynników decydujących o przydatności struktury geologicznej do składowania. Pod pojęciem pojemności składowania CO_2 (*storage capacity CO_2*) rozumie się ilość dwutlenku węgla, jaka może być zatłoczona do danej struktury, bezpiecznie i bez skutków ubocznych dla środowiska (Uliasz-Misiak 2008).

W głębokich solankowych poziomach dwutlenek węgla będzie wiązany przy wykorzystaniu trzech głównych mechanizmów: wiązania poprzez rozpuszczanie w wodzie złożowej, mineralnego wiązania poprzez geochemiczne reakcje z płynami złożowymi i skałami zbiornikowymi oraz hydrodynamicznego pułapkowania CO_2 (Bachu i Adams, 2003). Pojemność składowania we wszystkich rodzajach struktur geologicznych jest determinowana głównie przez: wielkość struktury, porowatość (rozumianą jako objętość porów w skale, czyli zbiornika, jaka może być wypełniona przez gaz) oraz złożone właściwości PVT.

Dla struktur zlokalizowanych w rejonie Bełchatowa oszacowano wolumetryczną pojemność składowania oraz pojemność składowania wynikającą z rozpuszczania CO_2 w wodzie złożowej. Wolumetryczną pojemność składowania CO_2 obliczono wykorzystując metodykę zaproponowaną w projekcie EU GeoCapacity (Vangkilde-Pedersen et al., 2008). Wyraża się ona następującym wzorem:

$$M_{CO2s} = A \times h \times \varphi \times \rho_{CO2} \times C_{efs}$$

gdzie:
M_{CO2s} – pojemność składowania CO_2 w strukturze geologicznej,
A – powierzchnia,
h – efektywna miąższość,
φ – porowatość,
ρ_{CO2} – gęstość CO_2 w warunkach złożowych,
C_{efs} – współczynnik efektywności składowania CO_2.

Wolumetryczną pojemność składowania CO_2 obliczono na podstawie dostępnych danych dotyczących wybranych struktur tektonicznych: powierzchni, efektywnej miąższości, porowatości. Gęstość CO_2 w warunkach złożowych oszacowano na podstawie tabel i nomogramów (Span i Wagner 1996). Współczynnik efektywności składowania CO_2 przyjęto na poziomie 20%. Pojemność ta jest praktycznie niezależna od czasu, zależy jedynie od charakterystyki pułapki.
Rozpuszczalność CO_2 w wodzie złożowej jest funkcją ciśnienia, temperatury i mineralizacji wody. Ilość dwutlenku węgla jaka może zostać rozpuszczona w solance zwiększa się wraz ze wzrostem ciśnienia i spadkiem temperatury. Pułapkowanie przez rozpuszczanie jest procesem stałym, zależnym od czasu. Jest on najbardziej efektywny w skali długookresowej. Pojemność składowania wynikająca z rozpuszczania CO_2 jest dużo mniejsza niż pojemność składowania w strukturalnych i stratygraficznych pułapkach ponieważ dwutlenek węgla musi mieć kontakt z nienasyconą wodą, aby nastąpiło rozpuszczanie.

Przedmiotem oszacowania były pięć struktur (Fig. 1.1.2_1, Tabele 1.1.2.1 i 1.1.2.2): antyklina Jeżowa - J, antyklina Jeżowa – T, rów Kliczkowa, antyklina Lutomierska i antyklina Tuszyna. Oszacowano wolumetryczną pojemność składowania oraz pojemność składowania wynikającą z rozpuszczania CO_2 w wodzie złożowej. Pojemność składowania CO_2 z rozpuszczania w wodzie złożowej oszacowano przy wykorzystaniu kalkulatora on-line (*Sequestration Calculators*) umieszczonego na stronach MID-CARBON. Umożliwia on wyliczenie ilości dwutlenku węgla jaka może rozpuścić się w wodzie zawartej w danej strukturze.

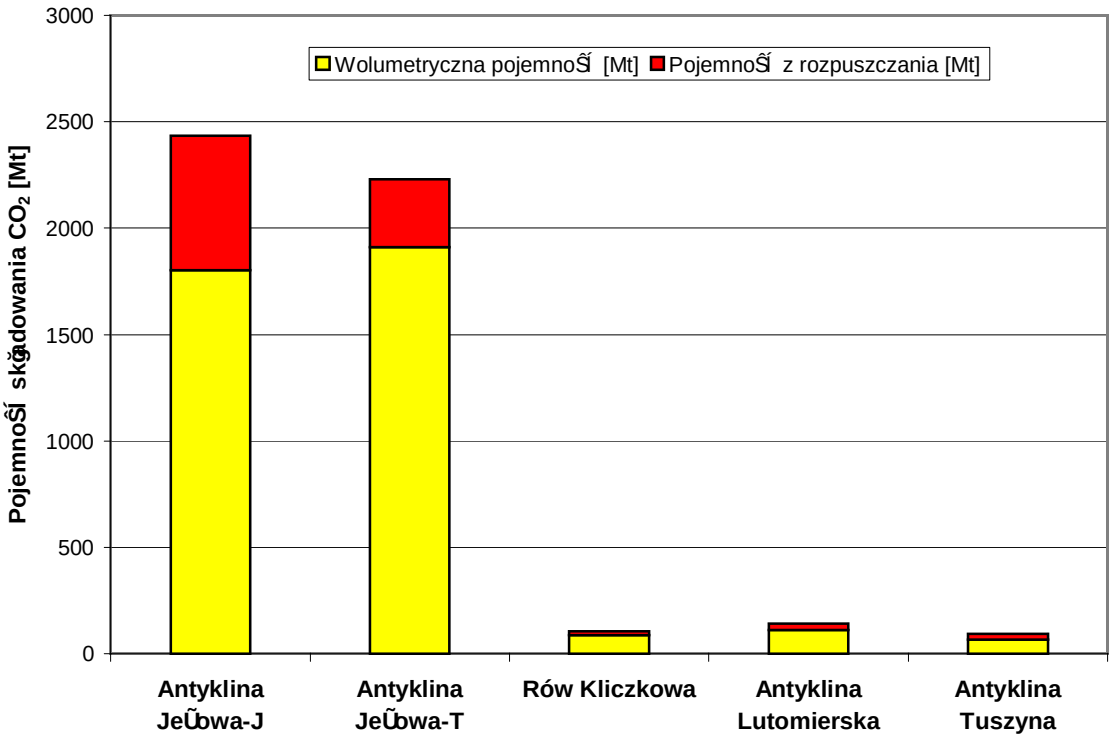


Fig. 1.1.2_1 Pojemność składowania CO_2 (wolumetryczna i z rozpuszczania) w strukturach zlokalizowanych w rejonie Bełchatowa

Tabela 1.1.2.1 Wolumetryczna pojemność składowania CO_2 w strukturach zlokalizowanych w rejonie Bełchatowa (obszar I)

	Antyklina Jełowa-J	**Antyklina Jełowa-T**	**Rów Kliczkowa**	**Antyklina Lutomierska**	**Antyklina Tuszyna**
Powierzchnia struktury [km^2]	250,0	250,0	250,0	45,0	24,0
Miąższość poziomu do składowania CO_2 [m]	240,0	360,0	36,0	150,0	95,0
Porowatość poziomu do składowania CO_2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3
Udział piaskowców w poziomu do składowania CO_2	0,9	0,7	0,7	0,8	0,9
Objętość porowa poziomu do składowania CO_2 [km^3]	10,8	12,6	0,6	0,8	0,5
Gęstość CO_2 [kg/m^3]	834,0	758,4	700,6	739,5	693,1
Wolumetryczna pojemność składowania CO_2 [Mt]	**1801,3**	**1911,1**	**88,3**	**112,3**	**67,2**

Tabela 1.1.2.2 Pojemność z rozpuszczania CO_2 w strukturach zlokalizowanych w rejonie Bełchatowa (obszar I)

	Antyklina Jełowa-J	**Antyklina Jełowa-T**	**Rów Kliczkowa**	**Antyklina Lutomierska**	**Antyklina Tuszyna**
Powierzchnia struktury [km^2]	250,0	250,0	250,0	45,0	24,0
Miąższość efektywna poziomu do składowania CO_2 [m]	216,0	252,0	25,2	112,5	80,8
Porowatość poziomu do składowania CO_2	0,2	0,2	0,1	0,15	0,25
Ciśnienie złożowe [MPa]	7,5	31,9	9,4	17,8	7,4
Temperatura złożowa [^oK]	289,6	343,8	306,6	323,2	308,0
Gęstość CO2 [kg/m^3]	834,0	758,4	700,6	739,5	693,1
Mineralizacja Średnia [g/dcm^3]	8	360	237,5	102,5	0,25
Pojemność z rozpuszczania [Mt]	**633,7**	**320,2**	**15,8**	**30,1**	**26,5**

Struktury w rejonie Bełchatowa – weryfikacja i uzupełnienia (Adam Wójcicki i zespół 1.1.3, 1.1.4, 1.1.5)

Zweryfikowano w oparciu o dostępne dane geofizyczno-geologiczne lokalizację i zasięgi struktur omawianych w 1.1.19 i 1.1.23 oraz innych znanych struktur. Do obliczania (wstępnej) pojemności statycznej struktur zastosowano analogiczną metodykę jaka zaprezentowała wyżej IGSMiE PAN (za Vangkilde-Pedersen et al., 2008 i Scholtz et al., 2006), opartą na parametrach geometrycznych i zbiornikowych struktury. Prace wykonano analogicznie jak we wspomnianym w karcie informacyjnej projekcie, zamówionym przez Ministerstwo Srodowiska temacie „Interaktywny atlas prezentujący możliwości geologicznej sekwestracji CO2 w Polsce".

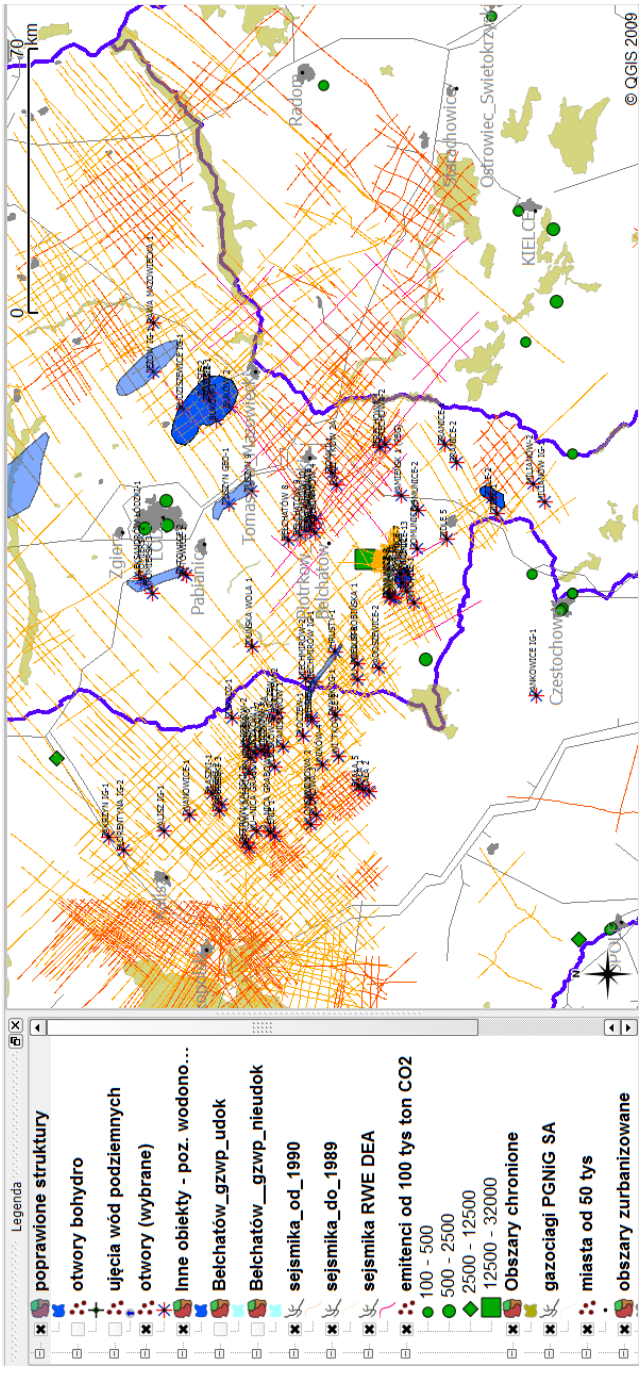


Fig. 1.1.2_2 Poprawione struktury.

Na Fig. 1.1.2_2 umieszczono nastňpujŃce poprawione struktury, które poprzednio podağo IGSMiE PAN: JeŨów, Kliczków, Lutomiersk i Tuszyn. Struktura Budziszewice uzupeğniğa, jak wczeŜniej wspomniano, ten zestaw, a ponadto doszğa struktura Wojszyce. PoniŨej przedstawiono zbliŨenia rejonów struktur w GISie, wraz z ich charakterystykŃ

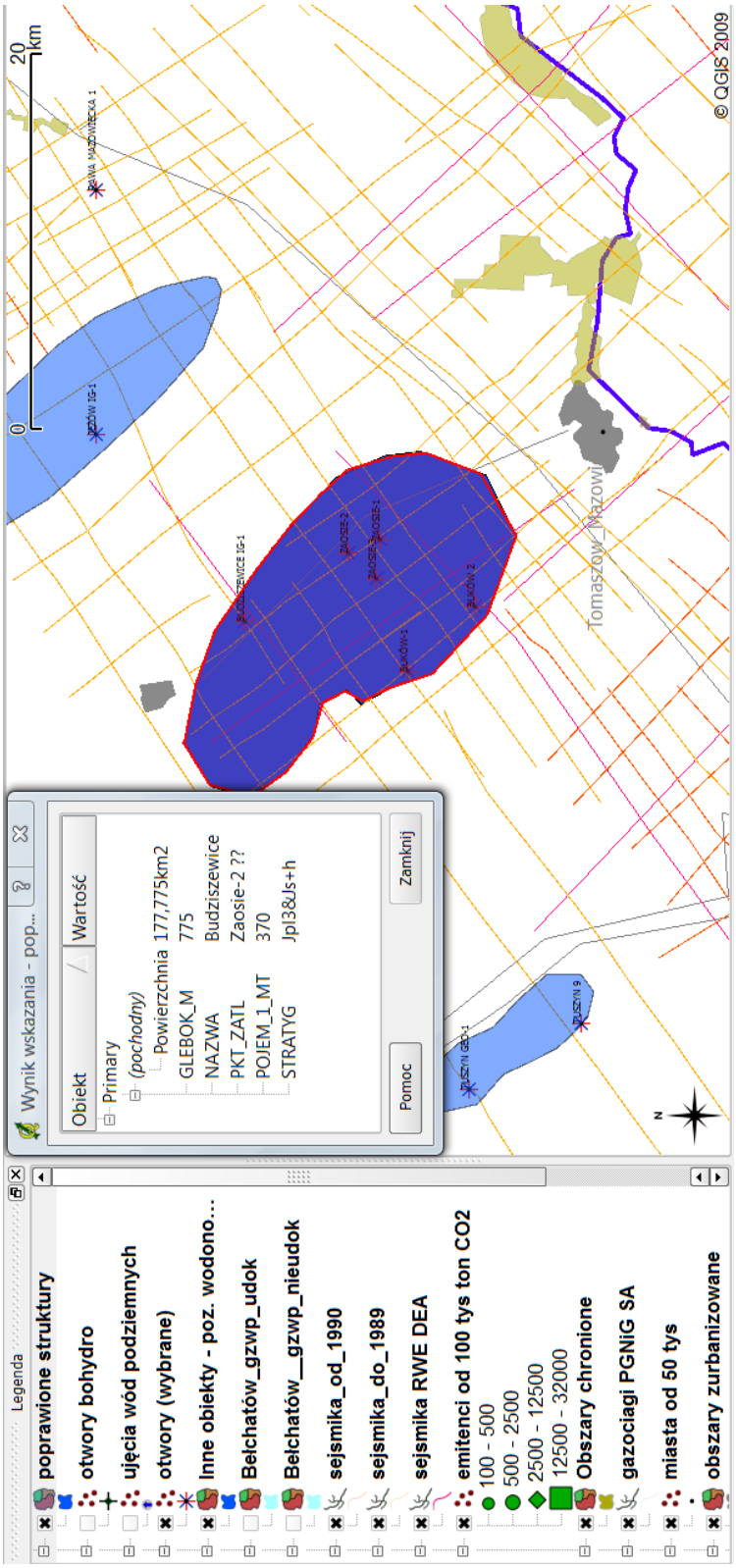


Fig. 1.1.2_3 Struktura Budziszewice-Zaosie

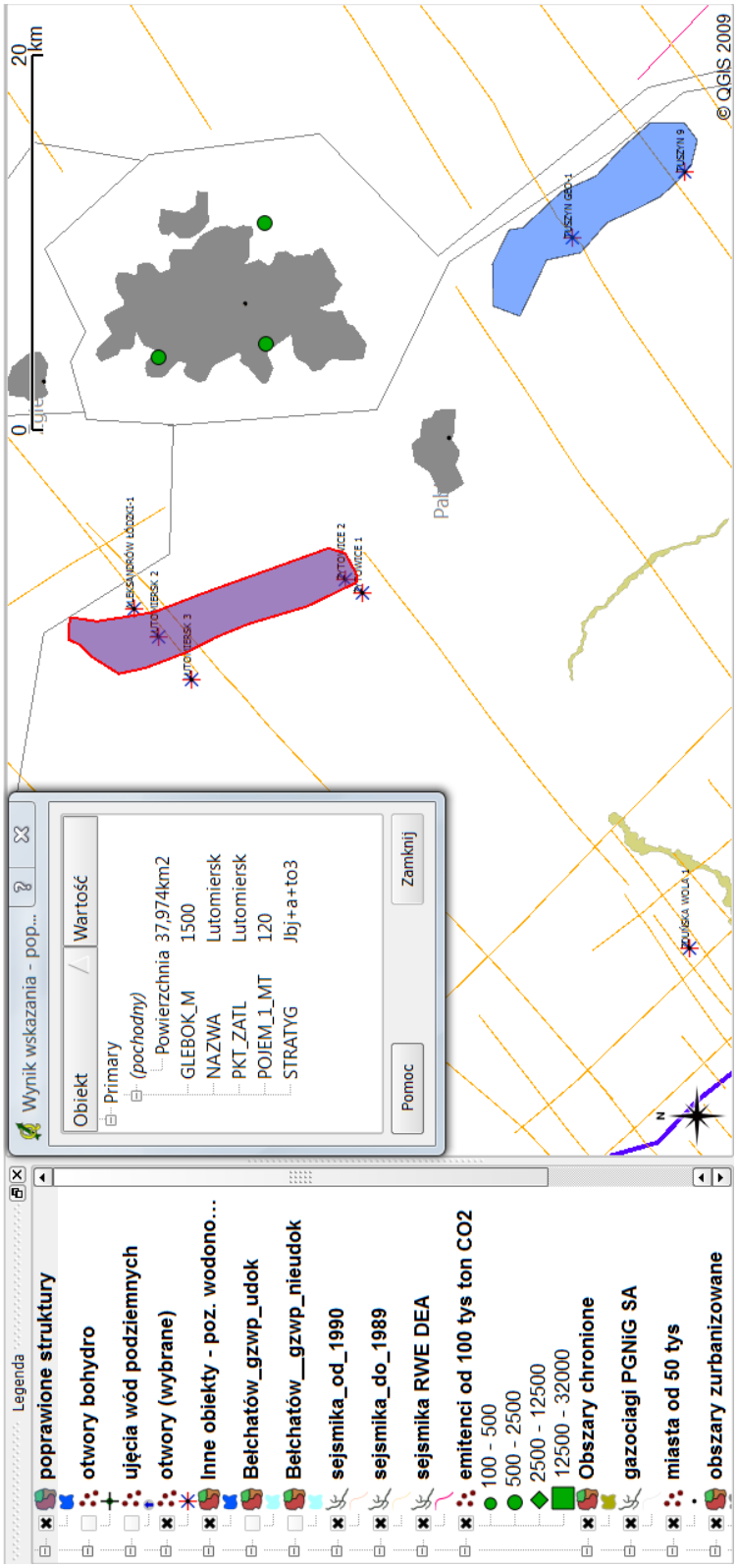


Fig. 1.1.2_4 Struktura Lutomiersk

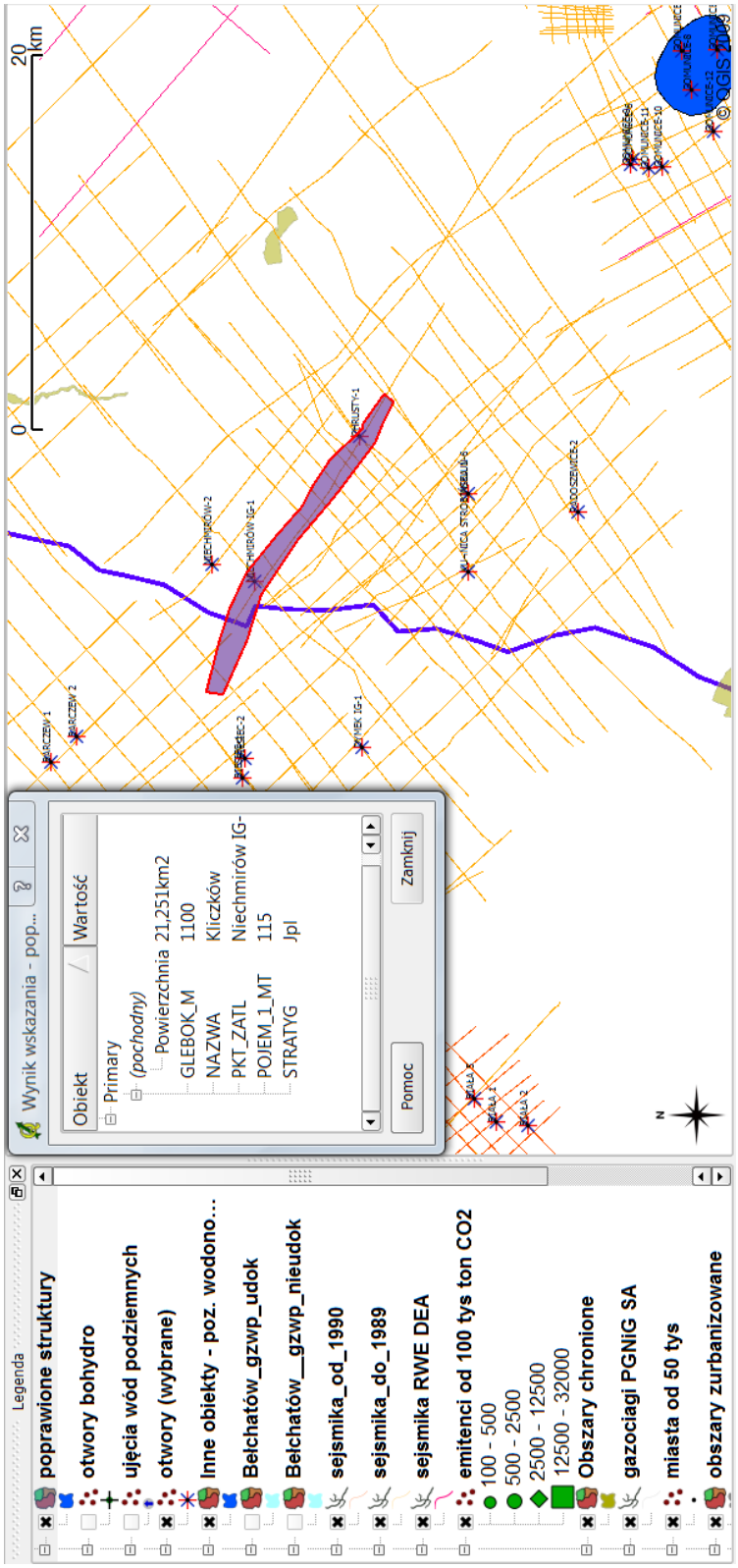


Fig. 1.1.2_5 Struktura Kliczków - J

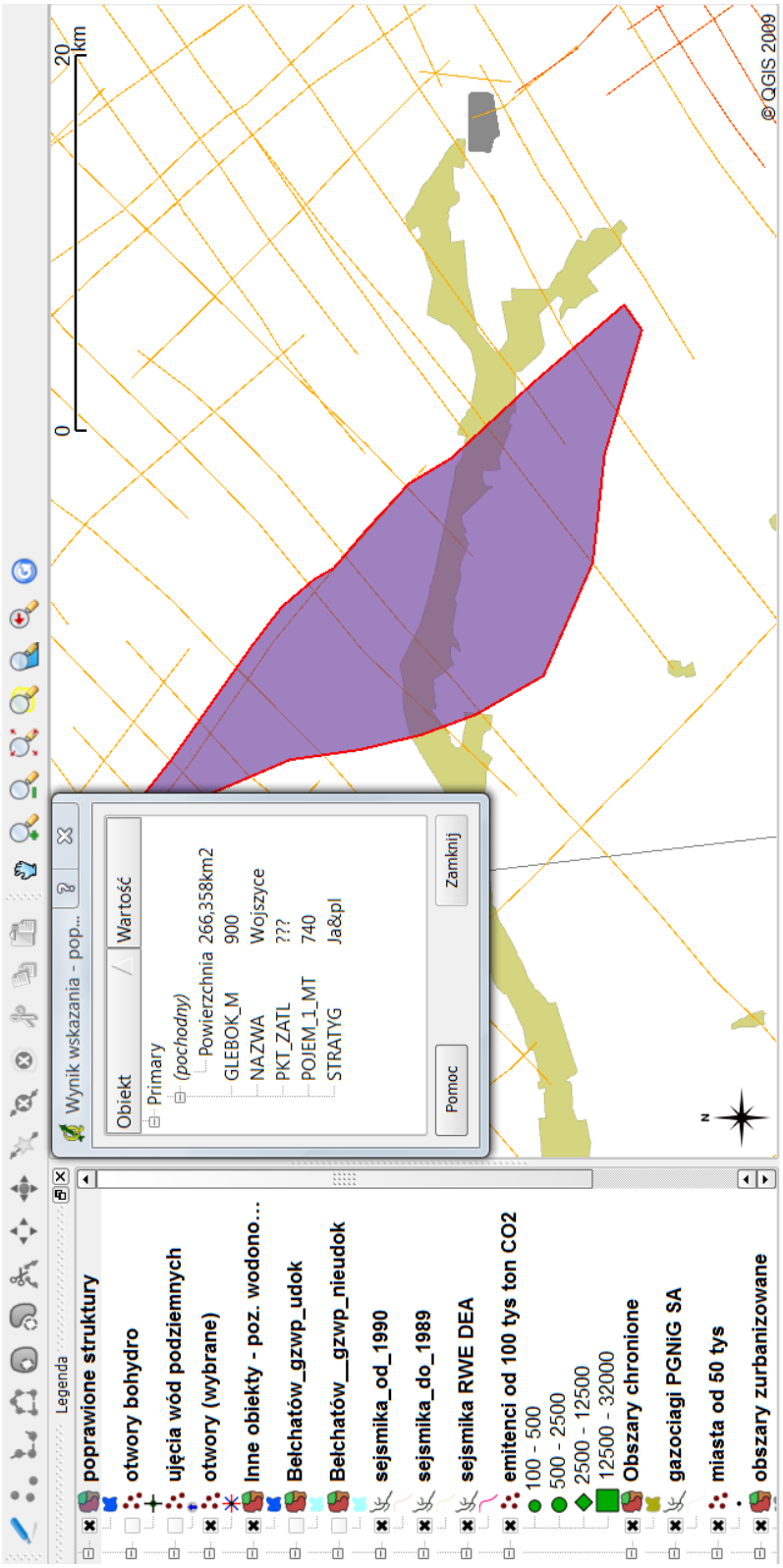


Fig. 1.1.2_6 Struktura Wojszyce

1.1.3 Wykonanie przestrzennych modeli facjalnych potencjalnych poziomów zbiornikowych i poziomów ekranujących

W ramach realizacji tego zadania dokonano na podstawie analizy krzywych geofizycznych, opisu rdzeni i prób okruchowych oraz wyników analiz stratygraficznych korelacji międzyotworowych poziomów zbiornikowych i uszczelniających (Anna Feldman-Olszewska). Przeanalizowano około 100 profili sejsmicznych pod kątem wyboru profili do interpretacji oraz metodyki prac. Dla wybranych profili dokonano korelacji horyzontów reperowych oraz poziomów zbiornikowych i uszczelniających (Sylwia Kijewska, Grzegorz Wróbel). Dla formacji jury i triasu, obejmujących poziomy zbiornikowe i uszczelniające, skonstruowano regionalne modele przestrzenne (Jacek Chełmiński).

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 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 – Wąglszczowa IG 1 – Głopuszno-Eustachów (Fig. 1.1.3_5)
6. Dankowice IG 1 – Rzeki IG 1 – Milianów IG 1 – Pągów IG 1 – Bożа 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 – Wińcki IG 1 – Ołęgów 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 – Łytowice 1 – Łytowice 2 – Tuszyn 2 – Tuszyn 9 (Fig. 1.1.3_12).
3. Bełchatów 8 – Bełchatów 9 – Bełchatów 10 – Bełchatów 11 – Bełchatów 7 – Bełchatów 6 – Bełchatów 4 – Radzików 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 – Łerechowa 2 – Łerechowa 1 (Fig. 1.1.3_15).
6. Zakrzyn IG 1 – Florentyna IG 2 – Kalisz IG 1 – Iwanowice 1 – Bąszki 1 – Gruszczyce 2 – Kliczków 6 – Kliczków 2 – Barczew 1 – Barczew 2 – Niechmirów 2 – Chrusty 1 (Fig. 1.1.3_16).

7. Biaǧa 2 ï Biaǧa 1 ï Biaǧa 5 ï ś wiŃtkowice 2 ï Dymek IG 1 ï Biesiec 1 ï Biesiec 2 ï Niechmirów IG 1 ï Niechmirów 2 ï ZduŒska Wola 1 (Fig. 1.1.3_17).
8. Biady 1 ï Raduchów 1 ï Raduchów 2 ï Ostrów Kaliski 2 ï Ostrów Kaliski 1 ï KuŦnica Grabowska 1 ï Jelenie 1 ï KuŦnica Zagrzebska 1 ï Sobiesňki 2 ï Bǧaszki 1 (Fig. 1.1.3_18).

Na profilach korelacyjnych wydzielono odcinki stanowiŃce potencjalne poziomy zbiornikowe oraz poziomy uszczelniajŃce. Jako podstawň do wydzielenia kolektorów przyjňto minimalnŃ miŃŨszoŜĺ piaskowców - 30 m, natomiast dla uszczelnienia zaǧoŨono minimum 50 m miŃŨszoŜci skaǧiǧowcowych.

Na podstawie wymienionych szczegóǧowych korelacji miňdzyotworowych moŨliwe byǧo precyzyjne przedstawienie miŃŨszoŜci, zasiňgu, wieku oraz przestrzennego ukǧadu poszczególnych poziomów skaǧzbiornikowych oraz skaǧuszczelniajŃcych te poziomy. W ten sposób moŨliwe byǧo wyeliminowanie tych czňŜci badanego obszaru dla których istniejŃce profile nie speǧniajŃkryteriów wymaganych dla bezpiecznego skǧadowania CO_2.

Analiza profili wzdǧuŨ korelacji na obszarze niecki miechowskiej (Fig. 1.1.3_4; Fig. 1.1.3_5; Fig. 1.1.3_6) wykazaǧa brak odpowiedniej miŃŨszoŜci skaǧ zbiornikowych w utworach jurajskich. Natomiast piaskowcowe utwory triasu dolnego na wiňkszoŜci obszaru niecki zalegajŃna gǧňbokoŜciach poniŨej 2000 m. Jedynie w skrajnych otworach (Brzegi IG 1, Ǧopuszno Eustachów i Radwanów IG 1) mogŃ byĺ one potencjalnymi kolektorami, jednak niewielka odleǧǧoŜĺ od wychodni tych skaǧ w obrzeŨeniu Gór ś wiňtokrzyskich eliminuje równieŨ ten obszar z krňgu dalszych badaŒ.

Korelacje przecinajŃce w poprzek monoklinň ŜlŃsko-krakowskŃ(Fig. 1.1.3_6; Fig. 1.1.3_7; Fig. 1.1.3_9; Fig. 1.1.3_10) wskazujŃ, ŨŒ w rejonie poǧudniowo-zachodnim, gdzie utwory jurajskie wystňpujŃpǧycej niŨ800 m, potencjalnymi skaǧami zbiornikowymi mogŃbyĺ utwory piaskowcowe dolnego i Ŝrodkowego pstrego piaskowca. Jednak dotychczas wykonane w rejonie czňstochowskim korelacje nie wykazaǧy obecnoŜci dostatecznej miŃŨszoŜci skaǧ uszczelniajŃcych, co wskazuje na koniecznoŜĺ wyeliminowania regionu okolic Czňstochowy z dalszych badaŒ. Dodatkowych analiz, w celu ustalenia, czy w tym rejonie wystňpujŃ dostatecznej miŃŨszoŜci poziomy ekranujŃce, wymaga natomiast poǧoŨony bardziej na póǧnocny-zachód obszar pomiňdzy Wieluniem a Kliczkowem. W tej czňŜci monokliny ŜlŃsko-krakowskiej gdzie utwory jurajskie pojawiajŃ siň na wiňkszych gǧňbokoŜciach, potencjalnymi poziomami kolektorskimi mogŃ byĺ Ŝrodkowojurajskie warstwy koŜcieliskie (bajos dolny) oraz dolnojurajskie utwory piaskowcowe pliensbachu, reprezentujŃce w zachodniej i wschodniej czňŜci obszaru odpowiednio formacje komorowskŃ(Fig. 1.1.3_10) i blanowickŃ(Fig. 1.1.3_6; Fig. 1.1.3_7; Fig. 1.1.3_9). Skaǧami uszczelniajŃcymi sŃ tu dla wyŨszego poziomu utwory iǧowcowo-muǧowcowe bajosu i batonu, natomiast dla niŨszego poziomu skaǧy iǧowcowe formacji ciechociŒskiej (dolny toark). NajwiňkszŃ miŃŨszoŜĺ skaǧ jurajskich obserwuje siň w strefie tzw. rowu jurajskiego przebiegajŃcego wzdǧuŨ monokliny z póǧnocnego-zachodu na poǧudniowy-wschód (otwory Kalisz IG 1, Florentyna IG 2, Zakrzyn IG 1, Niechmirów IG 2).

W rejonie Beǧchatowa i Gomunic wykonano jedynie jednŃ krótkŃ korelacjň pomiňdzy otworami Gomunice 2 i 5 (Fig. 1.1.3_8). W obu otworach utwory jurajskie wystňpujŃ powyŨej granicznej gǧňbokoŜci 800 m natomiast utwory pstrego piaskowca znacznie poniŨej 2000 m. Rejon ten wymaga dalszego szczegóǧowego rozpoznania.

Korelacje wykonane w poǧudniowej czňŜci waǧu kujawskiego (Fig. 1.1.3_1; Fig. 1.1.3_2; Fig. 1.1.3_3) wskazujŃ na obecnoŜĺ poziomów zbiornikowych o znacznej miŃŨszoŜci w utworach jury dolnej oraz niŨszej czňŜci jury Ŝrodkowej. NajwiňkszŃ miŃŨszoŜĺ majŃ tu utwory formacji borucickiej (toark górny)-dolnego aalenu, jednak zazwyczaj strop caǧego kompleksu wypada powyŨej granicy 800 m. NiŨszy, i prawdopodobnie najwaŨniejszy w tym regionie, poziom zbiornikowy reprezentujŃ piaskowcowe utwory formacji drzewickiej (pliensbach górny), uszczelnione poziomem ekranujŃcym utworzonym przez utwory iǧowcowo-muǧowcowe 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 głogowskiej utwory jury środkowej i dolnej występują znacznie poniżej głębokości 2000 m. W tym rejonie przeanalizowano pod kątem sekwestracji CO_2 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-głogowskiej 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.
   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 - Łytowice – 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 Łytowice 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 Łytowic 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 (Łytowice 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 i jura dolna) charakteryzuje się równie 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 Łytowic, natomiast na strukturze Lutomierska poziom uszczelniający ma jedynie grubość 35-45 m co jest wartością niższą niż wartość graniczna.
Dodatkowo w rejonie Łytowic 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 i 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 piziom 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 i 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

beğchatowskim, analiza materiağu wiertniczego oraz krzywych geofizycznych wskazuje na obecnoSÍ w tym rejonie dwóch jurajskich potencjalnych poziomów kolektorskich oraz jednego dolnotriasowego. Wyŭszy poziom jurajski reprezentowany jest przez piaskowce warstw koŜcieliskich (jura Środkowa ï bajos dolny) oraz formacji borucickiej (jura dolna ï toark górny). Jego miĎąszoŜÍ na całym badanym obszarze jest zbliŭona i waha siň w granicach 60-80 m. Poziom ten jest dobrze uszczelniony przez miĎąszy kompleks ğupków ilastych batonu Środkowego, dolnego i bajosu górnego. Negatywnym aspektem tego kolektora jest fakt, ŭe w zachodniej czňŜci obszaru (otwory Gomunice 9, 6, 11, 10) znajduje siň on na ğğbokoŜci pğytszej niŭ800 m.
Niŭszy poziom zbiornikowy stanowiĎ utwory formacji blanowickiej (jura dolna - pliensbach) o miĎąszoŜci 40-90 m. PrzykrywajĎcy go poziom uszczelniajĎcy reprezentuje formacjň ciechocińskĎ W otworach Gidle 1, 2 ma on miĎąszoŜÍ 43-45 m, natomiast w pozostağych otworach jego miĎąszoŜÍ wzrasta do ponad 100 m.
Najniŭszy potencjalny poziom kolektorski stanowiĎ znacznej miĎąszoŜci utwory piaskowcowe dolnego pstrego piaskowca oraz niŭszej czňŜci Środkowego pstrego piaskowca. WystňpujeonnağğbokoŜciponiŭej2000 m a jego miĎąszoŜÍ waha siň w granicach 300-400 m. Skağami uszczelniajĎcymi jest tu górny odcinek Środkowego pstrego piaskowca. Jego gruboŜÍ w rejonie Gomunic wynosi 100-130 m, jedynie w otworze Gomunice 11 spada do 60 m. PodobnĎmiĎąszoŜÍ ma on w okolicach Gidli.
Dodatkowym kolektorem na badanym obszarze moŭe byĺ kompleks piaskowców reprezentujĎcych poziom piaskowca trzcinowego kajpru górnego. Na wiňkszoŜci obszaru jego miĎąszoŜÍ wynosi pomiňdzy 20 a 30 m, jedynie w otworze ZamoŜcie 1 wzrasta ona do wartoŜci 48 m. Skağy te sĎdobrze uszczelnione przez kilkuset metrowej gruboŜci skağy ilaste warstw gipsowych górnych, noryku i retyku.
4. Rejon Kalisz ï KliczkówïWieluŃ(Fig. 1.1.3_16; Fig. 1.1.3_17; Fig. 1.1.3_18). Jest to doŜÍ rozlegğy obszar bardzo dobrze rozpoznany licznymi otworami wiertniczymi. Analiza krzywych karotaŭowych oraz materiağu rdzeniowego wskazuje, ŭe naleŭy w jego obrňbie wydzieliĺ dwie strefy: północno-wschodniĎ(okolice tzw. rowów jurajskich o przebiegu Kalisz ï Niechmirów) oraz południowo-zachodniĎ W obrňbie strefy północno-wschodniej (Fig. 1.1.3_1) obecne sĎdwa potencjalne poziomy kolektorskie. Wyŭszy - dolnojurajski - reprezentujĎpiaskowce formacji blanowickiej. Jego miĎąszoŜÍ jest znaczna, choĺ zmienna i wynosi od okoğo 100 do ponad 300 m. Uszczelnieniem dla tej formacju jest formacja ciechocińska a w niektorych otworach równieŭprzystropowa czňŜÍ formacji blanowickiej. Cağkowita gruboŜÍ poziomu uszczelniajĎcego jest w miarň stağa i wynosi okoğo 100-140 m. Jedynie w otworze Barczew 1 maleje do 58 m. PrzesuwajĎc siň na południowy-zachód od strefy rowów (Fig. 1.1.3_17; Fig. 1.1.3_16) ğğbokoŜÍ wystňpowania poziomu kolektora dolnojurajskiego szybko ulega spğyceniu poniŭej granicy 800 m a miĎąszoŜÍ poziomu uszczelniajĎcego drastycznie maleje poniŭej wartoŜci krytycznej.
Drugi potencjalny kolektor stwierdzony zostağw utworach triasu dolnego. W strefie rowów jurajskich wystňpuje on na ğğbokoŜci 2000-2500 m, natomiast na pozostağym obszarze na ğğbokoŜci pomiňdzy 1400 a 2200 m. Piaskowce stanowiĎce potencjalne skağy zbiornikowe wiekowo reprezentujĎ dolnĎ czňŜÍ pstrego piaskowca Środkowego oraz wiňkszĎ czňŜÍ pstrego piaskowca dolnego. Ich miĎąszoŜÍ na całym badanym obszarze jest doŜÍ stağa i waha siň w zakresie 350-450 m. Poziom uszczelniajĎcy dla tych skağ stanowiĎ ilasto-muğowcowe utwory górnej czňŜci pstrego piaskowca Środkowego oraz najniŭszego odcinka retu. Ich miĎąszoŜÍ jest wiňksza w strefie rowów jurajskich gdzie wynosi 165-200 m, natomiast na pozostağym obszarze zmniejsza siň do 80-125. MiĎąszoŜÍ ta stopniowo maleje ku południowemu zachodowi i spada poniŭej wartoŜci krytycznej w otworze Biağa 2.

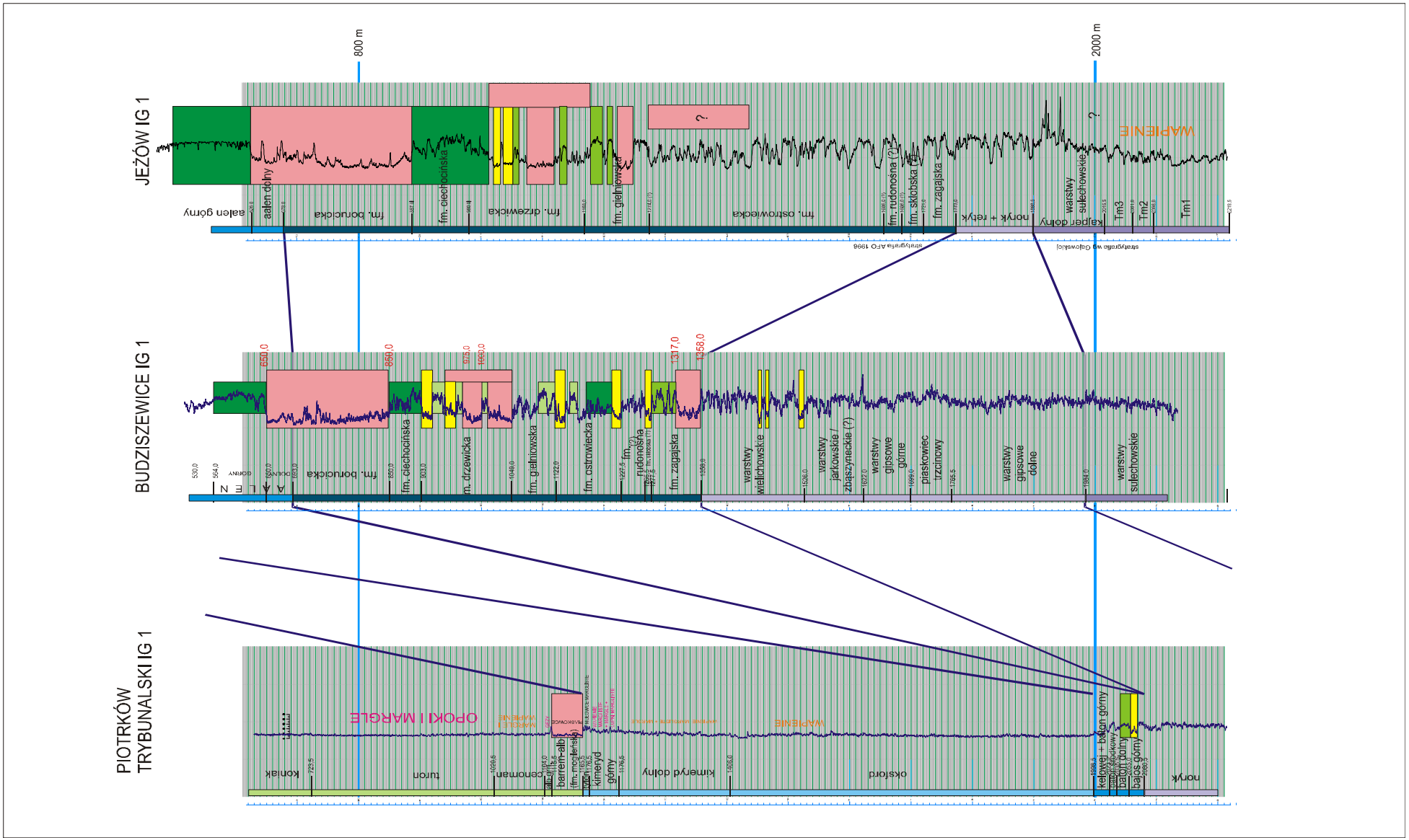


Fig. 1.1.3_1 Korelacja otworów Piotrków Trybunalski IG 1 ï Budziszewice IG 1 ï JeÜów IG 1

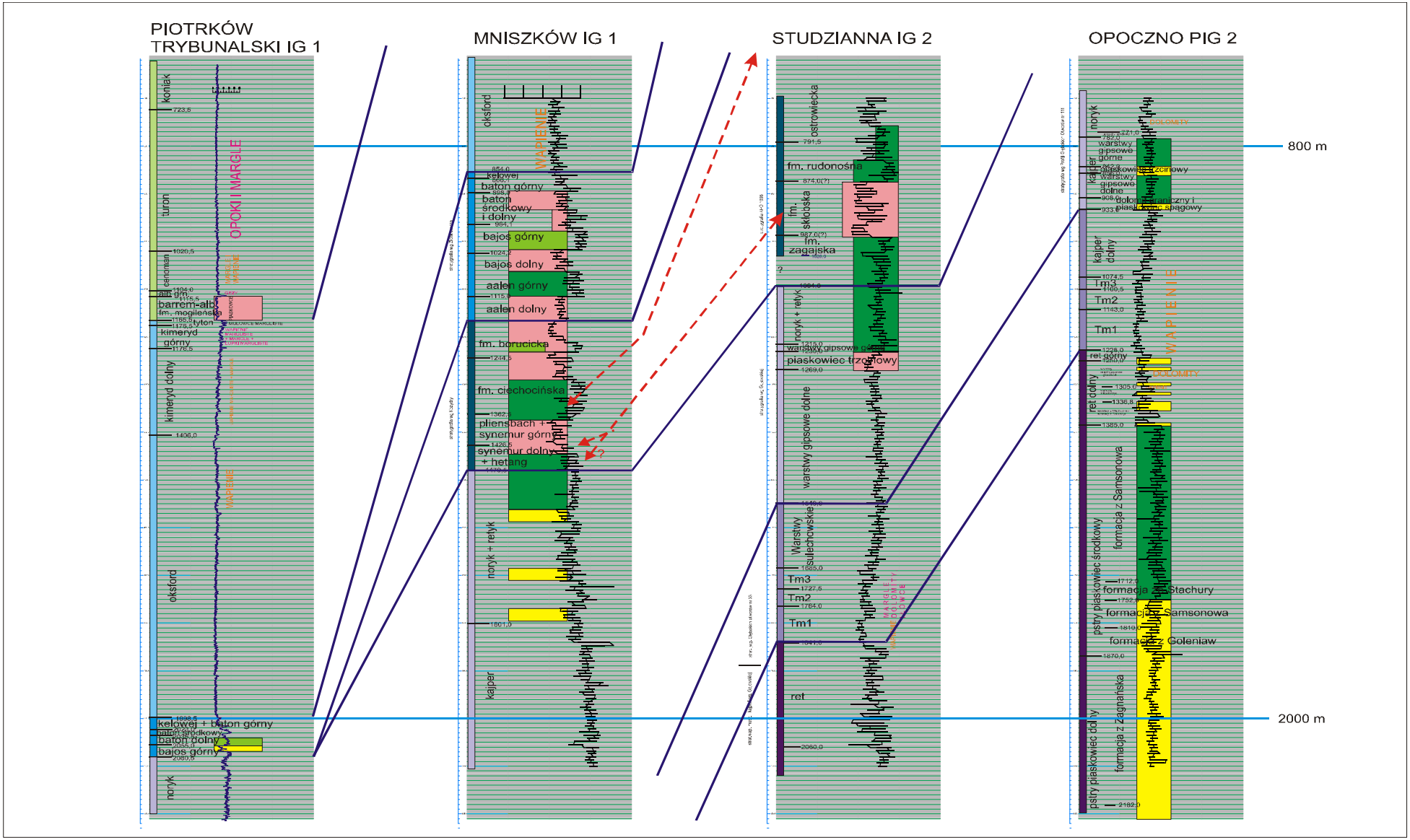


Fig. 1.1.3_2 Korelacja otworów Piotrków Trybunalski IG 1 ï Mniszków IG 1 ï Studzianna IG 2 ï Opoczno PIG 2

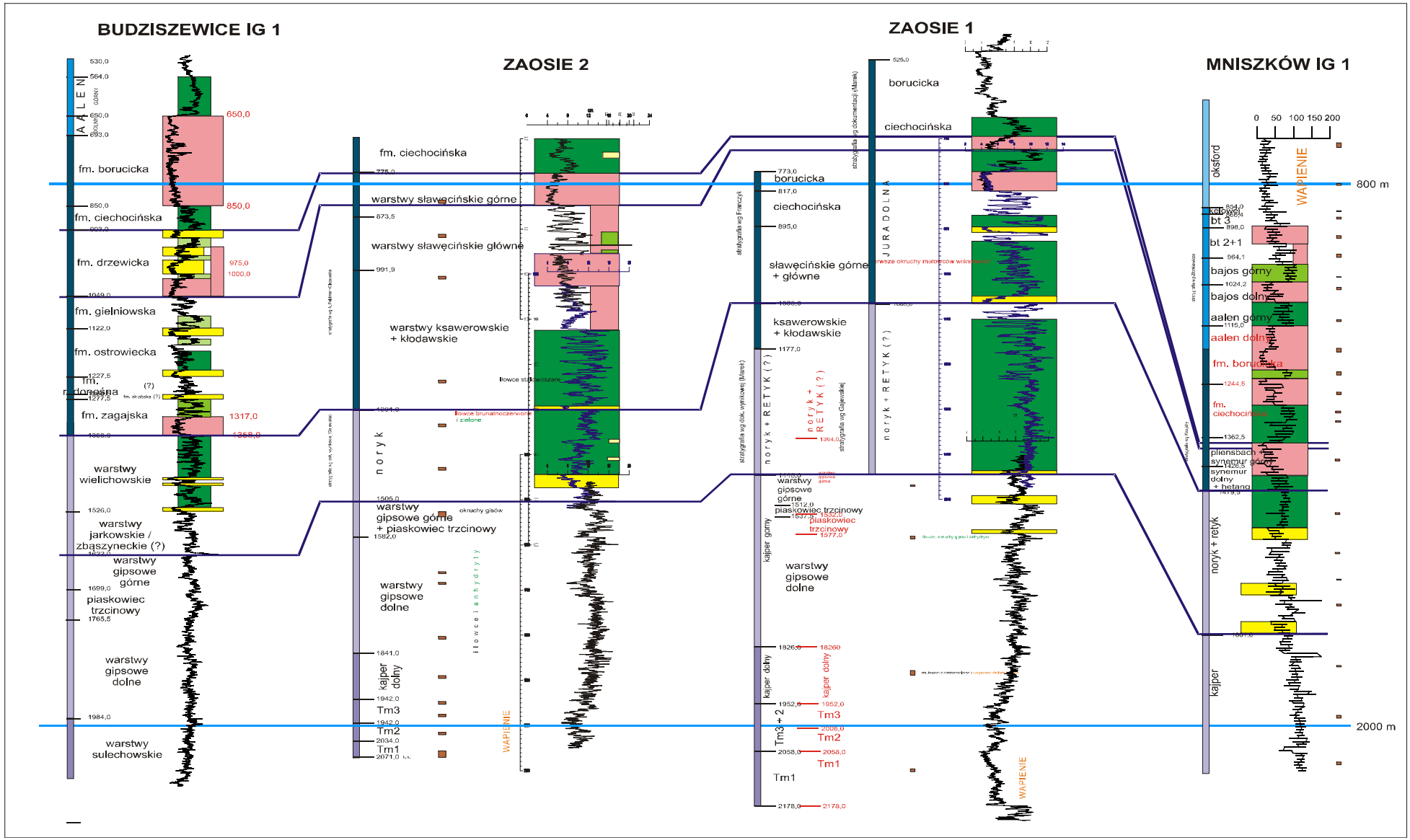


Fig. 1.1.3_3 Budziszewice IG 1 ï Zaosie 2 - Zaosie 1 ï Mniszków IG 1

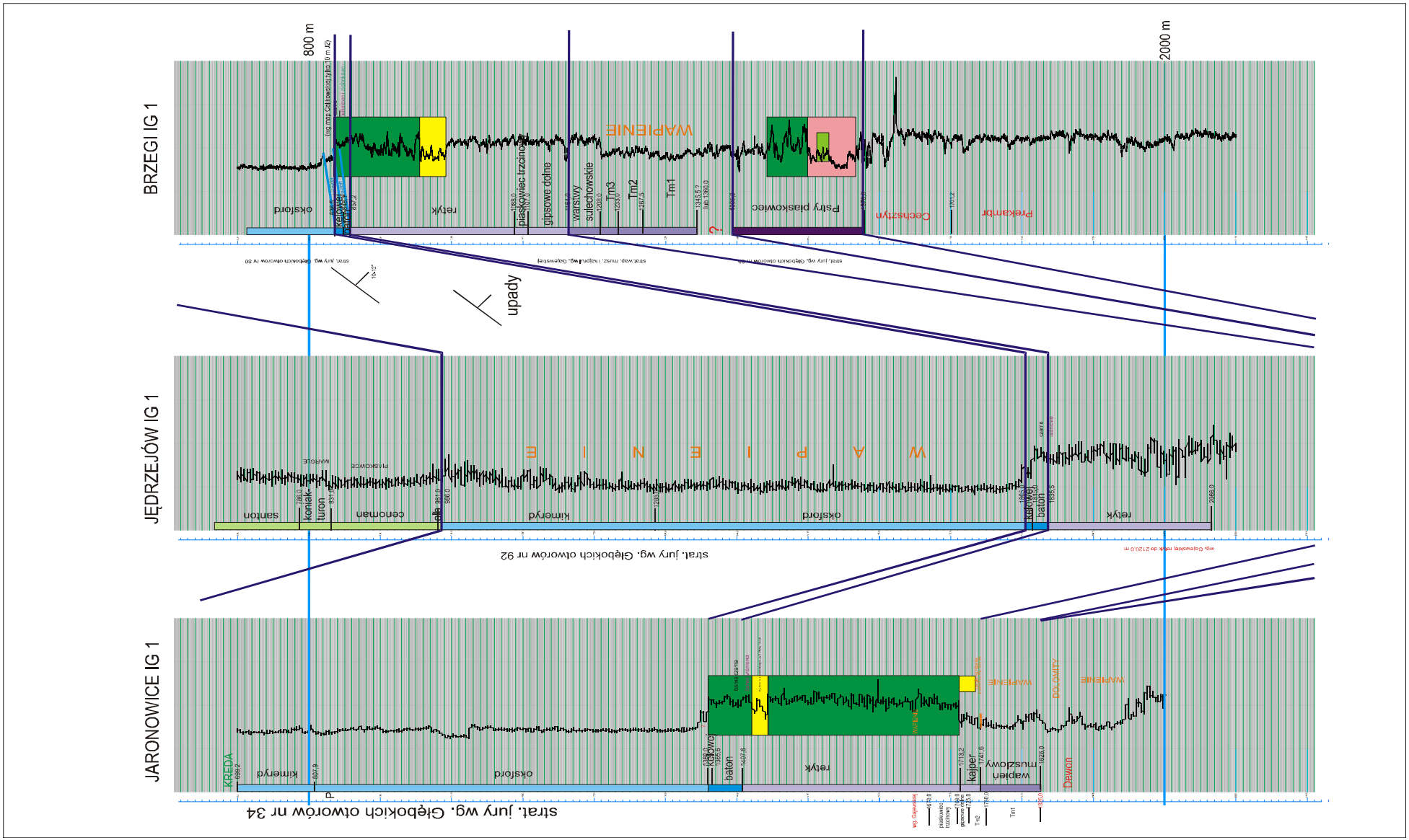


Fig. 1.1.3_4 Korelacja otworów Jaronowice IG 1 ï Jńdrzejów IG 1 ï Brzegi IG 1

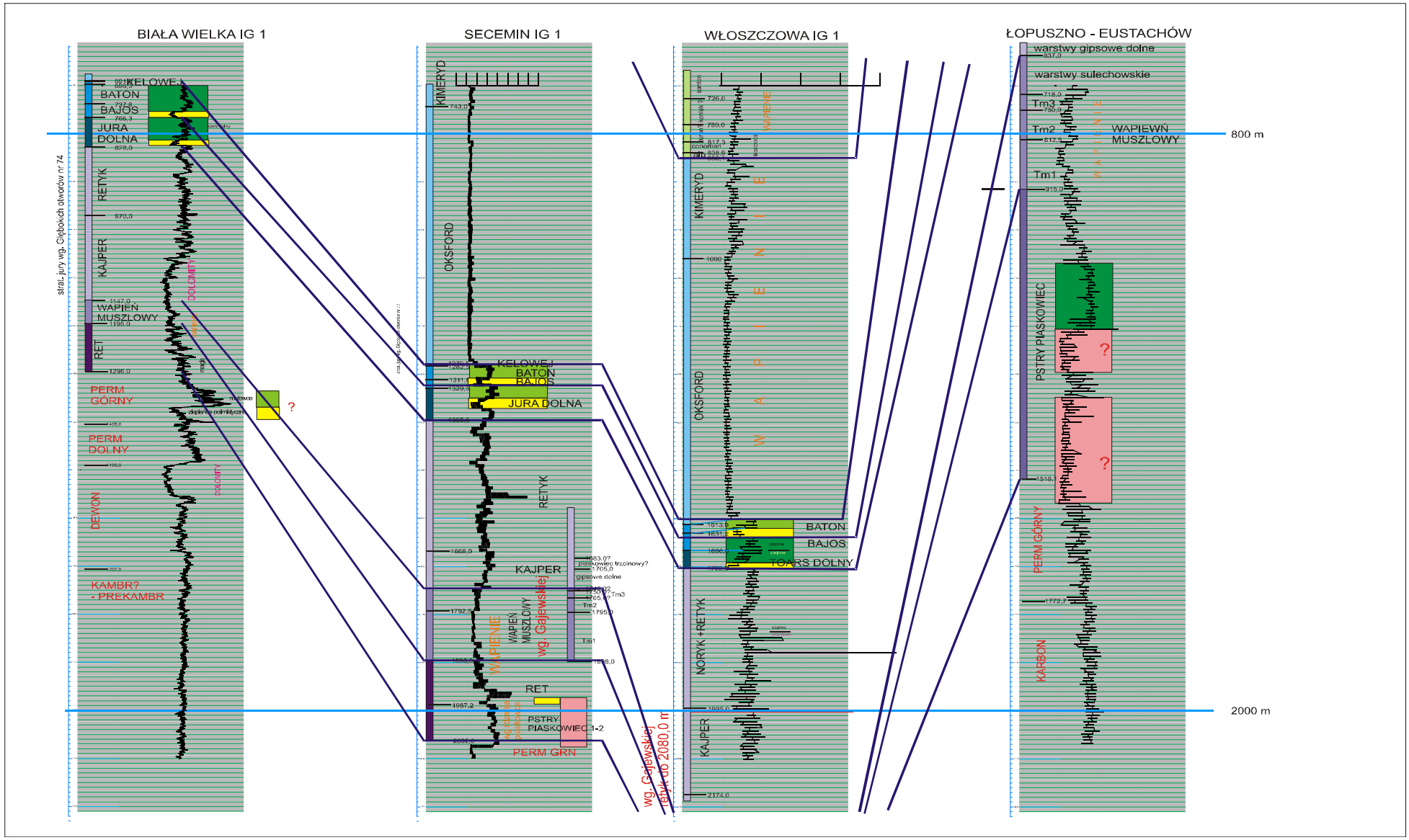


Fig. 1.1.3_5 Korelacja otworów Biaga Wielka IG 1 ï Secemin IG 1 ï Wğoszczowa IG 1 ï Ğopuszno-Eustachów

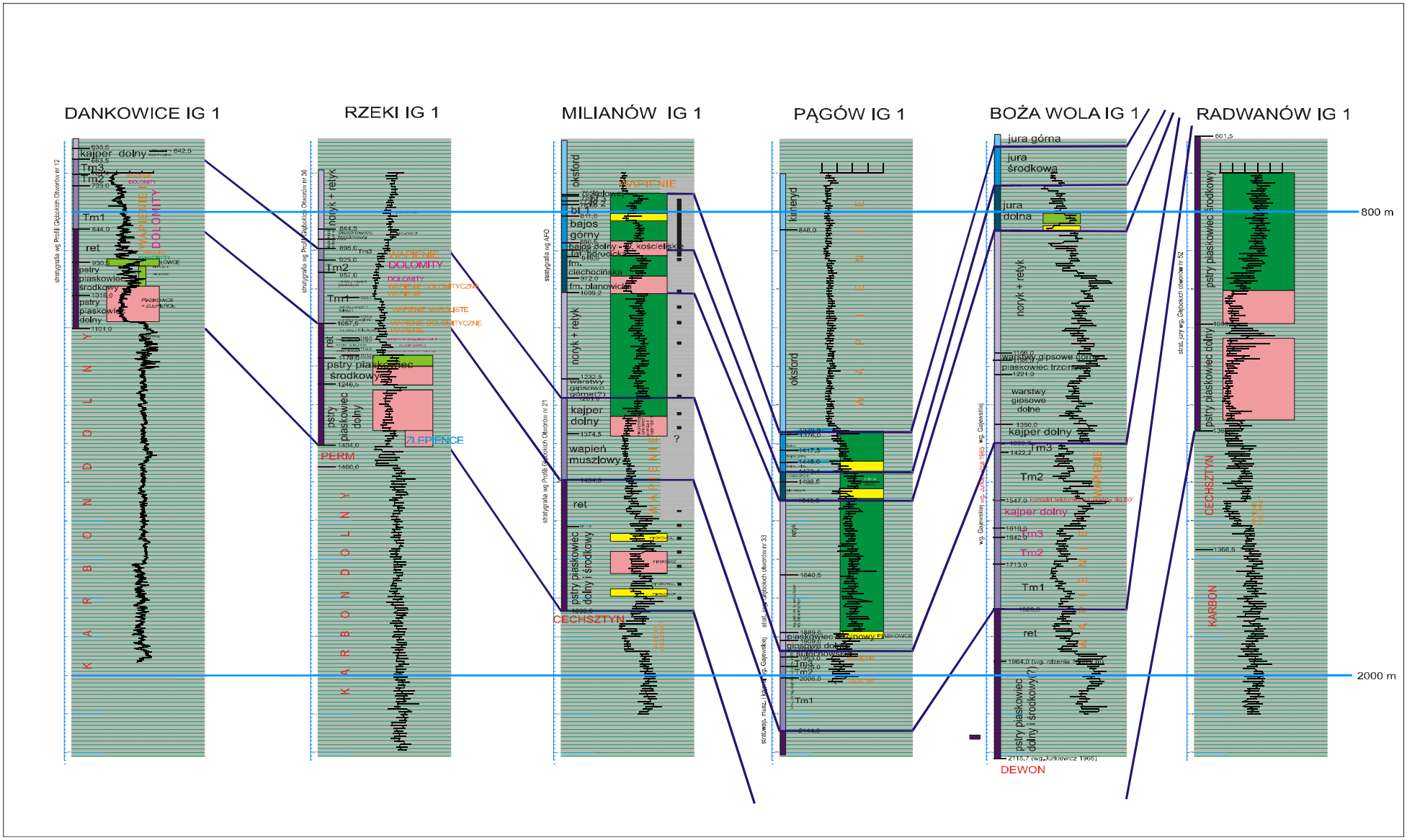


Fig. 1.1.3_6 Korelacja otworów Dankowice IG 1 – Rzeki IG 1 – Milianów IG 1 – Pągów IG 1 – Boża Wola IG 1 – Radwanów IG 1

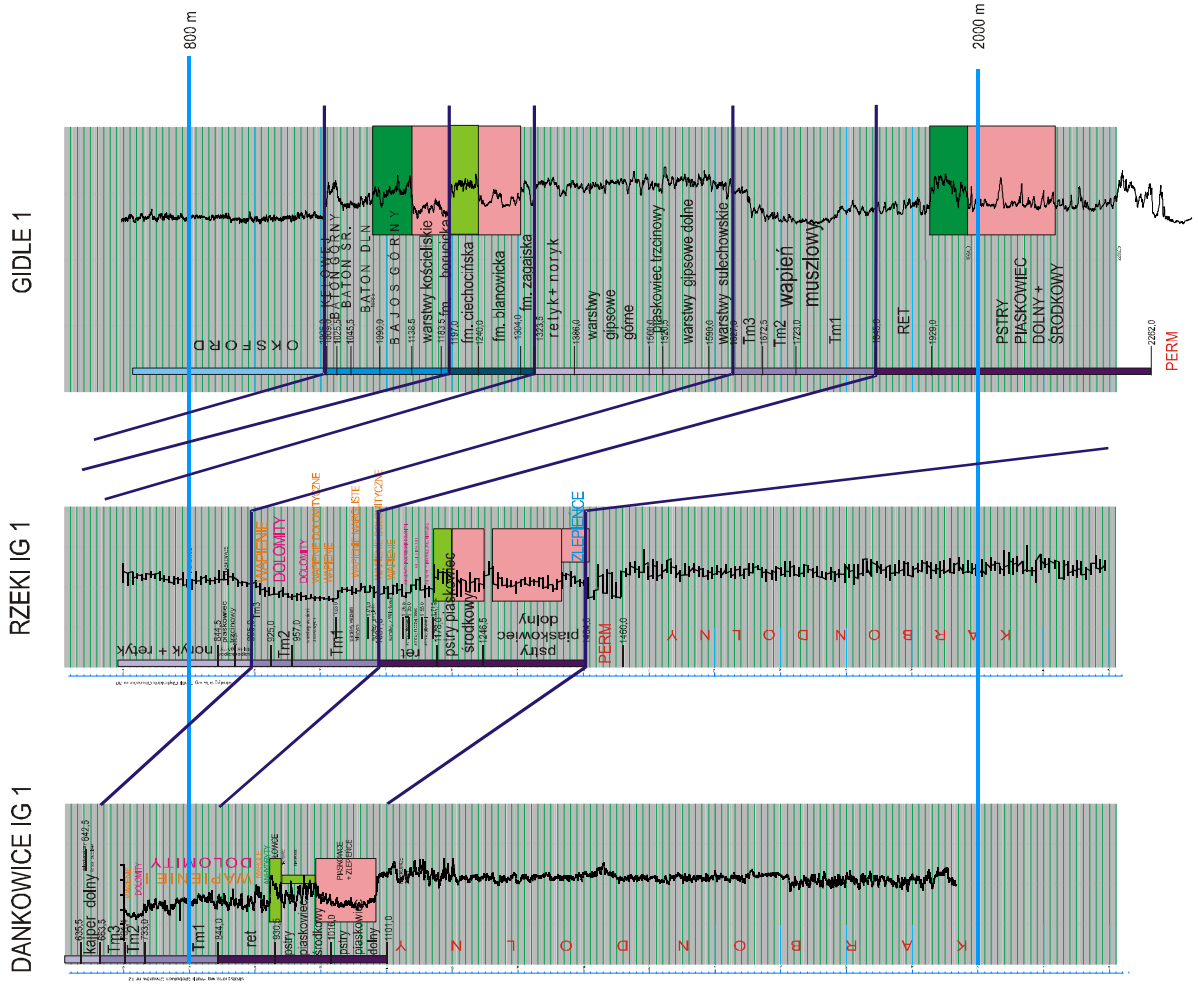


Fig. 1.1.3_7 Korelacja otworów Dankowice IG 1 ï Rzeki IG 1 ï Gidle 1

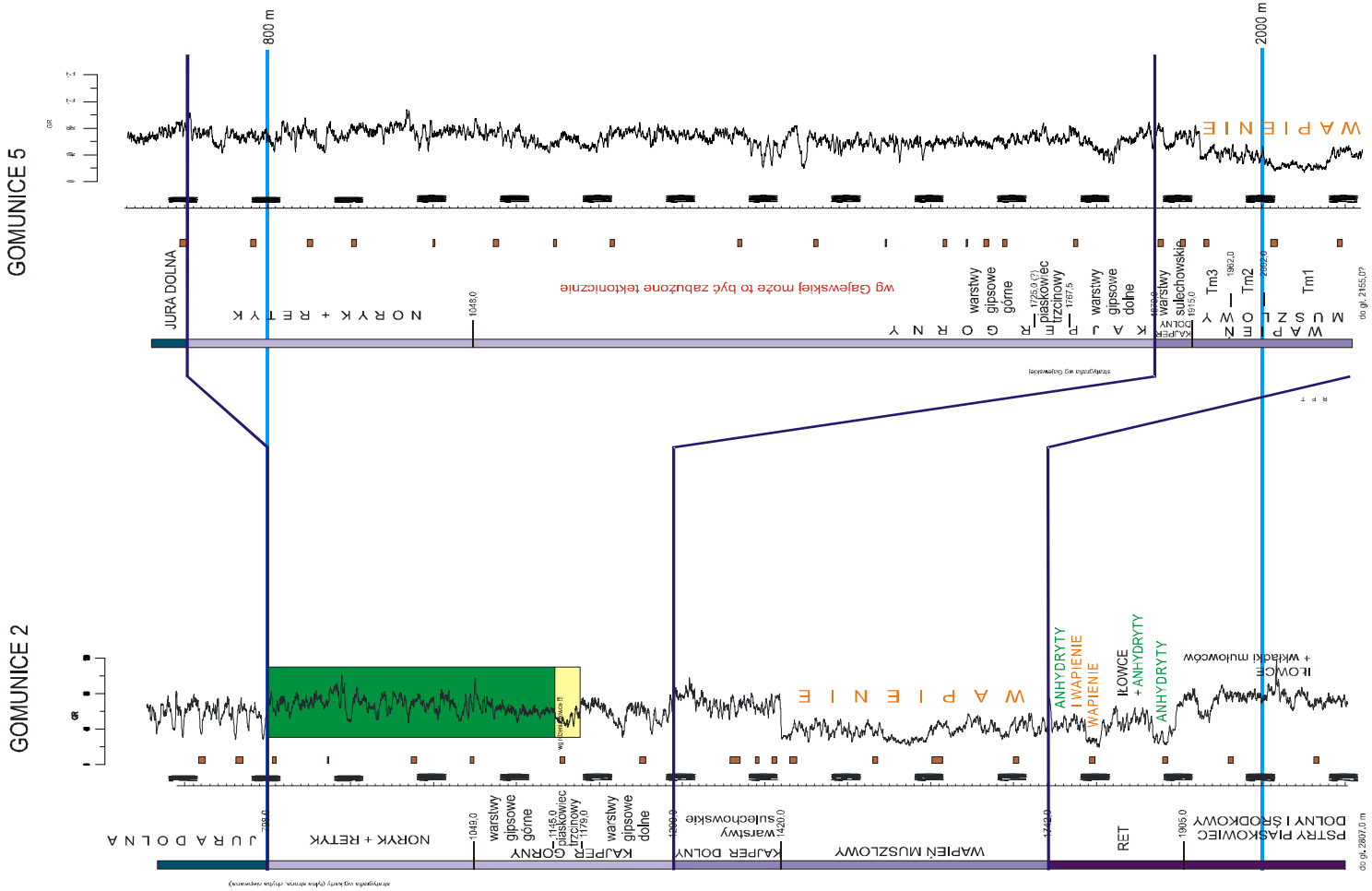


Fig. 1.1.3_8 Korelacja otworów Gomunice 2 ï Gomunice 5

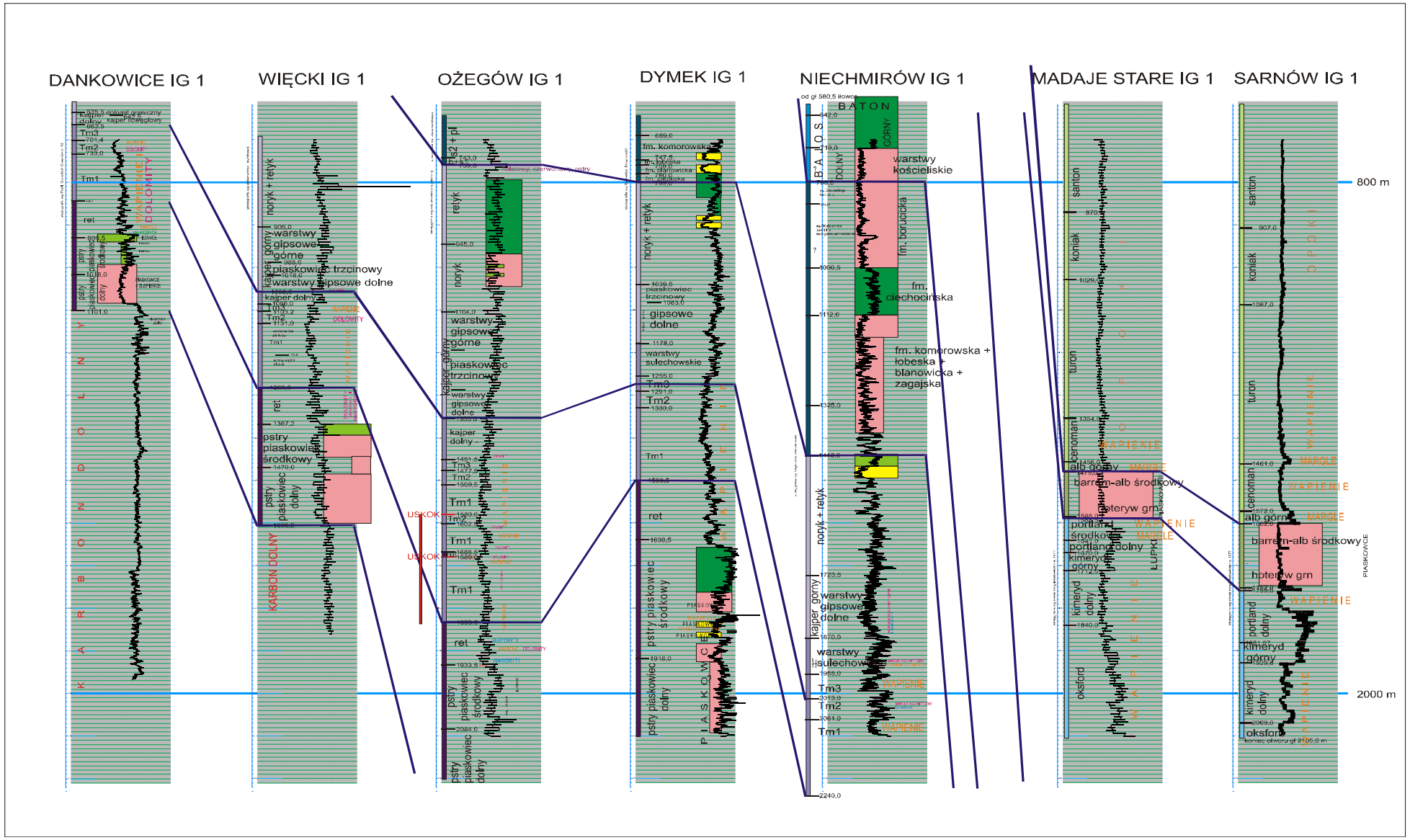


Fig. 1.1.3_9 Korelacja otworów Dankowice IG 1 ï Wińcki IG 1 ï OŨegów IG 1 ï Dymek IG 1 ï Niechmirów IG 1 ï Madaje Stare IG 1 ï Sarnów IG 1

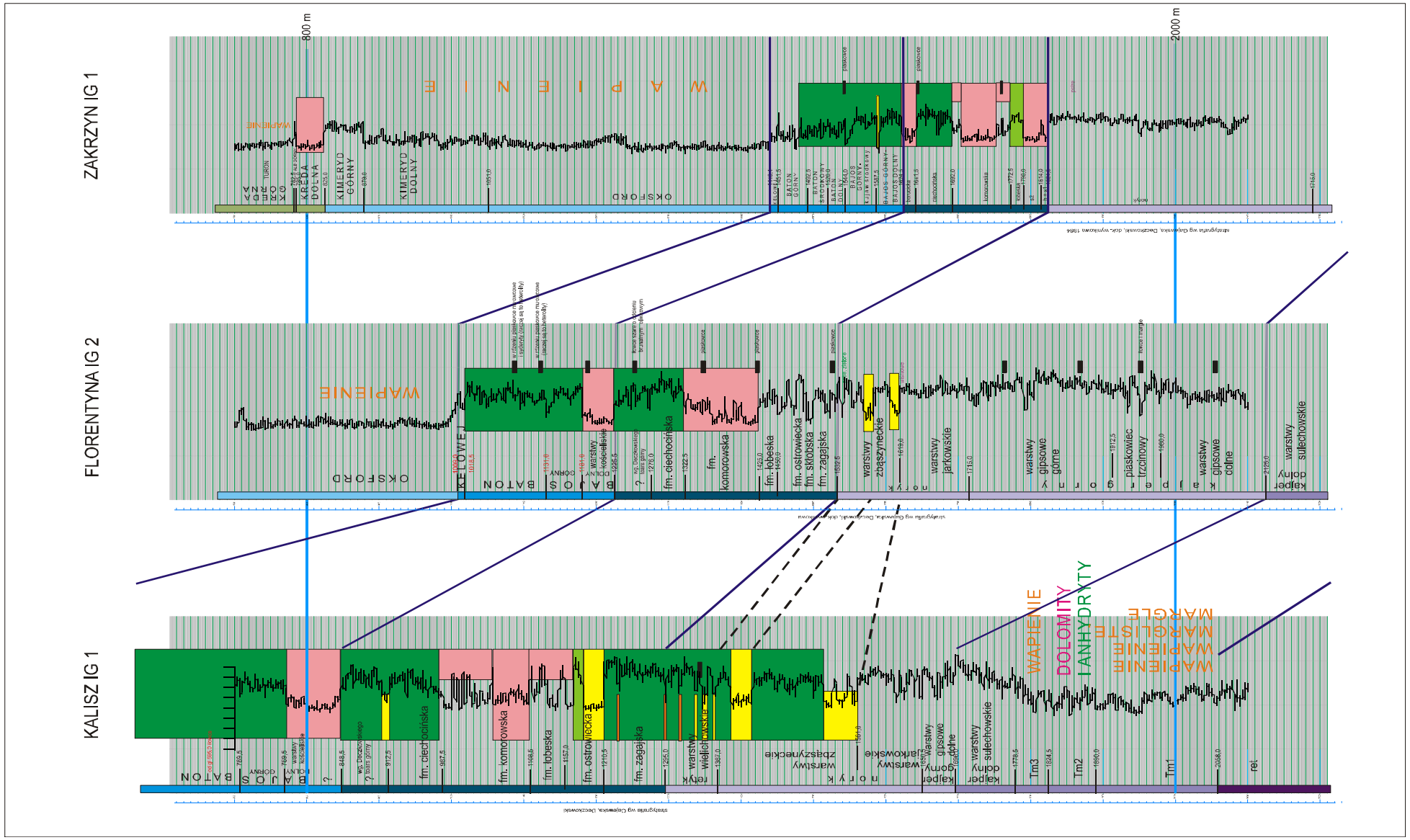


Fig. 1.1.3_10 Korelacja otworów Kalisz IG 1 ï Florentyna IG 2 ï Zakrzyn IG 1

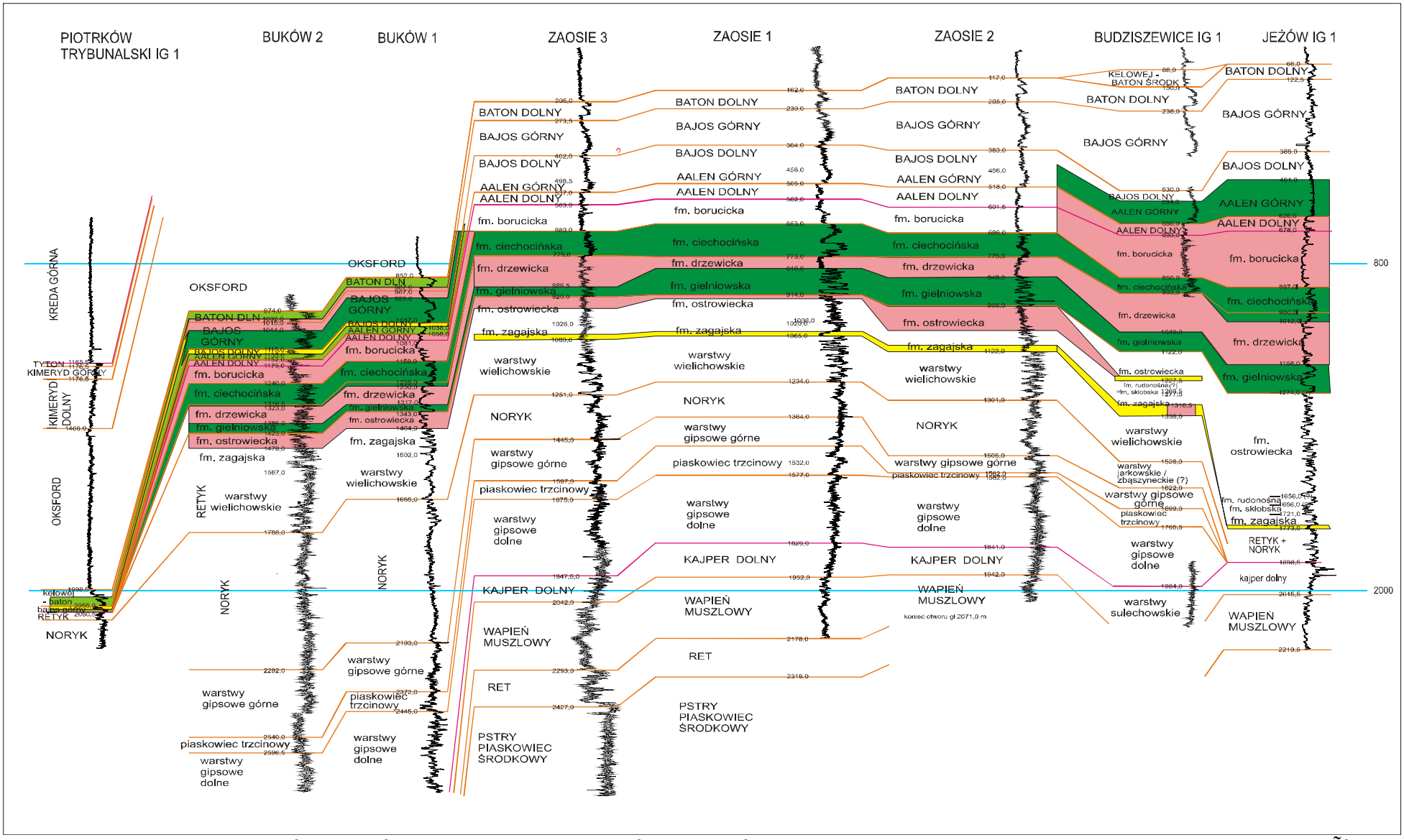


Fig. 1.1.3_11 Korelacja otworów Piotrków Trybunalski IG 1 ï Buków 3 ï Buków 1 ï Zaosie 3 ï Zaosie 1 ï Zaosie 2 ï Budziszewice IG 1 ï JeÜów IG 1

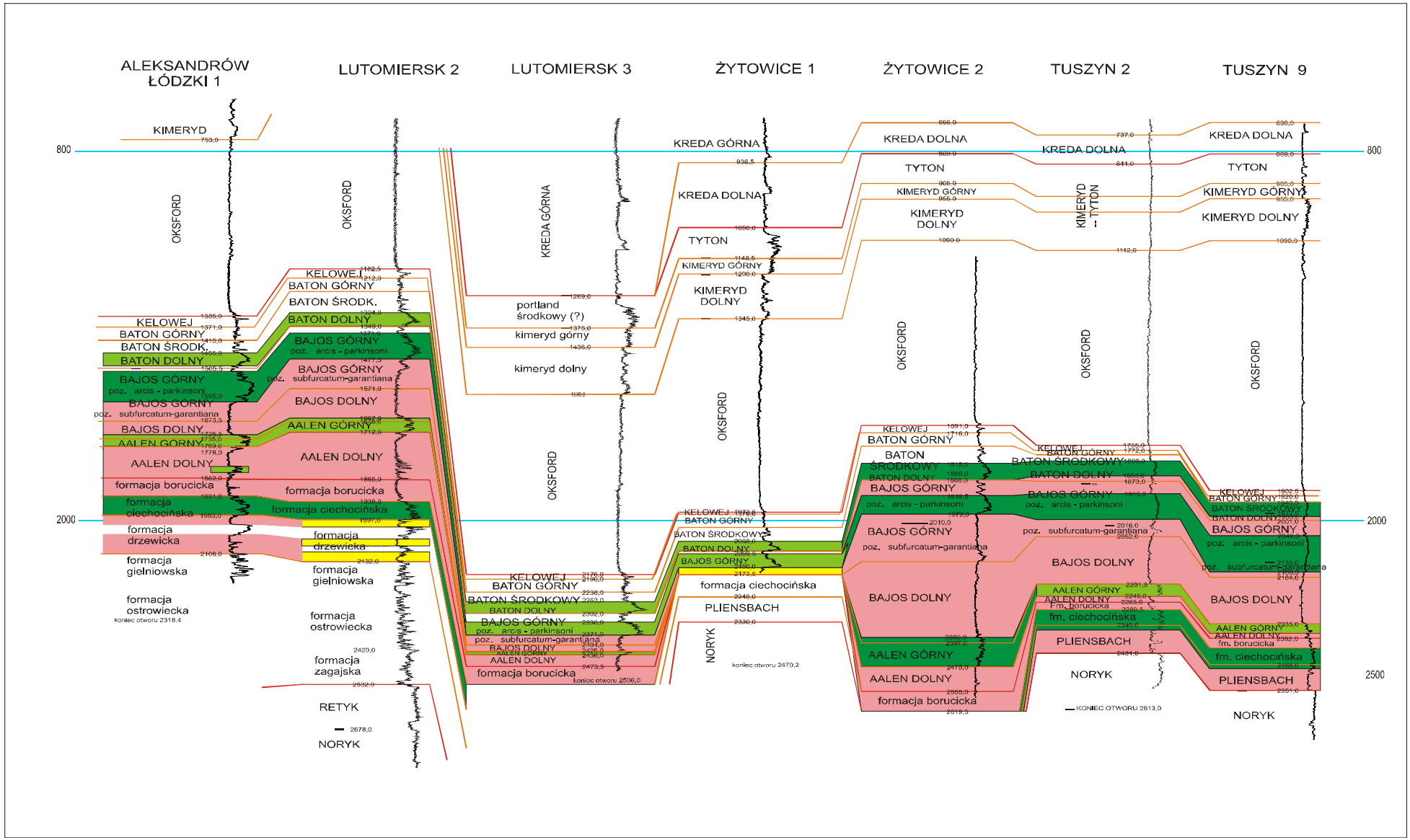


Fig. 1.1.3_12 Korelacja otworów Aleksandrów Łódzki 1 i Lutomiersk 2 i Lutomiersk 3 i Żytowice 1 i Żytowice 2 i Tuszyn 2 i Tuszyn 9

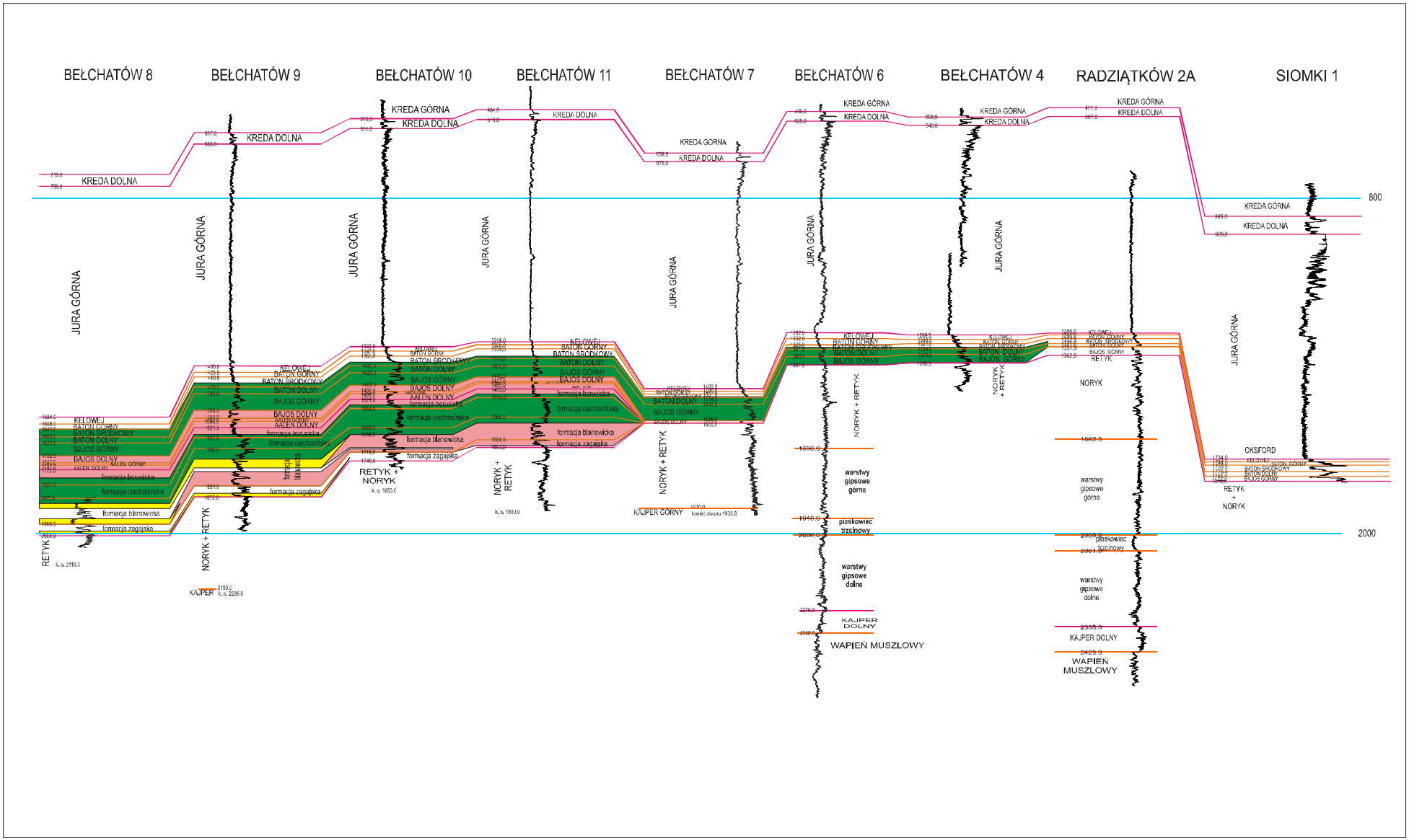


Fig. 1.1.3_13 Korelacja otworów Bełchatów 8 i Bełchatów 9 i Bełchatów 10 i Bełchatów 11 i Bełchatów 7 i Bełchatów 6 i Bełchatów 4 i Radzińków 2A i Siomki 1

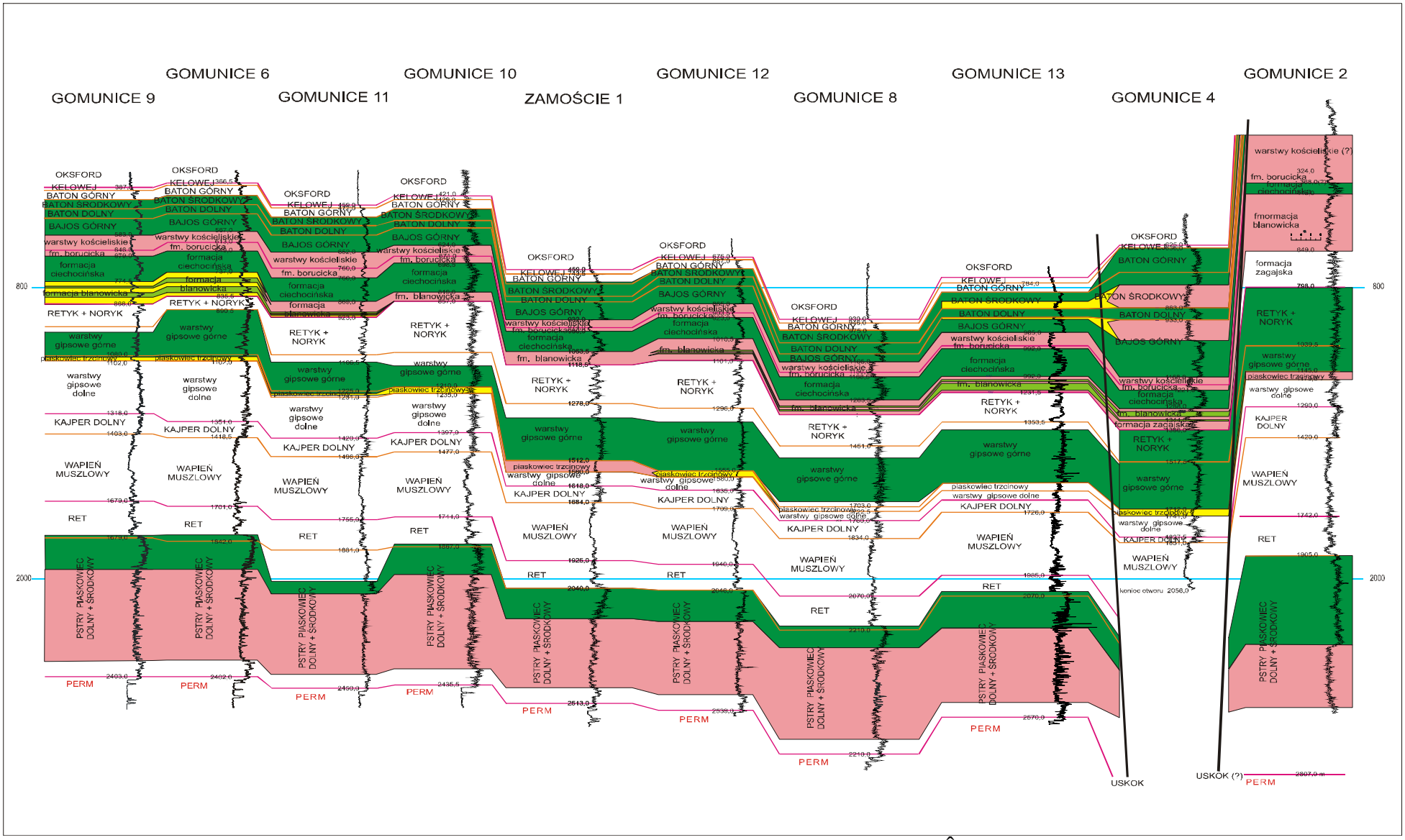


Fig. 1.1.3_14 Korelacja otworów Gomunice 9 ï Gomunice 6 ï Gomunice 11 ï Gomunice 10 ï ZamoŜcie 1 ï Gomunice 12 ï Gomunice 8 ï Gomunice 13 ï Gomunice 4 ï Gomunice 2

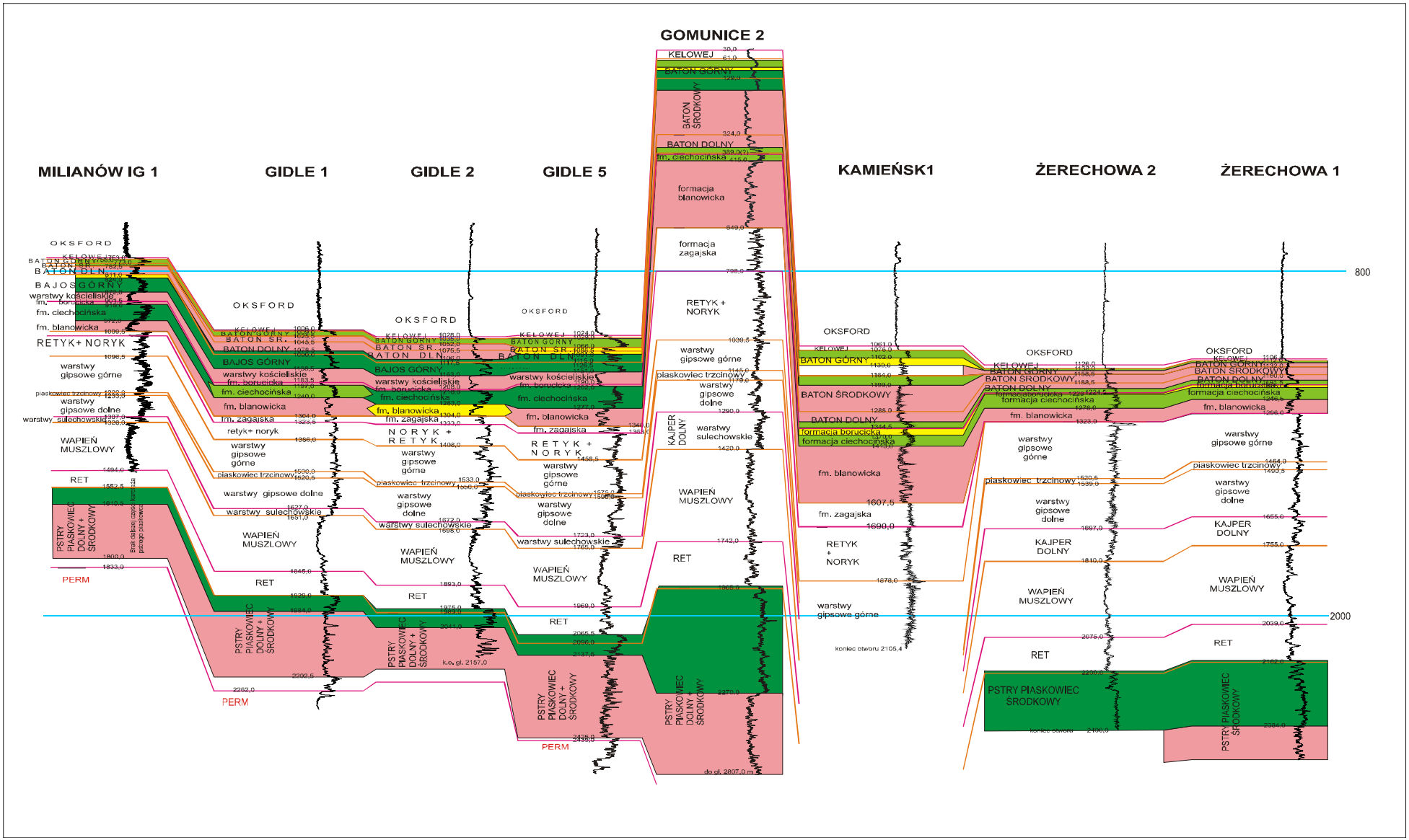


Fig. 1.1.3_15 Korelacja otworów Milianów IG 1 – Gidle 1 – Gidle 2 – Gidle 5 – Gomunice 2 – Kamieńsk 1 – Żerechowa 2 – Żerechowa 1

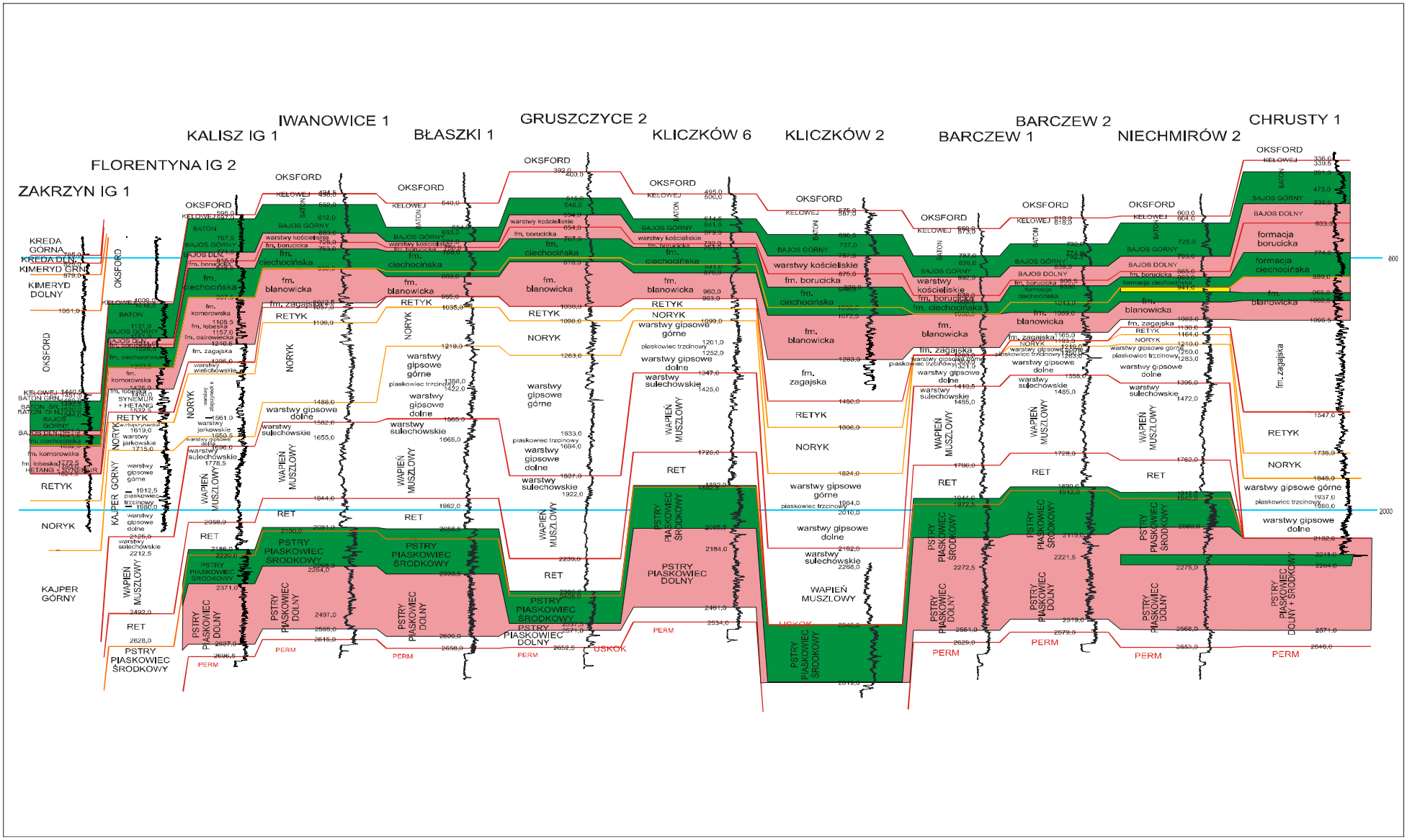


Fig. 1.1.3_16 Korelacja otworów Zakrzyn IG 1 ï Florentyna IG 2 ï Kalisz IG 1 ï Iwanowice 1 ï Bąaszki 1 ï Gruszczyce 2 ï Kliczków 6 ï Kliczków 2 ï Barczew 1 ï Barczew 2 ï Niechmirów 2 ï Chrusty 1

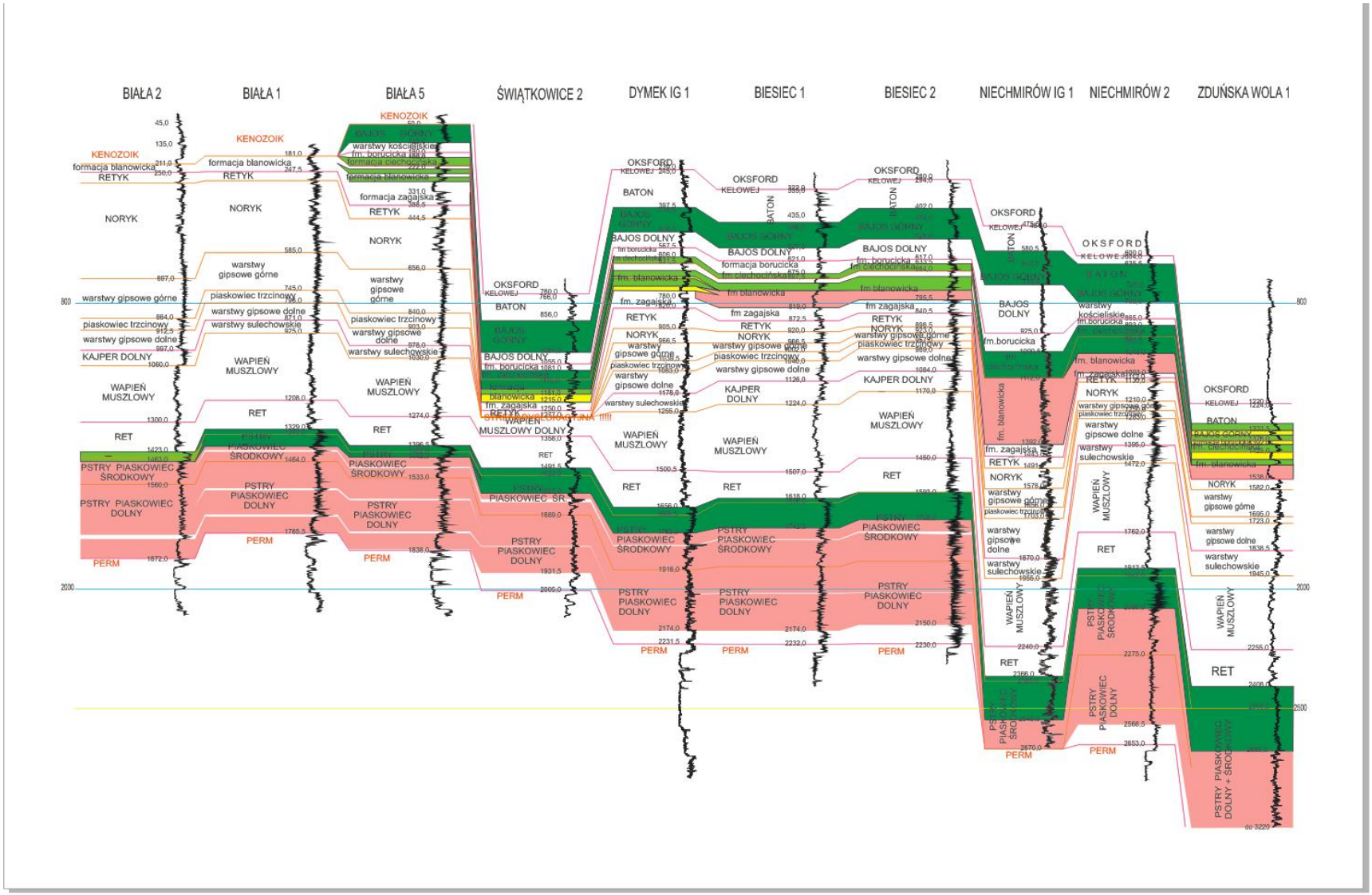


Fig. 1.1.3_17 Korelacja otworów Biała 2 i Biała 1 i Biała 5 i świątkowice 2 i Dymek IG 1 i Biesiec 1 i Biesiec 2 i Niechmirów IG 1 i Niechmirów 2 i Zduńska Wola 1

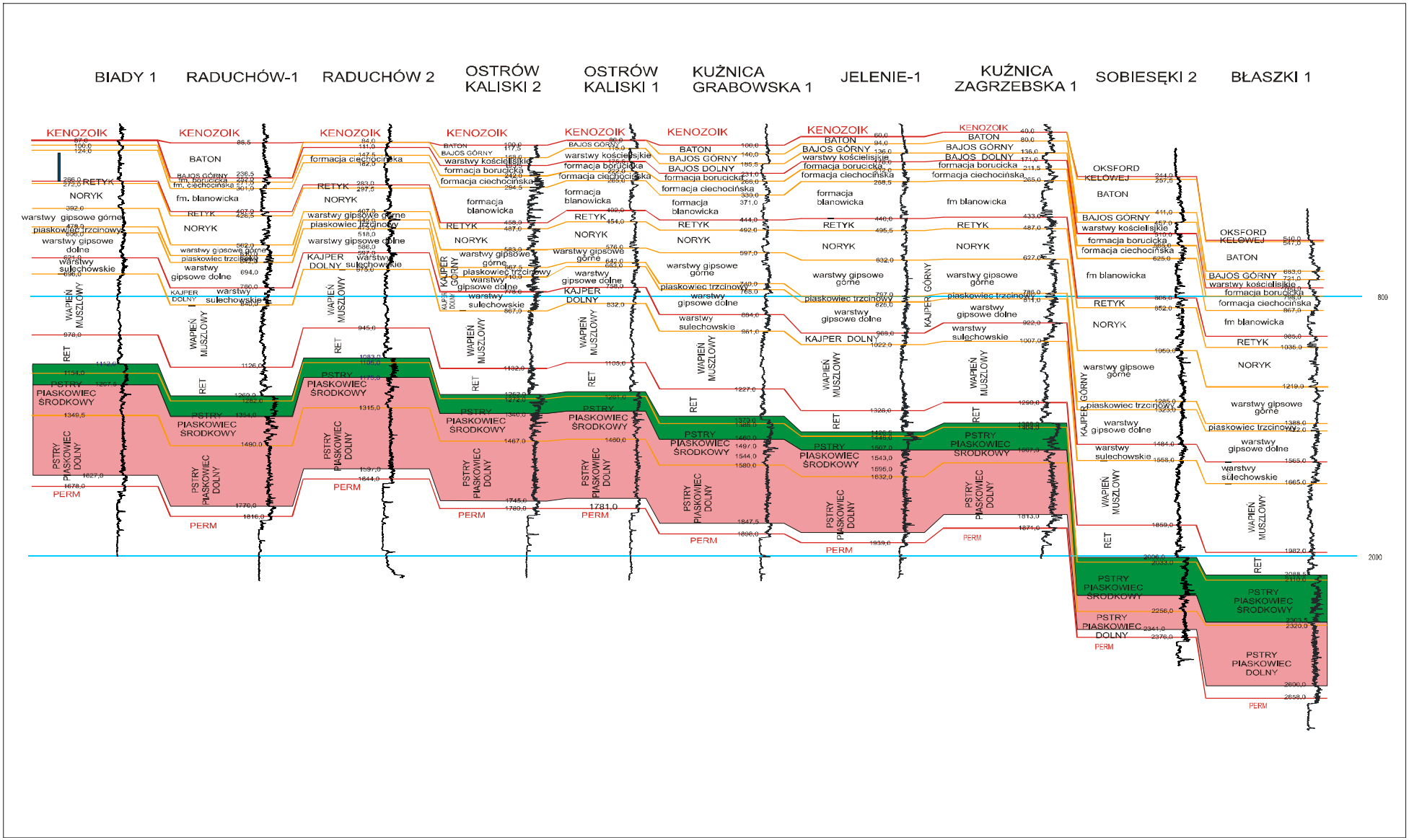


Fig. 1.1.3_18 Korelacja otworów Biady 1 ï Raduchów 1 ï Raduchów 2 ï Ostrów Kaliski 2 ï Ostrów Kaliski 1 ï KuÞnica Grabowska 1 ï Jelenie 1 ï KuÞnica Zagrzebska 1 ï Sobiesńki 2 ï Bğaszki 1

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

W pierwszym etapie zadanie 1.1.3 w czňŜci dotyczŃcej sejsmiki obejmowaǧo zebranie informacji na temat danych sejsmicznych w rejonie Beǧchatowa. Obszar badaŒzostaǧ ograniczony promieniem 80km od emitenta (Elektrownia Beǧchatów). Na analizowanym obszarze zlokalizowanych jest okoǧo 500 linii sejsmicznych pomierzonych na przestrzeni kilkudziesiňciu lat (Fig. 1.1.3_19) ï pierwsze dane sejsmiczne zostaǧy pomierzone w 1968 roku. JednakŨe dla znacznej czňŜci profili z koŒca lat 60-tych i z pierwszej poǧowy lat 70-tych nie zachowaǧy siň cyfrowe dane sejsmiczne ï dostňpne sŃ jedynie wydruki papierowe. Wszystkie profile sejsmiczne znajdujŃce siň w rejonie badaŒpokazano na Fig. 1.1.3_19.

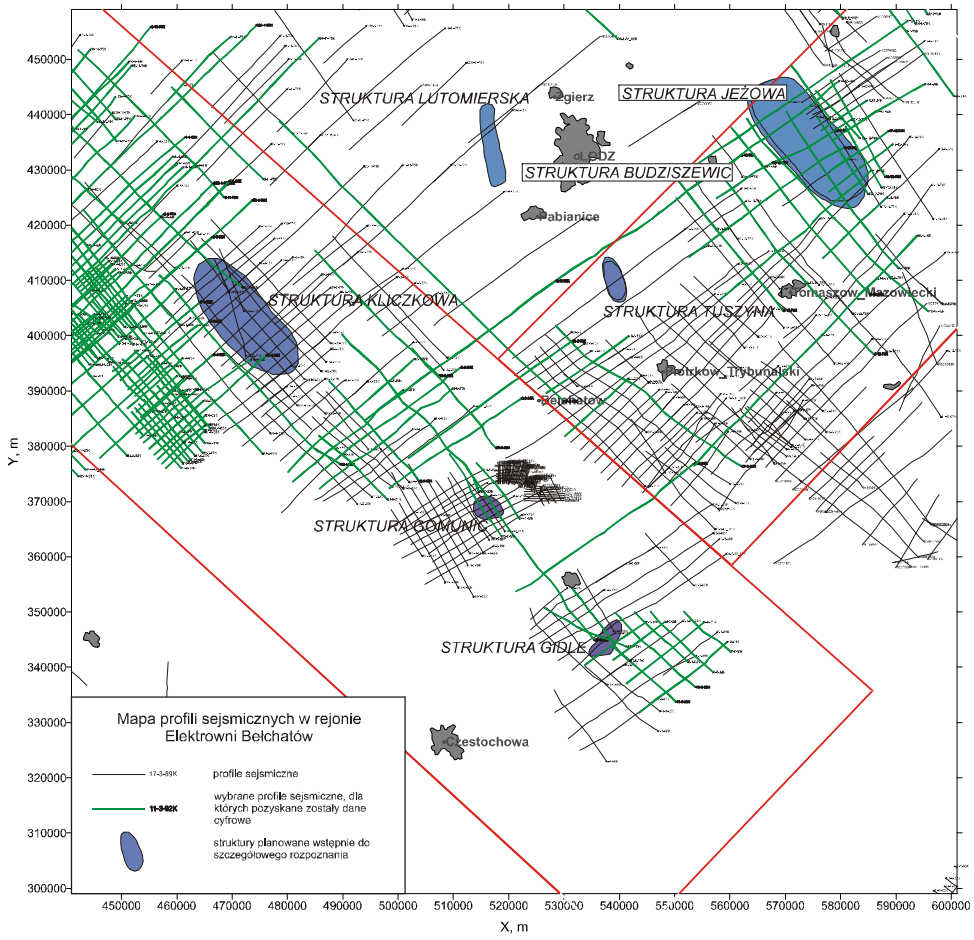


Fig. 1.1.3_19 Mapa profili sejsmicznych w rejonie Beǧchatowa

Zgodnie ze wstňpnymi zaǧoŨeniami pierwszymi celami badawczymi (na rok 2008) byǧy dwie struktury geologiczne: struktura Gomunic i struktura Gidle. W obrňbie pierwszej z nich wiodŃcym horyzontem kolektorskim sŃ piaskowce jury Ŝrodkowej, a w drugiej ï piaskowiec trzcinowy najwyŨszego triasu. Zgodnie z tymi wytycznymi przy wyborze i selekcji danych sejsmicznych skupiono siň w pierwszej kolejnoŜci na tych dwóch rejonach. Wybrano kluczowe profile sejsmiczne, które przecinajŃ struktury Gidle i Gomunice, bŃdŤ leŨŃ w ich najbliŨszym sŃsiedztwie, a w drugiej kolejnoŜci profile, które zlokalizowane sŃ w rejonie pozostaǧych struktur typowanych jako potencjalne skǧadowiska. To samo wykonywano dla pozostaǧych struktur zaznaczonych na mapie (Fig. 1.1.3_19). Podstawowymi kryteriami wyboru danych sejsmicznych byǧy (1) odleǧǧoŜĺ od priorytetowych wierceŒgeologicznych opracowywanych na potrzeby tego projektu (tj. przede wszystkim z zachowanym rdzeniem wiertniczym), (2) rok wykonania pomiarów sejsmicznych oraz ewentualny rok reprocessingu, (3) dostňpnoŜĺ danych prňdkoŜciowych dla

wierceŒzlokalizowanych na linii profilu bŃdŦ w bezpoŜrednim jego sŃsiedztwie. OpracowanŃw ten sposób listň linii sejsmicznych przekazano firmom geofizycznym, tj. Geofizyce Kraków i Geofizyce ToruŒi zlecono przygotowanie kopi zbiorów danych sejsmicznych po skğadaniu (sum i/lub migracji) dla 120 linii sejsmicznych.

W trakcie inwentaryzacji danych archiwalnych przeprowadzonej przez obie firmy geofizyczne okazağo siň, Ũe nie zachowağy siň cyfrowe wersje wielu kluczowych profili sejsmicznych. Sytuacja ta dotyczyğa zarówno bardzo starych danych, jak równieŨ duŨo mğodszych profili; dla przykğadu: nie zachowağy siň cyfrowe sumy / migracje dla cağego tematu sejsmicznego 2D Gomunice ï RadziŃtków, rejon Gomunice wykonanego w latach 1988-89. W sumie z zamówionych 120 profili sejsmicznych w wersji cyfrowej dostňpne byğy dane dla 57 linii sejsmicznych, w tym 52 w wersji po migracji czasowej oraz 5 w formie Ăczystychò sum. Lokalizacja pozyskanych profili sejsmicznych pokazana jest na Fig. 1.1.3_19, gdzie zaznaczone sŃ grubszŃ zielonŃ liniŃ Widaĺ, Ũe w niektórych kluczowych rejonach, np. Gomunice i Gidle, dostňpne byğy tylko pojedyncze linie sejsmiczne co powoduje, Ũe do analizy geologicznej tych struktur konieczne sŃinformacje zawarte w dokumentacjach archiwalnych oraz doğŃczone do nich papierowe wydruki kluczowych profili.

Na potrzeby tematu ĂRozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego skğadowania CO2 wraz z ich programem monitorowaniaò w systemie interpretacyjnym Landmark stworzono nowy projekt ogólny (*master project*) oraz sejsmiczne projekty interpretacyjne (*working & seismic projects*) jak równieŨ bazň danych otworowych i sejsmicznych, która byğa systematycznie rozbudowywana w trakcie trwania prac nad tym tematem.

Interpretacja danych sejsmicznych (Sylwia Kijewska, Grzegorz Wróbel)

W ramach projektu ĂRozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego skğadowania CO2 wraz z ich programem monitorowaniaò rozpatrywano 7 struktur geologicznych (Fig. 1.1.1_3 i Fig. 1.1.3_19) mogŃcych speğniaĺ wymagane warunki bezpiecznego skğadowania CO2.

Interpretacjň danych sejsmicznych przeprowadzono w programie SeisWorks firmy Landmark Corporation dziağajŃcym na platformie Unix/Linux. Do interpretacji wykorzystano dostňpne przetworzone lub po reprocessingu archiwalne czasowe sekcje sejsmiczne (Fig. 1.1.1_3 ï linie zaznaczone na zielono). Dane Ŧródğowe pochodzŃ przede wszystkim z lat 70-tych oraz z poczŃtku 80-tych i byğy wykonane w ramach róŨnych projektów sejsmicznych. DowiŃzanie danych otworowych i sejsmicznych wykonano gğównie za pomocŃ dostňpnych tabel czas-gğňbokoŜĺ wyliczonych z pionowego profilowania sejsmicznego. Dodatkowo pomocna byğa równieŨ krzywa profilowania gamma.

Strop wapienia muszlowego oraz strop cechsztynu stanowiğy gğówne horyzonty reperowe interpretowane na wiňkszoŜci profili. Skupiono siň jednak na szczegóğowej analizie kompleksów mezozoicznych a w szczególnoŜci warstw geologicznych wieku triasowego i jurajskiego m.in. ze wzglňdu na bardziej odpowiednie parametry petrofizyczne oraz gğňbokoŜĺ zalegania. W tym celu na podstawie danych z otworów wiertniczych wyróŨniono jednostki chrono- i litostratygraficzne majŃce wyznaczaĺ warstwy uszczelniajŃce oraz kolektorskie opisane w rozdziale dotyczŃcym danych otworowych. Niestety wyŜwietlone na tle obrazu sejsmicznego otwory oraz wydzielenia litologiczno-stratygraficzne pokazujŃ, Ũe szczegóğowa interpretacja horyzontów sejsmicznych jest niemoŨliwa z powodu zbyt niskiej rozdzielczoŜci danych sejsmicznych. MoŨliwe jednak byğo wykreŜlenie ogólnego zarysu i budowy poszczególnych struktur.

Najwiňcej danych jest dla struktury Budziszewic, najmniej natomiast dla struktury Lutomierska, gdyŨ tutaj Ũadne dane sejsmiczne nie sŃdostňpne.

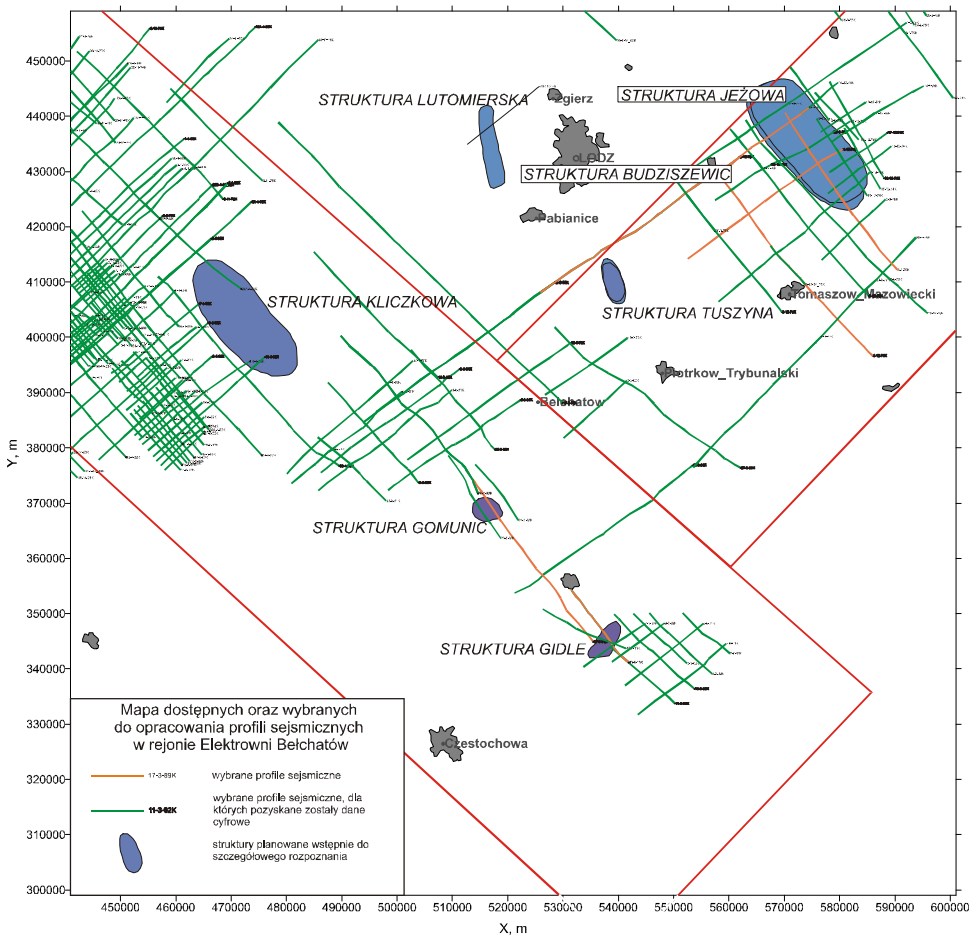


Fig. 1.1.3_19 Mapa dostępnych oraz wybranych do opracowania profili sejsmicznych w rejonie Bełchatowa

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; Gródek-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 płytszych pokładów 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.

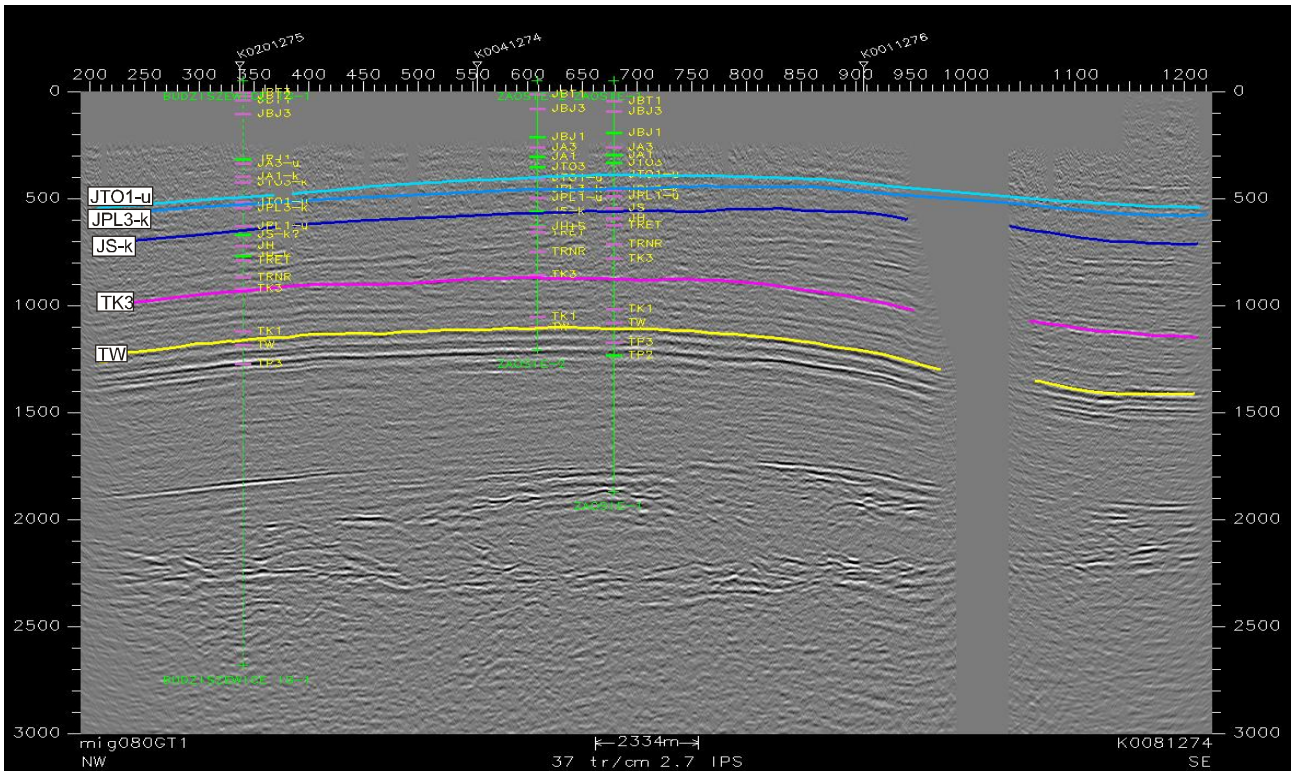


Fig. 1.1.3_20 Struktura Budziszewic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0081274

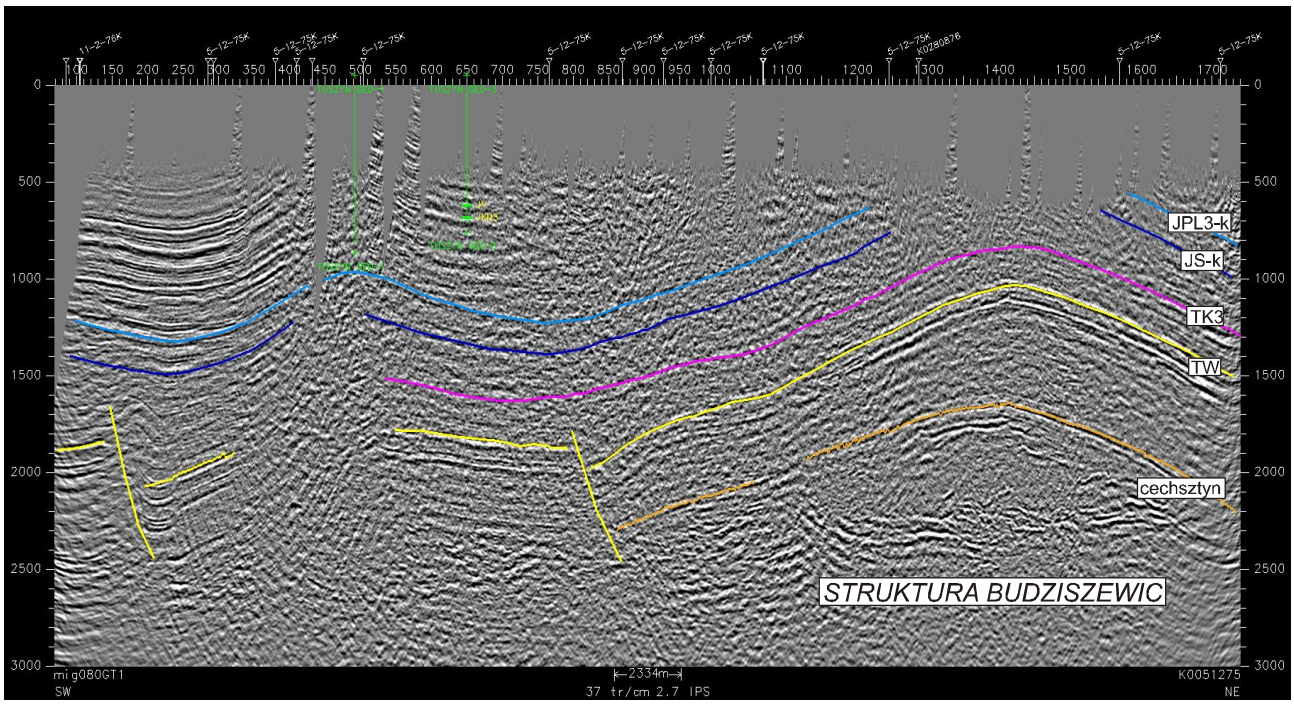


Fig. 1.1.3_21 Struktura Budziszewic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0051275

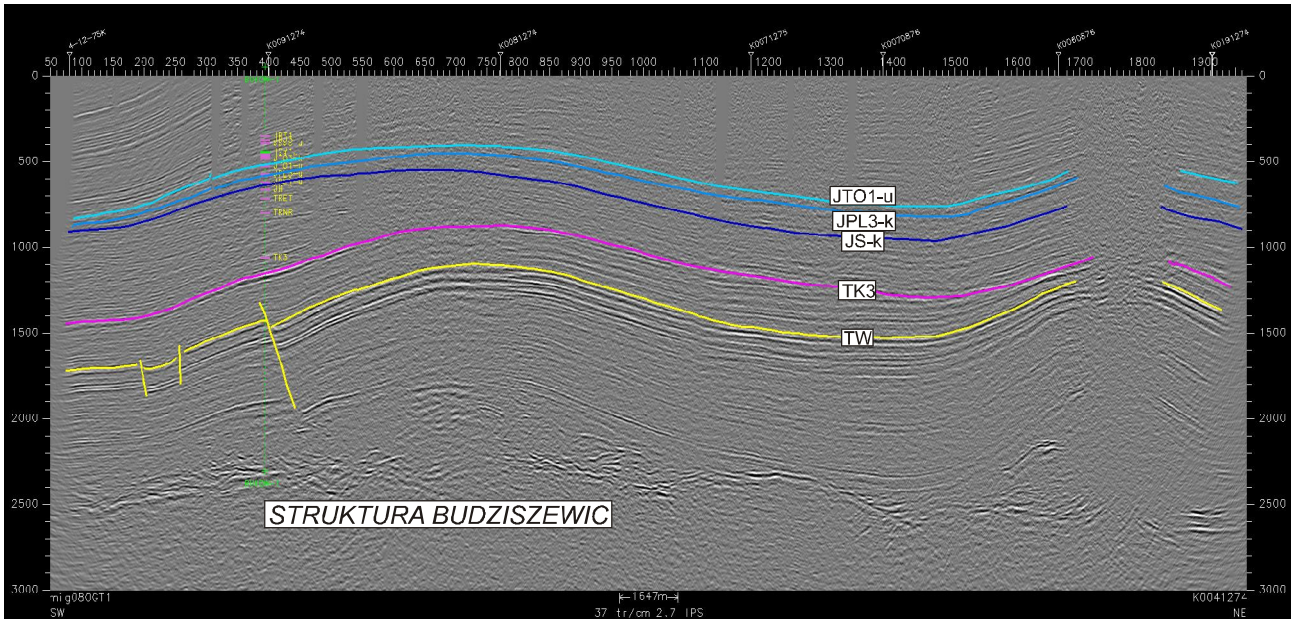


Fig. 1.1.3_22 Struktura Budziszewic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0041274

Struktura **JeÕowa**

Interpretacjñ struktury JeÕowa przedstawiono na przykğadzie 2 profili sejsmicznych, ale rejon ten objñğy 3 projekty sejsmiczne z lat 70-tych. Kalibracja otworami byğa bardzo ograniczona ze wzglñdu na wystñpowanie tylko jednego ggñbokiego otworu JeÕów IG-1, który dodatkowo poğoÕony jest w znacznej odlegğoŜci od jakiegokolwiek profilu. Dlatego teÕ wykorzystano interpretacjñ na profilach przecinajÑcych siñ.

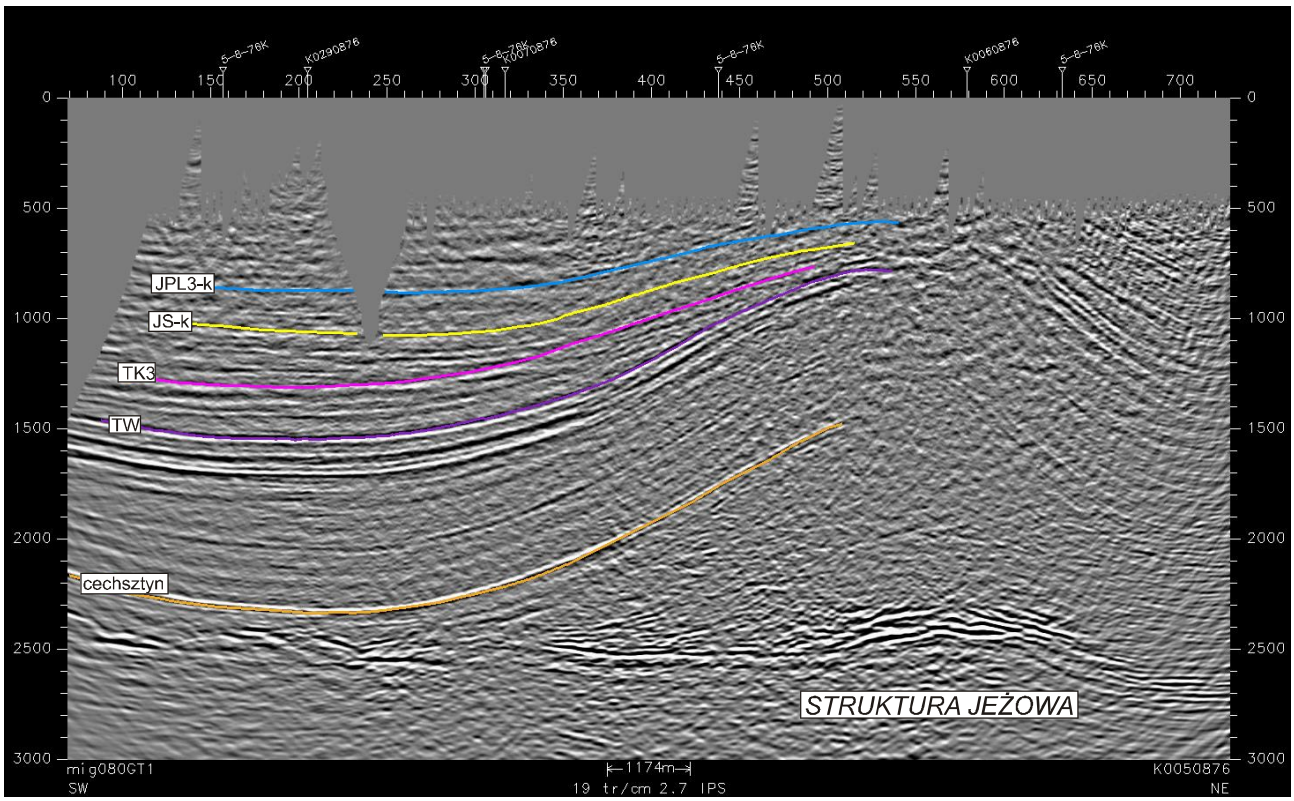


Fig. 1.1.3_23 Struktura JeŁowa - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0050876

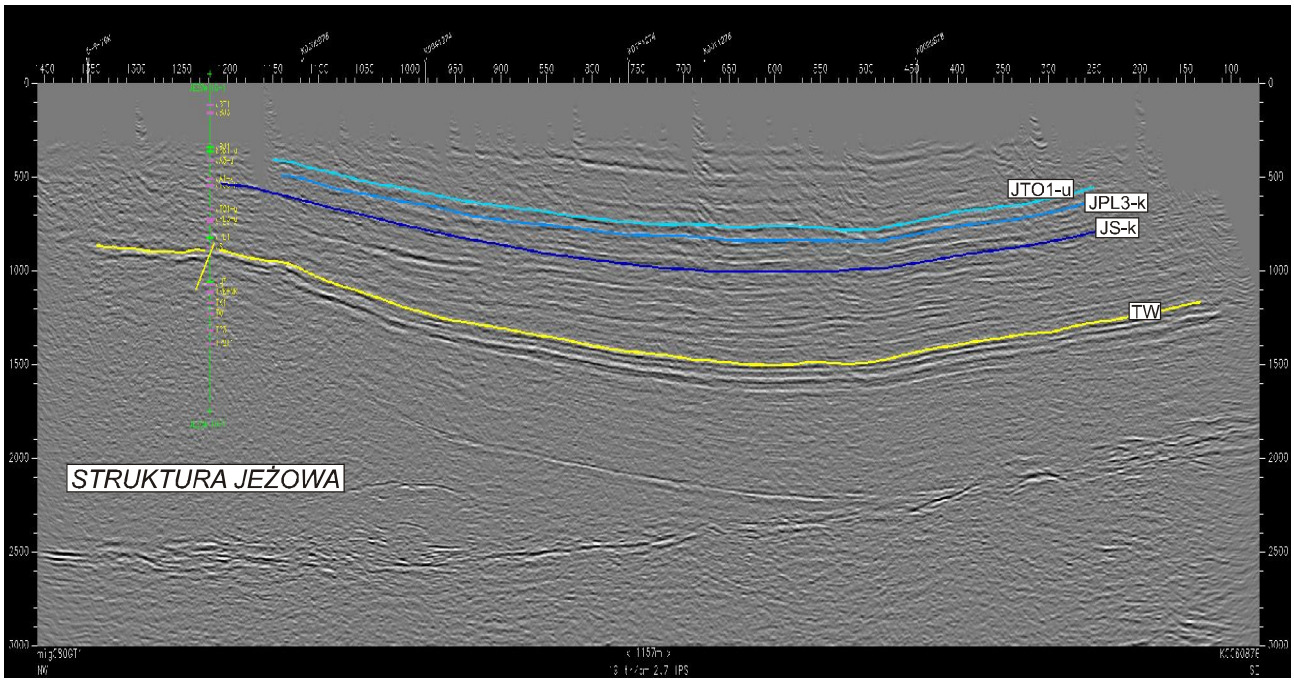


Fig. 1.1.3_24 Struktura JeŁowa - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0060876

Profil K0050876 (Fig. 1.1.3_23) przecina strukturń w poprzek. Oprócz braku sygnaģu w pierwszych 500-600 ms, jakoŚĺ danych przede wszystkim w najbardziej interesujĹcej nas strefie osiowej równieŁ jest bardzo sģaba. Powodem moŁe byĺ wystńpowanie uskoków, jednak nie stwierdzono ich jednoznacznie. ChoĺĽ interpretacja na szczycie struktury byģa wrńcz niemoŁliwa widaĺĽ bardzo wyraŹne zmniejszenie siń miĹszoŚci warstw ku osi. Interpretacja odbyģa ggównie dla

skrzydła SW struktury, gdyŻtylko 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 wzdłuŻstruktury. 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 teŻinterpretacja odbyła się z pomocą sąsiednich profili przecinających się z danąsekcją(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 potwierdzają informacje uzyskane z otworów położonych dalej (Tuszyn-9, Tuszyn-2). Po obu stronach struktury, w głębokach udało się równieŻwyróŻnić dwa uskoki o znacznych zrzutach, przecinających strop wapienia muszlowego, a pogrążonych w cechsztynie. Nie powinny one jednak mieć wpływu na wyŻej leŻące wydzielenia.

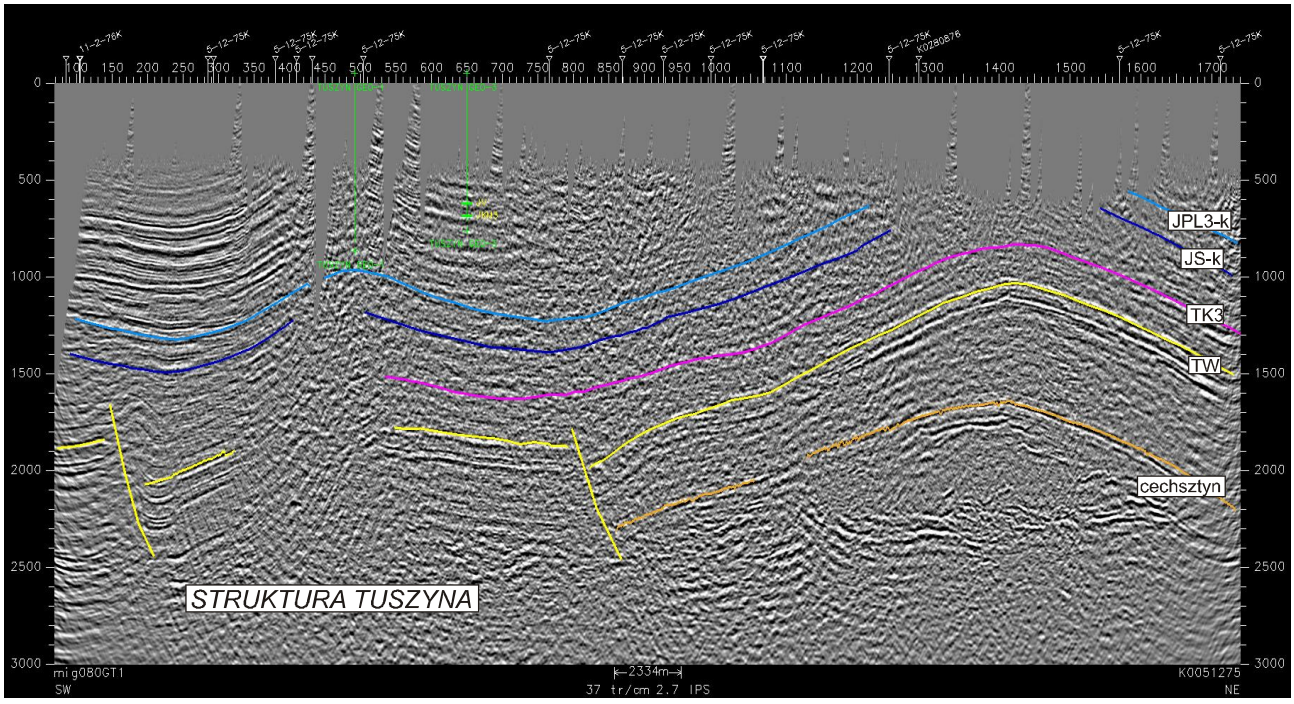


Fig. 1.1.3_25 Struktura Tuszyna - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0051275

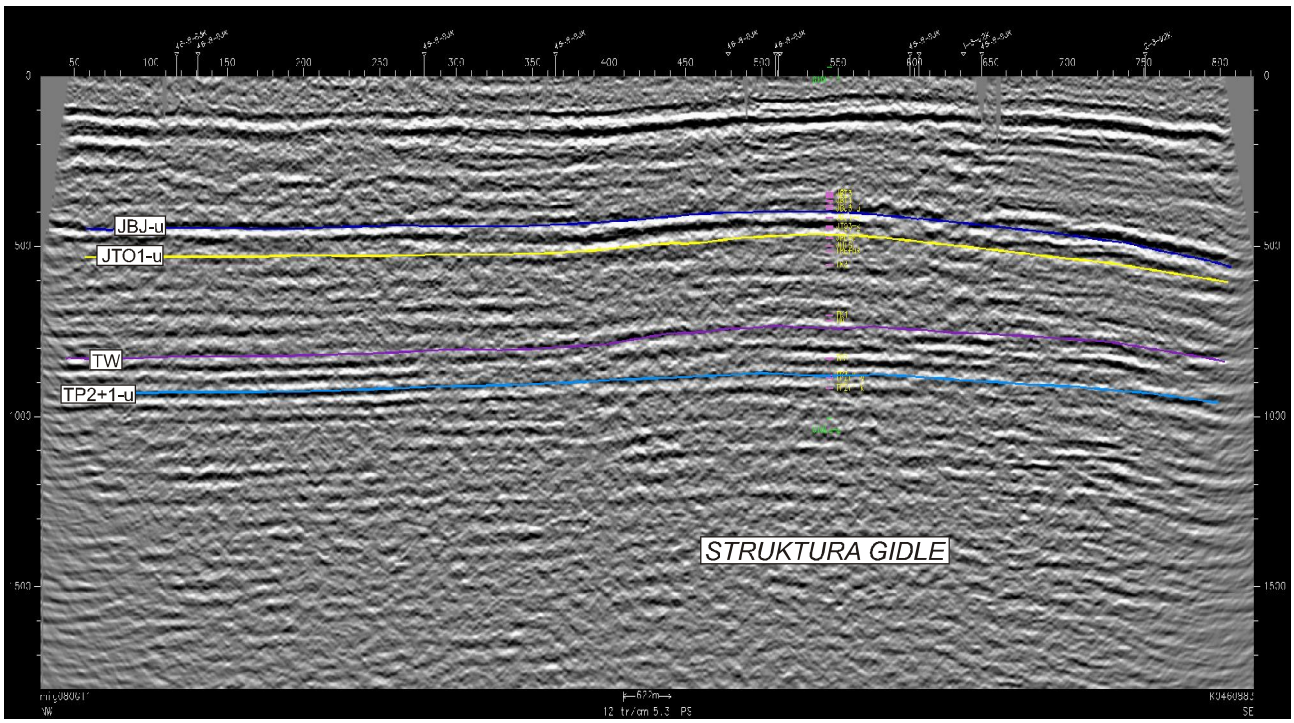


Fig. 1.1.3_26 Struktura Gidle - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0460883

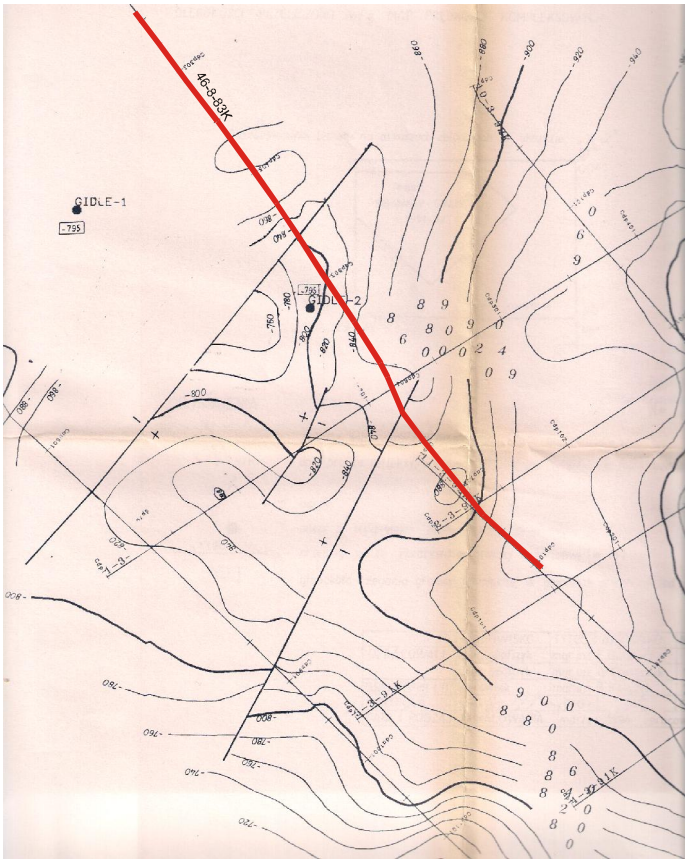


Fig. 1.1.3_27 Struktura Gidle - fragment mapy strukturalnej stropu doggeru JD z dokumentacji sejsmicznej Milianów-Granice 1991-92, Zaznaczono fragment interpretowanego profilu K0460883.

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-Wągrzynów 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.

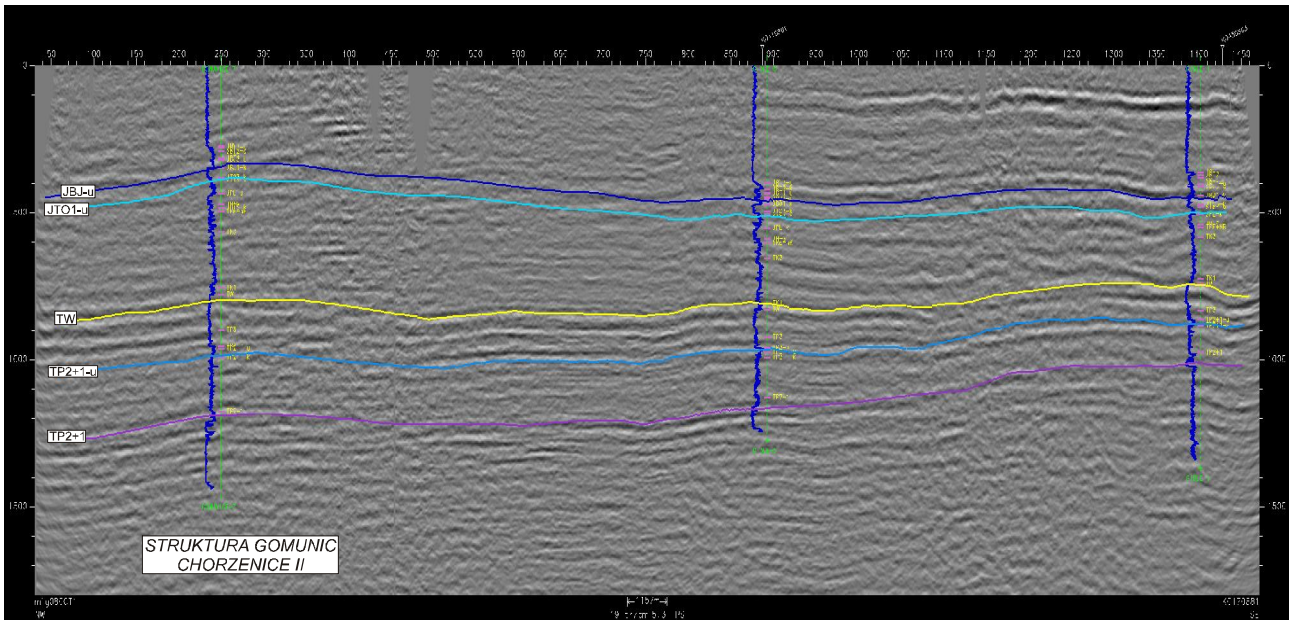


Fig. 1.1.3_28 Struktura Gomunic - interpretacja czasowej sekcji sejsmicznej K0170881

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. 1.1.3.4_12). Mapa strukturalna wykonana granicy sejsmicznej Tm (przystropowa część wapienia muszlowego) wykonana w ramach tematu Gomunice-Radzików rejon: Gomunice 1988-89, również posługuje w interpretacji profilu sejsmicznego K0170881 (fig. 1.1.3.4_11). 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

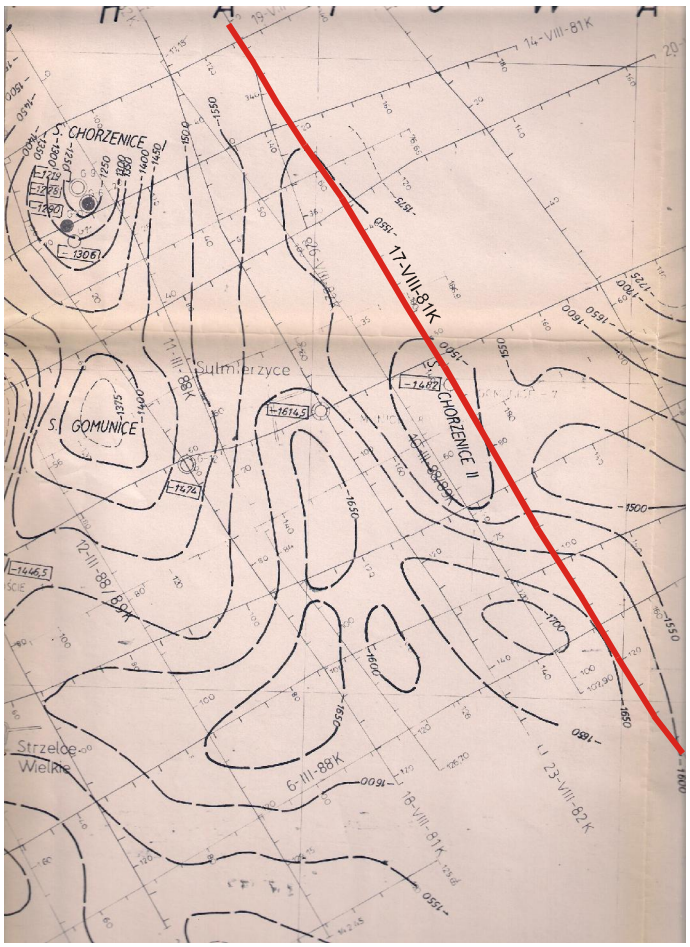


Fig. 1.1.3_29 Struktura Gomunic - fragment mapy strukturalnej granicy sejsmicznej Tm dla tematu Gomunice-RadziÑków rejon:Gomunice 1988-89. Zaznaczono fragment interpretowanego K0170881

Struktura **Kliczkowa**

W obrñbie struktury Kliczkowa brak jest dostñpnych danych cyfrowych, a jedyne dostñpne dane sejsmiczne sÑ zlokalizowane dopiero na brzegu struktury. Dodatkowo ze wzglñdu na brak gïębokich otworów w bliskim sÑsiedztwie profilu i róÛne poziomy odniesienia pomiñdzy profilami na przeciñciach, które mogïyby pomóc w interpretacji, niestety interpretacja dostñpnych linii byïa bardzo ograniczona.

Struktura **Lutomierska**

Niestety ze wzglñdu na brak cyfrowych danych sejsmicznych nie udaïo siñ zweryfikowaÍ dokïadnie informacji dotyczÑcych struktury Lutomierska. Na podstawie innych dostñpnych badaŒ m.in. otworowych, nie moÛna wykluczyÍ perspektywicznoŠci struktury.

W trakcie kwerendy archiwalnych dokumentacji sejsmicznych udaïo siñ znaleŸÍ papierowÑ wersjñ profilu 2-4-78W (Fig. 1.1.3_30) wykonanÑ w ramach projektu PBG. Lokalizacja profilu przebiega w bardzo bliskim sÑsiedztwie otworów Lutomiersk-2 oraz Lutomiersk-3. Z interpretacji zamieszczonej w dokumentacji wynika, Ûe jurajskie oraz zalegajÑce wyÛej warstwy budujÑce skrzydïo poïudniowo-zachodnie tworzÑ znacznÑ wysokoŠÍ struktury. Skrzydïo póïnocno-wschodnie natomiast nie zapada juÛ tak gïboko i jest nieco bardziej poïogie. NiepokojÑce mogÑ siñ wydawaÍ widniejÑce na interpretacji uskoki. Ich obecnoŠÍ jednak jest trudna do jednoznacznego stwierdzenia ze wzglñdu na niski stosunek sygnaïu do szumu w tym obszarze.

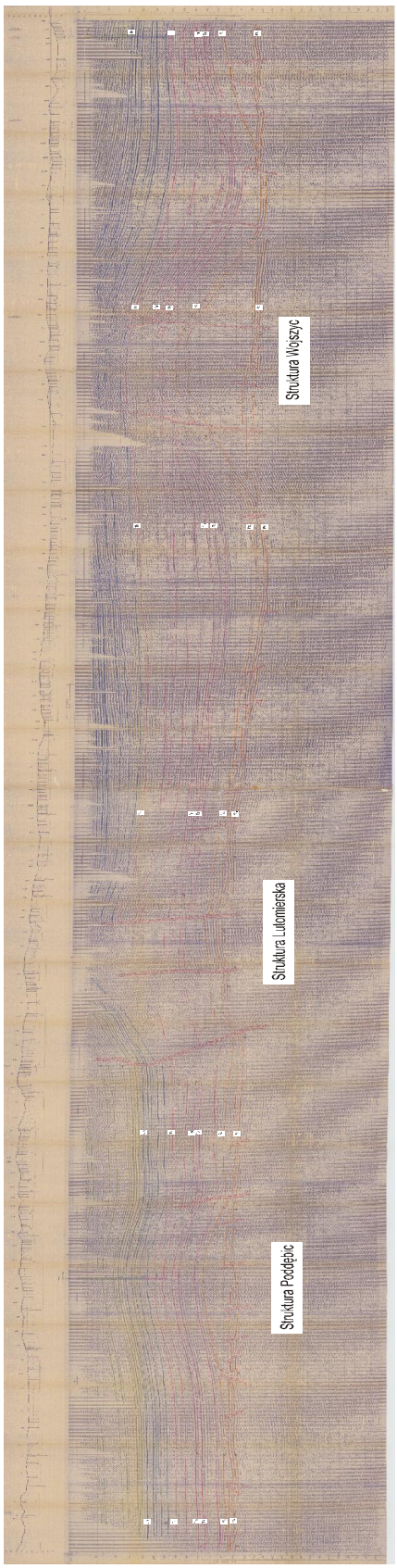


Fig. 1.1.3_30 Struktura Lutomierska - skan czasowego profilu sejsmicznego 2-4-78W

Regionalne modele przestrzenne dla utworów dolnej jury i dolnego triasu (Jacek Cheğmiœski, Ewa Szynkaruk, Maciej Tomaszczyk, współpraca ï Bartosz Papiernik)

Współczeœnie, modelowanie własnoœci oœrodka geologicznego najczęœciej odbywa siğ według schematu dwuetapowego. Pierwszym krokiem jest stworzenie modelu litologiczno-facjalnego, który wraz z wcześniej przyjğtym typem warstwowania (layering) bğdzie w dalszej częœci sterowağ procesem interpolacji parametrów zbiornikowych. Niezależnie od przyjğtego schematu modelowania, przestrzenna estymacja modelu 3D odbywa siğ Ăwzdğuż wyznaczonych warstw (layers), wg zasad interpolacji numerycznej.

Model litologiczno - facjalny (bğdŕ tylko litologiczny lub facjalny) jest konstruowany na podstawie bezpoœrednich informacji geologicznych uzyskiwanych w trakcie wiercenia ï zwiercin i rdzenia podlegających analizom chemicznym i petrograficznym. Wspomagających a często podstawowğ informacjğ iloœciowğ stanowiğ wyniki interpretacji litologiczno-facjalnej krzywych geofizycznych (patrz Fig. 1.1.3_31).

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

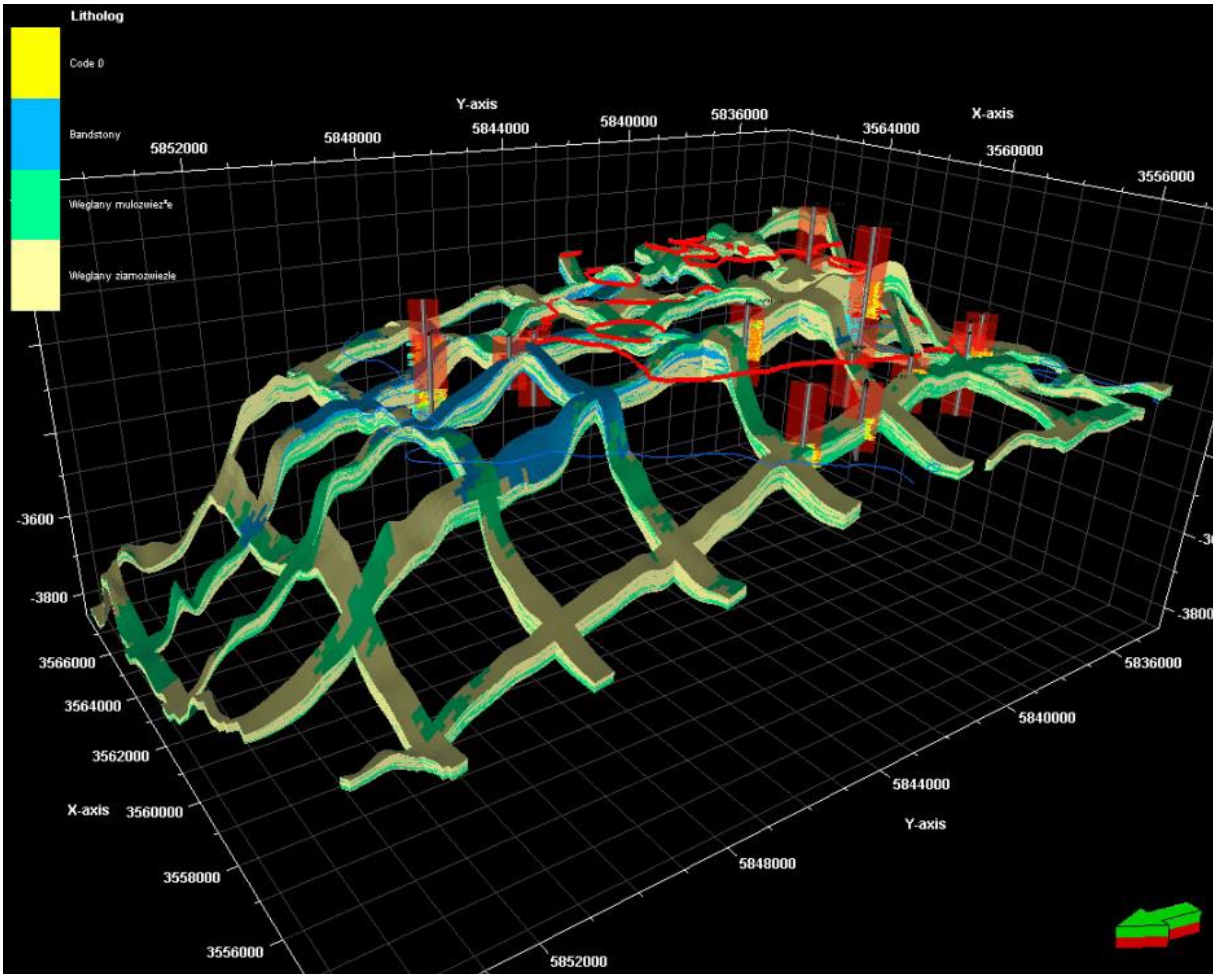


Fig. 1.1.3_31 Przykğad dyskretnego modelu litologicznego

Dyskretny format danych .litologicznych nakğada znaczĄce ograniczenia na proces interpolacji, nie moŨna jej bowiem wykonaĺ stosujĄc ciĄgğe techniki obliczeniowe. Przykğadowo: uŝrednienie litologii zakodowanych jako 1 i 3 wprowadziğoby litologiĕ o kodzie 2 tam, gdzie jej nie ma. By uniknĄĺ tego rodzaju zafağszowaŒ przestrzenne symulacje zmiennoŝci litologiczno ï facjalnej sĄ wykonywane specjalnie dostosowanymi algorytmami wskaŦnikowymi - deterministycznymi bĄdŬ stochastycznymi.

PaŒstwowy Instytut Geologiczny do procesów modelowania przestrzennego wykorzystuje oprogramowanie GoCad naleŨĄcy do grupy oprogramowaŒ typ ĂCADò, w których osnowa stratygraficzna budowana jest w oparciu o parametryczne powierzchnie, które dla jednej lokalizacji x, y mogĄ wykazywaĺ wiĕcej niŨ jednĄ wartoŝĺ z, wykorzystujĄc do budowy modelu przestrzennego algorytm Discrete Smooth Interpolation (Mallet 2002, Mallet 2008).

W praktyce badawczej peğen zakres czynnoŝci niezbĕdnych do opracowania statycznego modelu w formie grida 3D jest niezwykle szeroki i w przypadku zastosowania peğnej procedury interpretacyjnej wymaga wykonania nastĕpujĄcych zasadniczych etapów prac:

- ✓ Opracowanie bazy danych otworowych oraz wykonanie geologicznej, geofizycznej i litologiczno-zğoŨowej interpretacji profili wierceŒ 1D;
- ✓ Interpretacja danych sejsmicznych (2D lub 3D) w domenie czasowej i ich konwersja czasowo-ggĕbokoŝciowa (do domeny ggĕbokoŝci) (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 ogóğ tylko mapy prĕdkoŝci ŝrednich bĄdŬ interwağowych w przypadku potrzeby dokonania konwersji czasowo ggĕbokoŝciowej.

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

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

Utworzenie modelu facjalnego lub litologicznego na podstawie danych otworowych:

- UŝrednienieŒ danych litologicznych w profilach utworów (*wells upscaling, well model);*
- Przestrzenne modelowanie zmiennoŝci facjalnej w wydzielonych sekwencjach i warstwach, z zastosowaniem algorytmów deterministycznych bĄdŬ stochastycznych.

Wykorzystanie interpretacji sejsmiki i atrybutów sejsmicznych (sejsmika 2D i 3D) do interpretacji strukturalno-tektonicznej i 3D modelowania wewnĕtrznej zmiennoŝci parametrów fizycznych oŝrodka skalnego.

Modelowanie zmiennoŝci parametrów petrofizycznych (porowatoŝci, zailenia przepuszczalnoŝci) z wykorzystaniem wyników modelowaŒ strukturalnych i litologiczno-facjalnych:

Tworzenie podstawowych modeli jak np. modele porowatoŝci i zailenia dla poszczególnych sekwencji i litologii;

Tworzenie modeli pochodnych, takich jak np. jakoŝĺ uszczelnieŒ czy jakoŝĺ skağzbiornikowych w sekwencjach stratygraficznych.

Wyniki modelowania 3D moŨna przedstawiaĺ w postaci rysunków pseudo trójwymiarowych ï map i tzw. diagramów pğotowych (*fence diagrams)* bĄdŬ w formie dwuwymiarowych map odzwierciedlajĄcych uŝrednione wartoŝci wybranych parametrów i sekwencji/warstw/facji.

OsiĄgniĕcie zadowalajĄcych jakoŝciowo rezultatów modelowania 3D jest moŨliwe w zasadzie wyğĄcznie przy uŨyciu specjalistycznego oprogramowania obejmujĄcego szereg moduğów interpretacyjnych, funkcjonujĄcych jako samodzielne programy lub skupionych w pakiety.

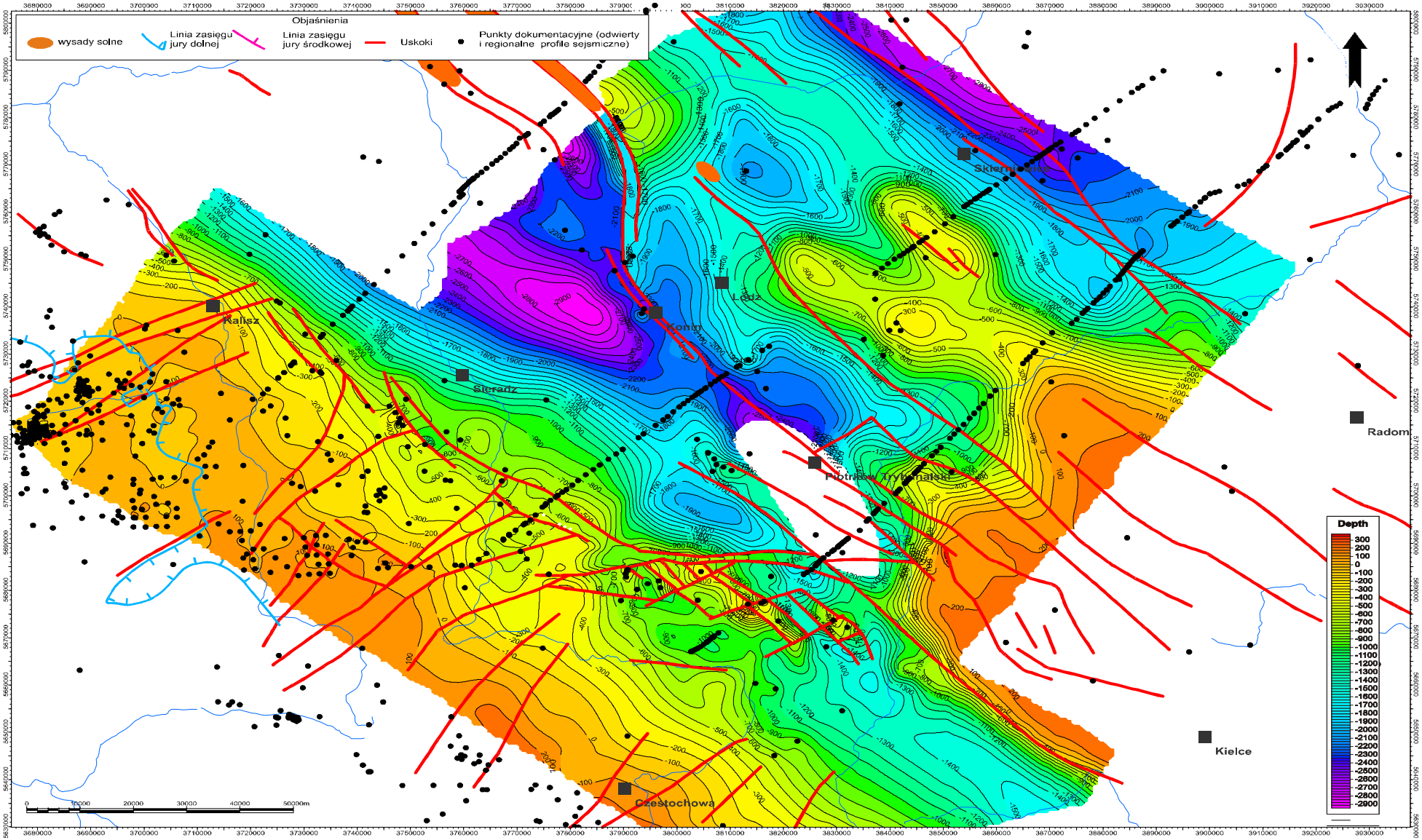


Fig. 1.1.3_32 Mapa strukturalna stropu jury Środkowej, dolnej i triasu

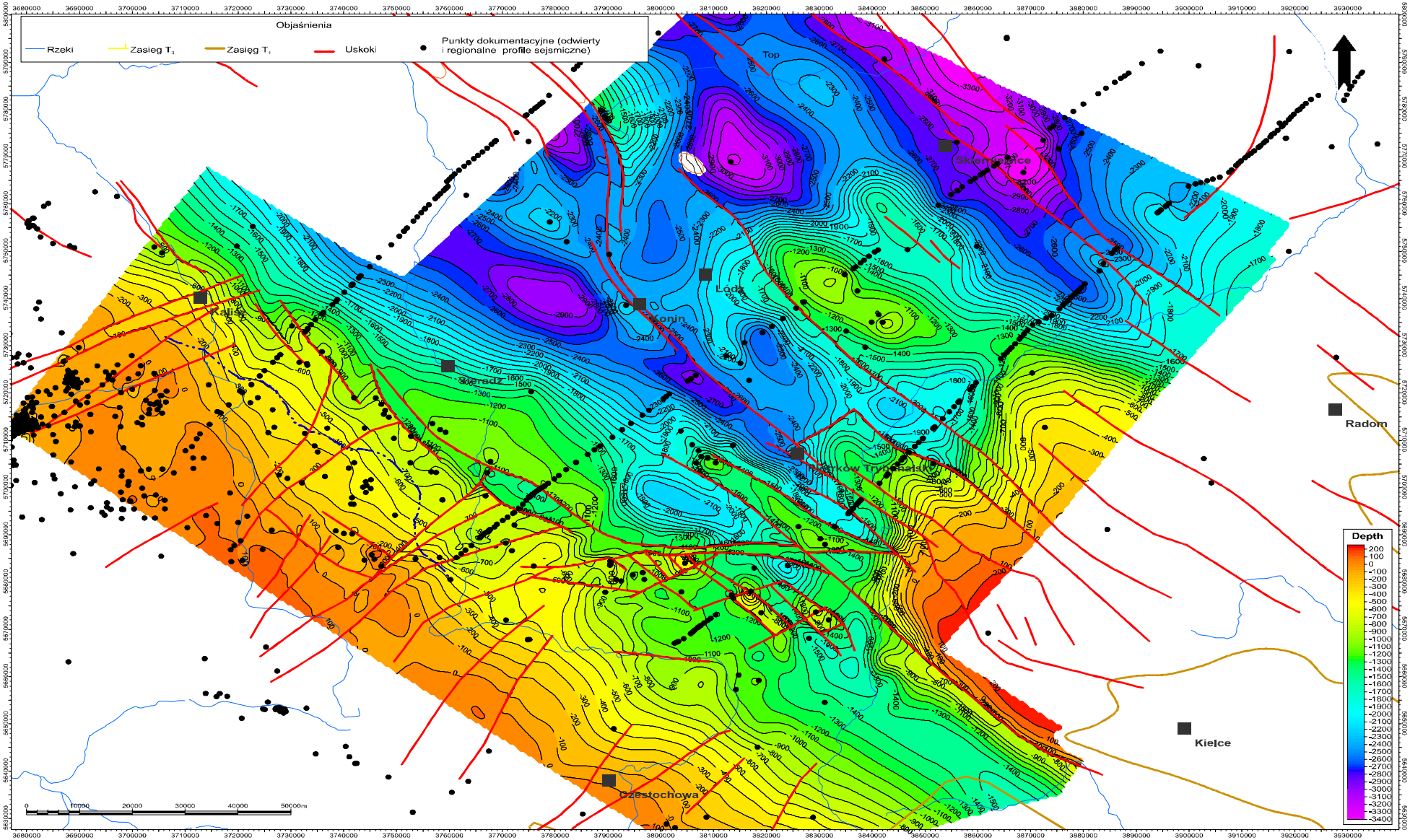


Fig. 1.1.3_33 Mapa strukturalna stropu triasu górnego

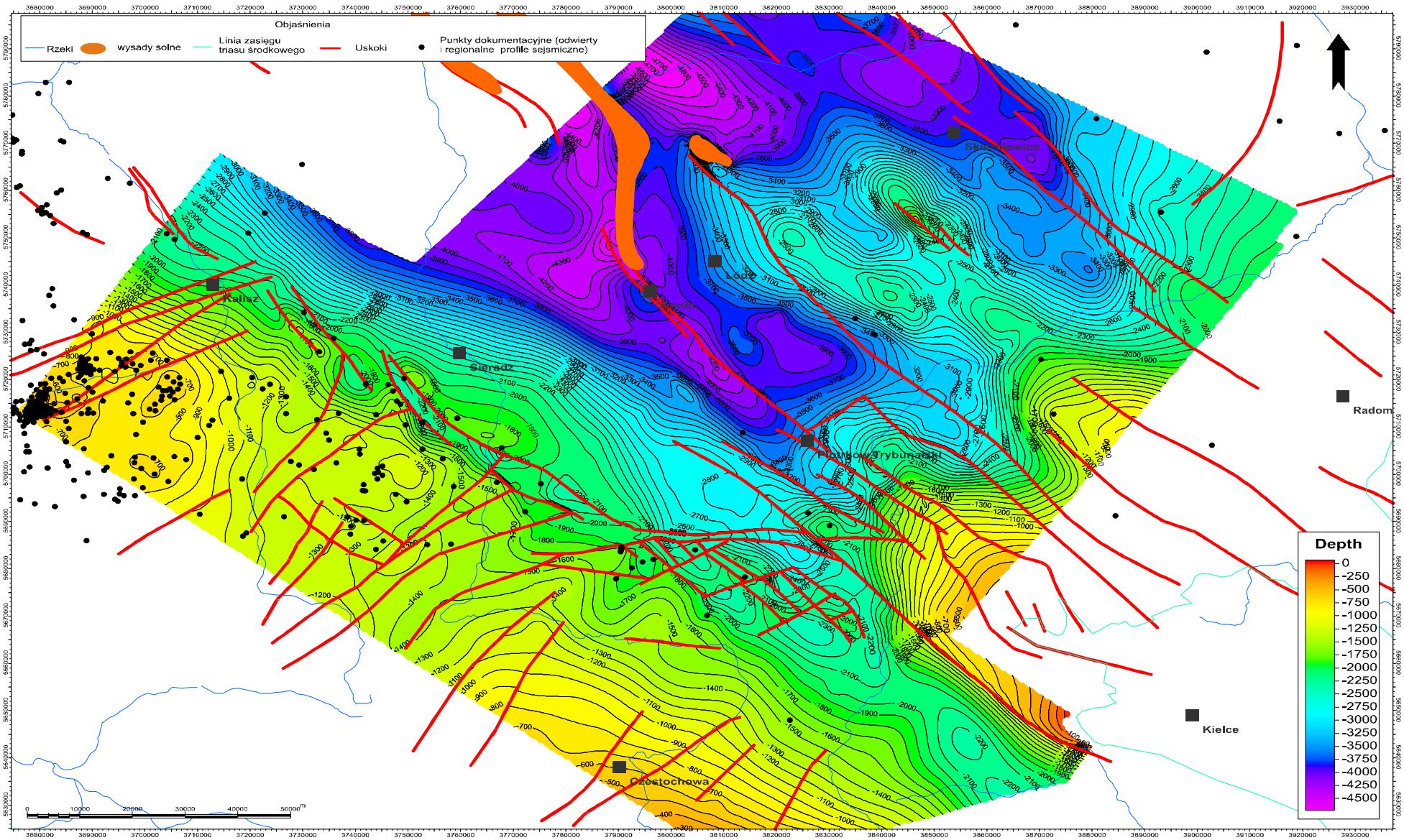


Fig. 1.1.3_34 Mapa strukturalna stropu Środkowego pstrego piaskowca

1.1.4 Analiza stref tektonicznych

Zasady analizy stref tektonicznych pod kątem szczelności stref uskokowych (Grzegorz Wróbel)

Strefy uskokowe są niezwykle ważnym elementem w analizie geologicznej struktur perspektywicznych do bezpiecznego składowania CO2. Poprawne zidentyfikowanie i wykartowanie uskoków w obrębie zarówno interwałów zbiornikowych jak i uszczelniających jest kluczowym elementem pozwalającym na wykrycie i ocenę potencjalnych stref nieciągłości w poziomach zbiornikowych i/lub dróg migracji związanych ze strefami uskokowymi.

Zagadnienie drożności / szczelności stref uskokowych w pierwszym przybliżeniu sprowadza się do problemu superpozycji warstw zbiornikowych (rezerwuary) i warstw uszczelniających (interwały ilaste), gdzie warstwy zbiornikowe są uszczelniane przez utwory ilaste znajdujące się po drugiej stronie uskoku. Jednakże, równie często strefy uskokowe, gdzie po obu stronach uskoku występują skały przepuszczające (piaskowce, wapienie), stanowią pułapkę strukturalną ze względu na obecność skał uskokowych formujących bariery dla przepływu płynów złożowych (Fig. 1.1.4_1). Powstawanie skał uskokowych wiąże się bezpośrednio z przemieszczeniem się względem siebie skał o odmiennej litologii (Yielding i in., 1997). Skały uskokowe, bądące efektem dezintegracji mechanicznej, obejmują smary ilasty (*clay smear*), skały uskokowe ze szkieletem z fyllokrzemianów (*phyllosilicate-framework fault rocks*) oraz mączkę kataklastyczną (*cataclastic gouge*) (Fisher & Knipe, 1998).

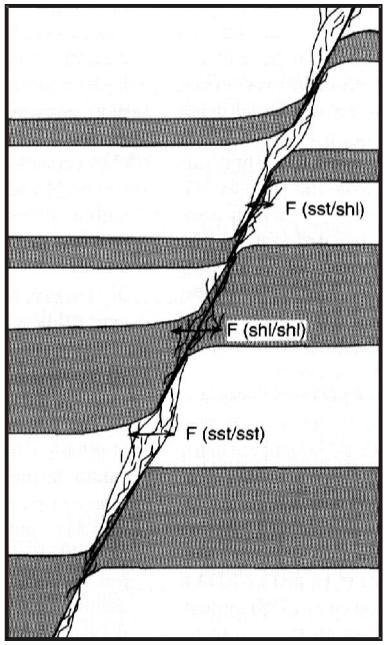


Fig. 1.1.4_1 Wyidealizowana strefa uskokowa w obrębie sekwencji osadów klastycznych obrazująca efekt rozsmarowania osadów ilastych i ich inkorporowanie w obręb skał uskokowych tworzących jądro uskoku. Strzałkami zaznaczono szerokość strefy uskokowej (F) w miejscach gdzie po przeciwnych stronach uskoku naprzeciwko występują kolejno: piaskowce i iłowce (sst/shl), iłowce i iłowce (shl/shl) i piaskowce i piaskowce (sst/sst).

Do analiz potencjału uszczelniającego stref uskokowych wykorzystano program TRIANGLE wchodzący w skład platformy interpretacyjnej TrapTester firmy Badley Geoscience, służącej do różnego rodzaju interpretacji i modelowań strukturalnych. Program TRIANGLE opiera się na ilościowej analizie tak samej superpozycji warstw przepuszczających względem warstw

uszczelniających jak i zjawisk związanych z rozprowadzaniem frakcji ilastych wzdłuż płaszczyzny uskoku (Knipe, 1997; Yielding i in., 1997). Idea konstrukcji trójkąta interpretacyjnego, tworzonego przy użyciu tego programu, pokazana jest na Fig. 1.1.4_2. Po przecięciu płaskorównoległej sekwencji skał osadowych o zróżnicowanej litologii (czarne warstwy – iłowce, tło – piaskowce) mamy do czynienia z superpozycją różnych litologii względem siebie. Na trójkącie interpretacyjnym czarne poziome obszary odpowiadają warstwom ilastym w skrzydle wiszącym, czarne ukośne obszary odpowiadają warstwom ilastym w skrzydle zrzuconym. Kolory z kolei odpowiadają rozkładowi parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) kwantyfikującego zdolność uskoku do uszczelniania w związku z rozprowadzaniem frakcji ilastej wzdłuż jego powierzchni.

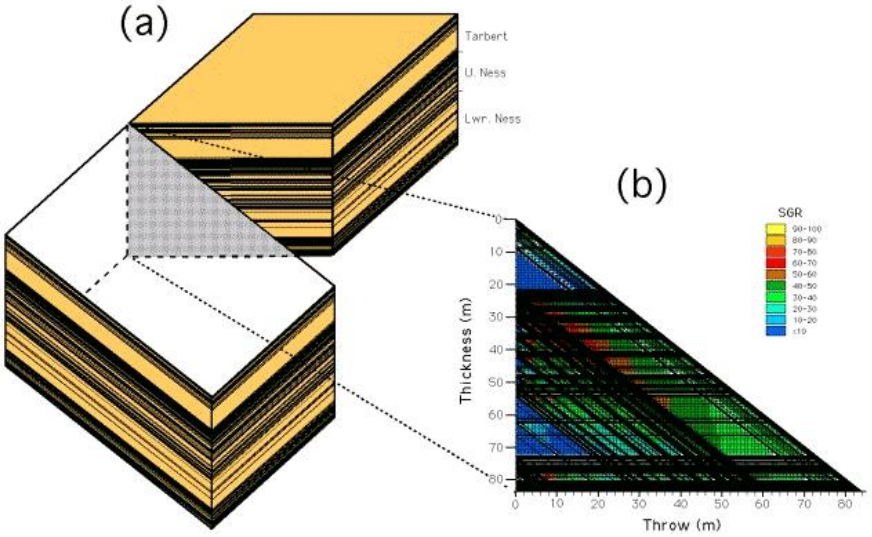


Fig. 1.1.4_2 Idea trójkąta interpretacyjnego obrazującego superpozycję przepuszczających interwałów zbiornikowych i warstw uszczelniających – podręcznik programu TRIANGLE.
(a) – wizualizacja uskoku pionowego przecinającego płaskorównoległą sekwencję utworów klastycznych o zróżnicowanej litologii (tło – zbiornikowe piaskowce, czarne – uszczelniające iłowce);
(b) – trójkąt interpretacyjny odpowiadający szaremu obszarowi znajdującemu się pomiędzy przesuniętymi względem siebie blokami uskokowymi z (a). Warstwy ilaste w skrzydle wiszącym są przedstawione jako poziome czarne linie, warstwy ilaste w skrzydle zrzuconym odpowiadają nachylonym czarnym obszarom. Zestawienie po obu stronach uskoku interwałów przepuszczających naprzeciwko przepuszczających zaznaczono na kolorowo w zależności od wartości parametru SGR (patrz tekst) obliczonego dla każdego elementu powierzchni uskokowej (por. Childs i in., 1997).

W roku 1996 na konferencji naukowej Norweskiego Towarzystwa Geologicznego (NPF) Fristad i in. (1997) po raz pierwszy zaprezentowali i opisali w jaki sposób parametr SGR (*Shale Gouge Ratio*) może być wykorzystywany do predykcji potencjału uszczelniającego stref uskokowych. Fundamentalnym założeniem przy obliczaniu tego algorytmu jest to, że skład mączki uskokowej (*ang. fault-gouge*) w danym punkcie uskoku zależy od składu objętościowego skał tworzących ściany uskoku w tym punkcie (Fig. 1.1.4_3). A zatem, rozwój uskoku w czystych piaskowcach generuje kataklazyty, podczas gdy uskokowanie w podatnych skałach ilastych powoduje powstanie smaru ilastego. Na podstawie licznych analiz przeprowadzonych w odsłonięciach oraz wyników badań laboratoryjnych wykazano, iż wartość parametru SGR z przedziału 15–20 stanowi wartość graniczną oddzielającą uskoki przepuszczające od uskoków uszczelniających (Yielding, 2002; Gibson, 1998). Generalnie więc przyjmuje się, że wartości SGR

<20 związane są z kataklazytami rozwiniętymi w obrębie jądra uskoku, natomiast wartości parametru SGR >20 odpowiadają wyższemu potencjałowi uszczelniającemu.

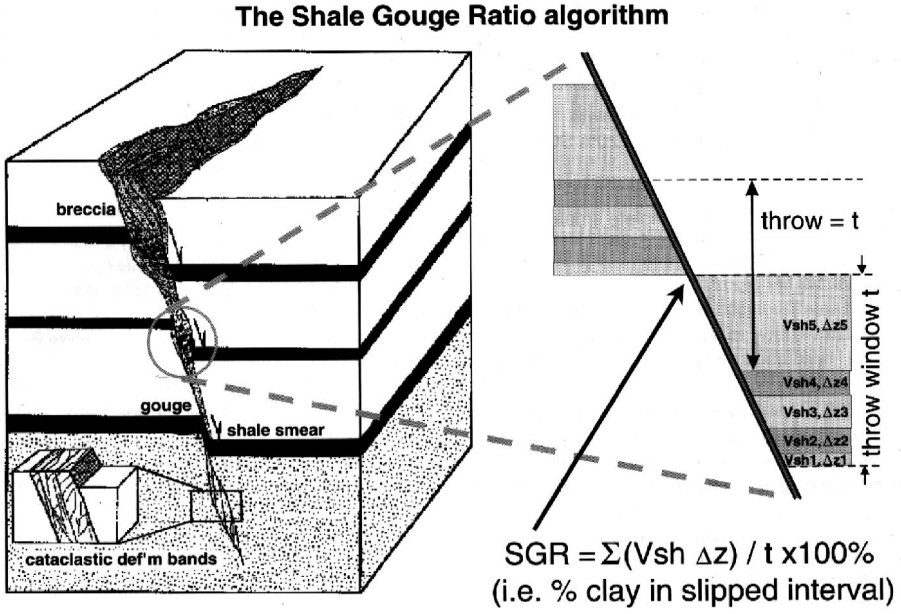


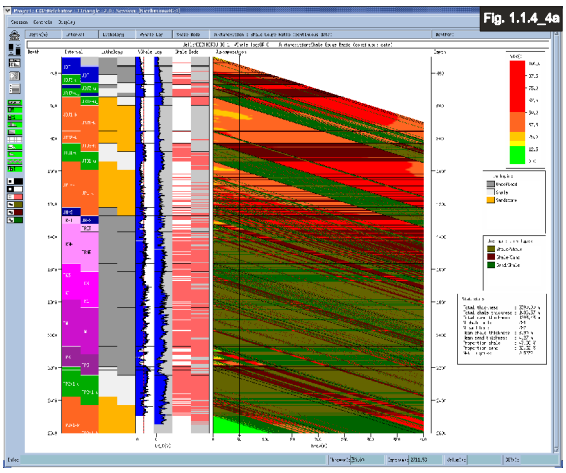
Fig. 1.1.4_3 Algorytm wykorzystywany do obliczania parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) - podręcznik programu TRIANGLE (por. Yielding i in., 1997, Manzocchi i in., 1999).

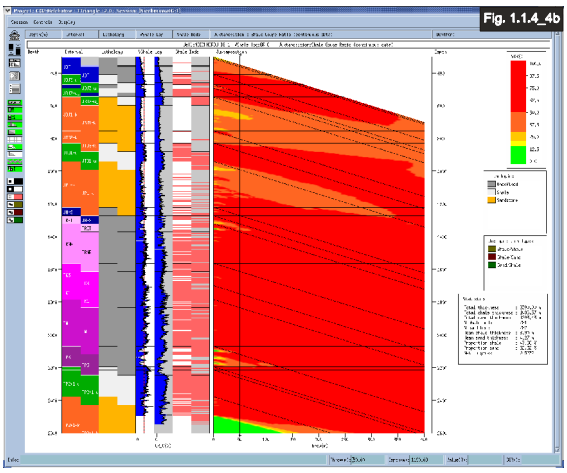
Analiza potencjału uszczelniającego wybranych stref uskokowych (Grzegorz Wróbel)

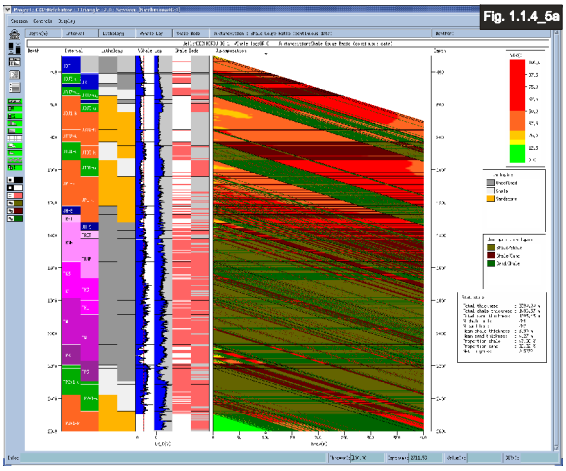
Do analizy potencjału uszczelniającego stref uskokowych wybrano dwa obiekty: strukturę Kliczkowa oraz strukturę Lutomierska. Obie te struktury zostały rekomendowane do dalszego szczegółowego rozpoznania przez Konsorcjum (wykonawców) projektu.

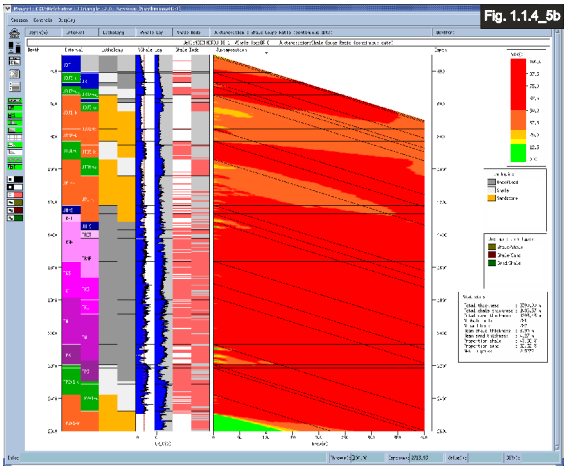
Do obliczenia potencjału uszczelniającego, wyrażonego parametrem SGR, niezbędne są dane określające ilość materiału ilastego w profilu litologicznym. Dla obu badanych otworów dostępne były wyłącznie krzywa profilowania naturalnego promieniowania gamma (GR) określająca ten parametr. Warto podkreślić, że skala pionowa na figurach z wynikami modelowania podaje głębokość otworu w metrach liczonych od poziomu morza (True Vertical Depth – TVD), a zatem wszystkie wartości głębokości oznaczone jednostką „mppm" (metry poniżej poziomu morza) są zredukowane o wysokość nad poziom morza danego otworu (otwór Niechmirów IG-1 położony jest 170,0mnpm, a otwór Lutomiersk-2 – 164,0mnpm). Na wszystkich figurach przedstawiających rozkład parametru SGR rezerwuary zaznaczone są na pomarańczowo a uszczelnienia na zielono.

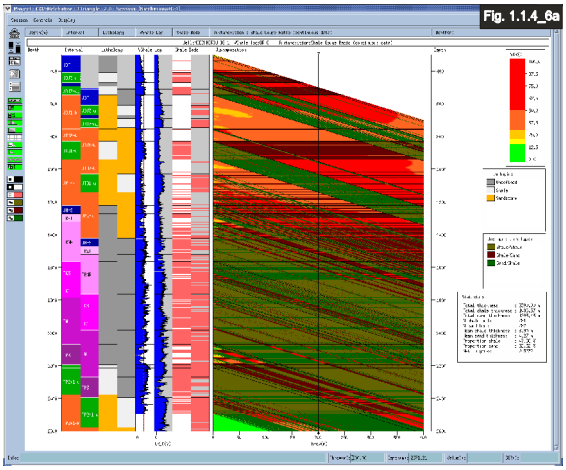
Na figurach 1.1.4_4 – 1.1.4_23 zaprezentowano wyniki obliczeń parametru SGR dla otworów Niechmirów IG-1 i Lutomiersk-2. Czarna pionowa linia przecinająca pole z rozkładem wartości parametru SGR (trójkąt interpretacyjny), widoczna na wszystkich w/w figurach, oznacza miejsce wskazujące wartość parametru SGR dla zadanej wielkości zrzutu uskoku. Dodatkowo wyniki obliczeń potencjału uszczelniającego dla wszystkich zadanych wielkości zrzutów przedstawiono w dwóch wersjach. Na figurach oznaczonych indeksem „a" oprócz rozkładu wielkości parametru SGR, na trójkącie interpretacyjnym zaznaczono również położenie w profilu litologicznych warstw uszczelniających, wskazując jednocześnie na typ superpozycji, tj. iłowce/iłowce – kolor oliwkowy, iłowce/zbiornikowe – brązowy, zbiornikowe/iłowce – zielony. Na figurach z indeksem „b" zaprezentowano trójkąt interpretacyjny przedstawiający wyłącznie dystrybucję parametru SGR.











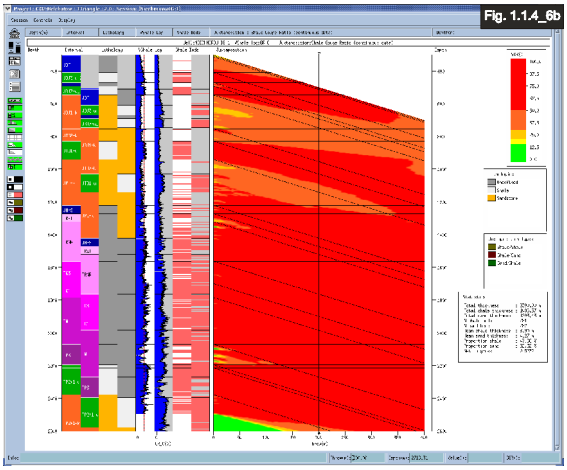
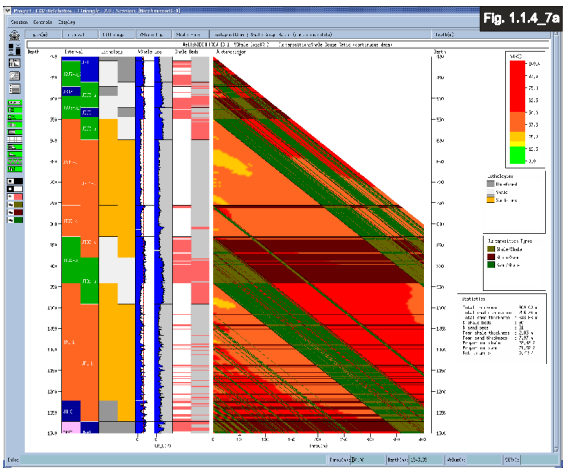
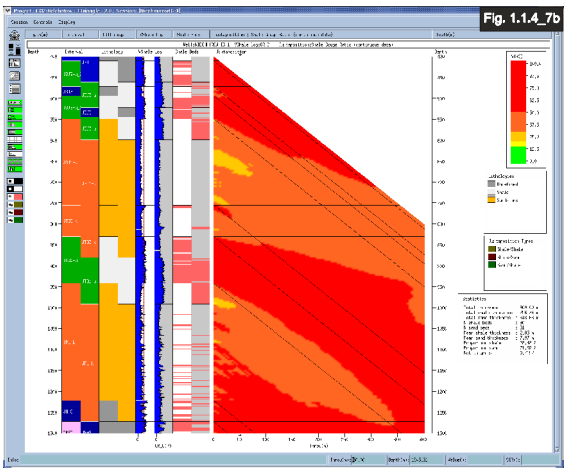
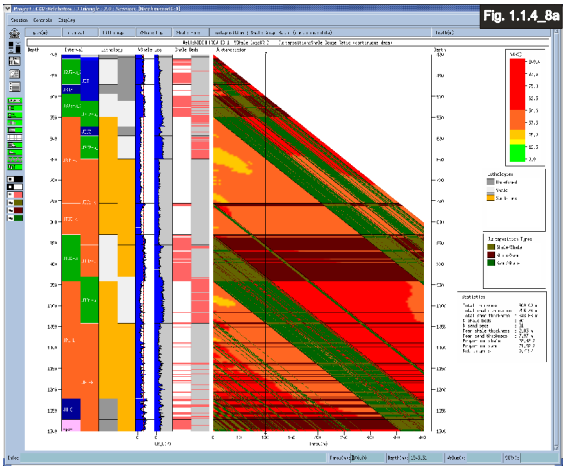
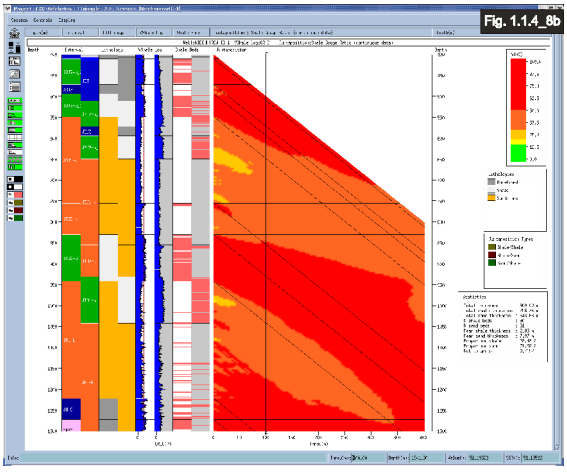


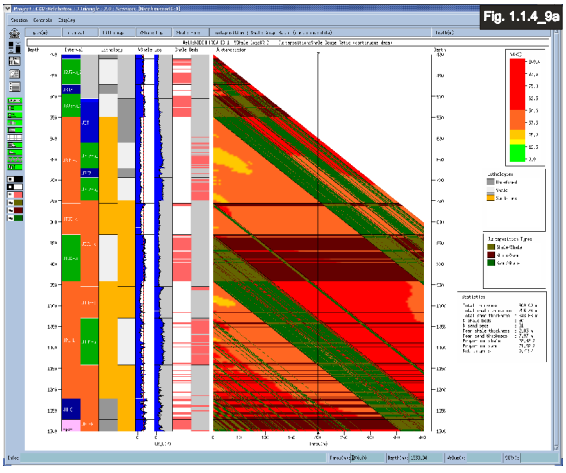
Fig. 1.1.4_4-6 Rozkład parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Niechmirów IG-1; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartości odcięcia 70% zawartości frakcji ilastej. Wielkości zrzutu = 50m, 100 m i 200m.











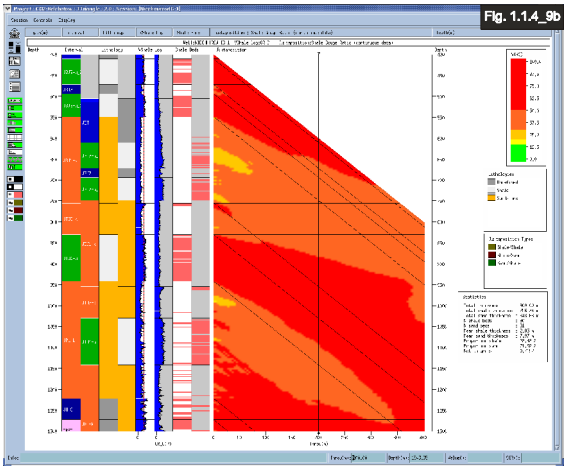
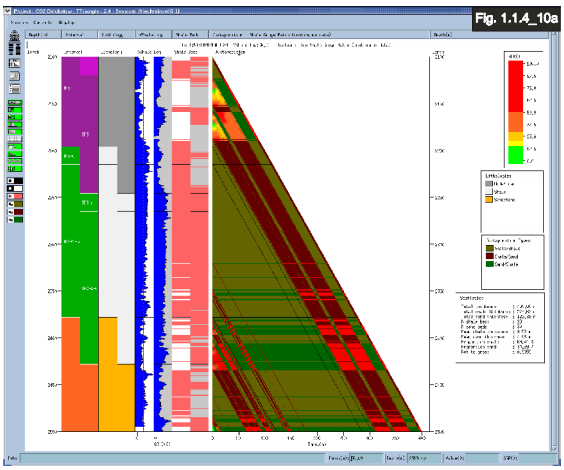
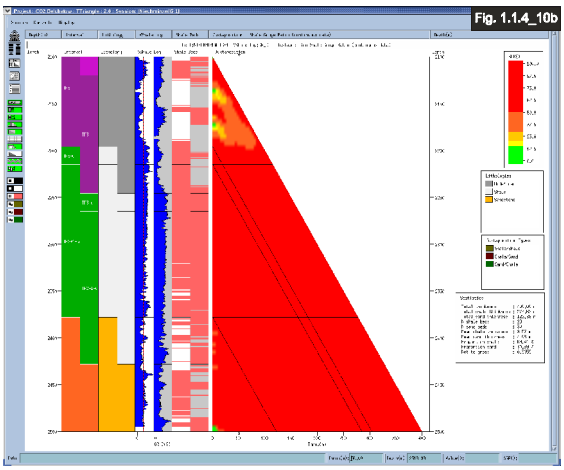
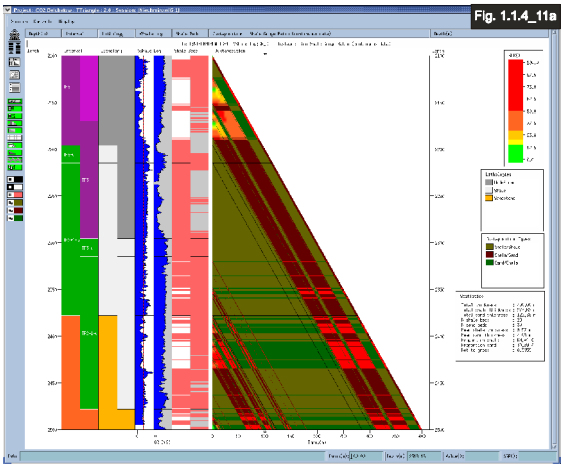


Fig. 1.1.4_4-6 Rozkład parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Niechmirów IG-1, dla kolektorów jurajskich; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartości odcięcia 70% zawartości frakcji ilastej. Wielkości zrzutu = 50m, 100 m i 200m.







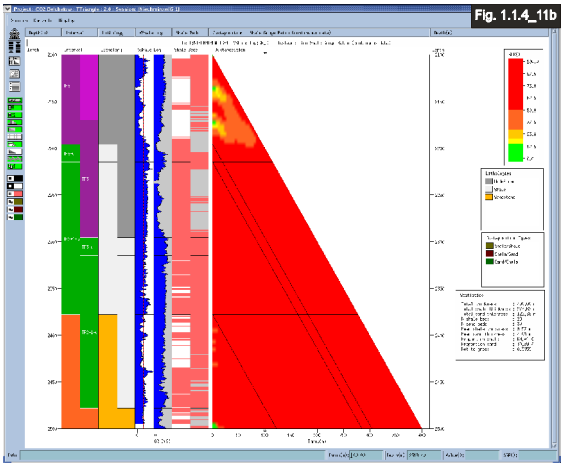


Fig. 1.1.4_4-6 Rozkład parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Niechmirów IG-1, dla kolektorów triasowych; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartości odcięcia 70% zawartości frakcji ilastej. Wielkości zrzutu = 50m, 100 m i 200m.

Struktura Kliczkowa (Kliczków jura i Kliczków trias)

Struktura Kliczkowa stanowi mezozoiczny rów tektoniczny, który jest południowo-wschodnim przedłużeniem regionalnego systemu dyslokacyjnego Poznań – Kalisz i charakteryzuje się rozciągłością NW-SE (Deczkowski, Gajewska, 1983). Struktura ta została określona jako perspektywiczna ze względu na dobre parametry kolektorskie osadów znajdujących się w środkowej części rowu. Scharakteryzowano tu dwa kolektory jurajskie (dolny bajos + górny toark oraz pliensbach) oraz potencjalny triasowy kolektor w obrębie pstrego piaskowca.

Do analizy potencjału uszczelniającego uskoków charakteryzujących rów Kliczkowa wybrano wiercenie Niechmirów IG-1, które jest zlokalizowane z centralnej, zrzuconej części rowu. W wierceniu tym wyróżniono 3 poziomy zbiornikowe oraz 3 interwały uszczelniające:

1. uszczelnienia
    1. górny bajos (JBJ3) – 580,5-642,0m + 664,0-719,0m
    2. dolny toark (JTO1) – 1000,5-1112,0m
    3. pstry piaskowiec (TP3+2+1) – 2366,0-2548,0m
2. kolektory
    1. dolny bajos + górny toark (JBJ1+JTO3) – 719,0-1000,5m
    2. pliensbach (JPL) – 1112,0-1392,0m

3. dolny i Ŝrodkowy pstry piaskowiec (TP1+2) ï 2548,0-2670,0m

AnalizujŃc wyniki obliczeŒ parametru SGR dla otworu Niechmirów IG-1 moŨna stwierdziĺ, Ũe generalnie caǧy badany interwaǧ gǧňbokoŜciowy, obejmujŃcy oba kolektory jurajskie oraz kolektor triasowy, cechuje siň wysokim potencjaǧem uszczelniajŃcym (fig. 1.1.4_4 ï 1.1.4_6). NajniŨsze wartoŜci parametru SGR, tj. poniŨej wartoŜci granicznej SGR=15-20, notowane sŃ dla uskoków o zrzutach rzňdu 10-30m, w interwale gǧňbokoŜciowym 2080-2200mppm, czyli powyŨej uszczelnienia triasowego (fig. 1.1.4_4 ï 1.1.4_6 i fig. 1.1.4_10 ï 1.1.4_11). AnalizujŃc potencjaǧ uszczelniajŃcy uskoków w kolektorach jurajskich (fig. 1.1.4_7 ï 1.1.4_9) moŨna stwierdziĺ, Ũe zarówno przy niewielkich zrzutach uskoków, rzňdu pojedynczych dziesiŃtek metrów jak i przy zrzutach kilkusetmetrowych uskoki powinny stanowiĺ barierň dla migracji pǧynów. Jeszcze lepsze parametry SGR moŨna zaobserwowaĺ dla kolektora triasowego (fig. 1.1.4_10 ï 1.1.4_11). Jest to zwiŃzane z doŜĺ znacznym jego zaileniem (patrz kolumna *Shale Beds* dla gǧ ok. 2375-2500m) co powoduje osiŃganie bardzo wysokich wartoŜci potencjaǧu uszczelniajŃcego SGR>50.

Struktura Lutomierska

Struktura Lutomierska to najbardziej na poǧudnie wysuniňte przedǧuŨenie ciŃgu grzebieni i sǧupów solnych przebijajŃcych siň czňŜciowo przez utwory mezozoiku (Ǧňczyca ï Lutomiersk) lub wprost na powierzchniň podkenozoicznŃ (Izbica ï Kǧodawa) (Marek, 1977). W rejonie wierceŒ Lutomiersk-2 i Lutomiersk-3 zlokalizowany jest wňzeǧ tektoniczny, w którym strefa uskokowa Gopǧo ï Ponňtów ï Pabianice przecina siň z antyklinŃ Lutomierska o prawie poǧudnikowym przebiegu (Marek, 1977). Dokǧadny przebieg strefy uskokowej nie jest moŨliwy do wyznaczenia ze wzglňdu na bardzo sǧabej jakoŜci obraz sejsmiczny z dwóch starych profili sejsmicznych (23-2-76K i W0010478), które dodatkowo koŒczŃ siň w pobliŨu centrum elewacji tracŃc pokrycie sejsmiczne. Informacje z wierceŒ Lutomiersk-2 i Lutomiersk-3 sugerujŃ wielkoŜĺ zrzutu na gǧównym uskoku rzňdu 500-1000m, jednakŨe wydaje siň, Ũe jest to wartoŜĺ mocno zawyŨona na co wskazuje porównanie z pobliskŃ antyklinŃ Tuszyna. Tam w pobliŨu strefy uskokowej obserwuje siň silne poddarcie warstw, które odpowiada po czňŜci za tak zasadnicze przesuniňcie pionowe tych samych poziomów stratygraficznych po obu stronach uskoku.

Do analizy potencjaǧu uszczelniajŃcego uskoków charakteryzujŃcych strukturň Lutomierska wybrano wiercenie Lutomiersk-2, które jest zlokalizowane na szczycie struktury. W wierceniu tym wyróŨniono 3 poziomy zbiornikowe oraz 3 interwaǧy uszczelniajŃce:

uszczelnienia

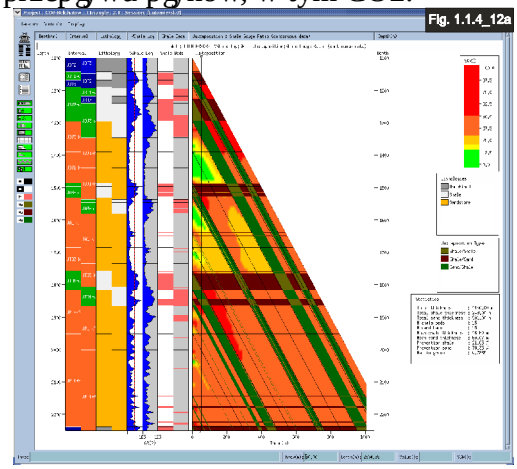
dolny baton +górny bajos (JBT1+JBJ3) ï 1324,0-1349,0m + 1371,0-1477,5m
dolny bajos + górny aalen (JBJ1+JA3) ï 1667,0-1712,0m
dolny toark (JTO1) ï 2366,0-2548,0m

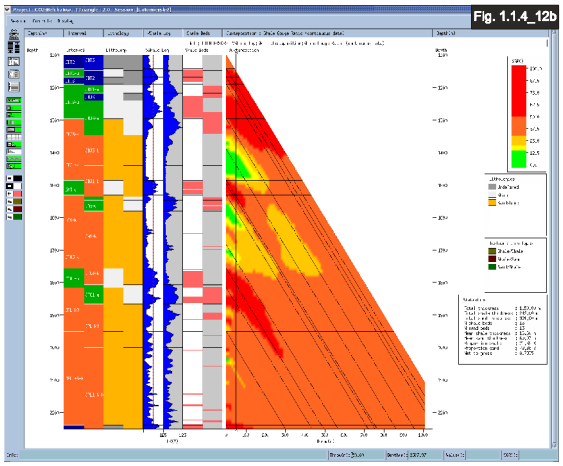
kolektory

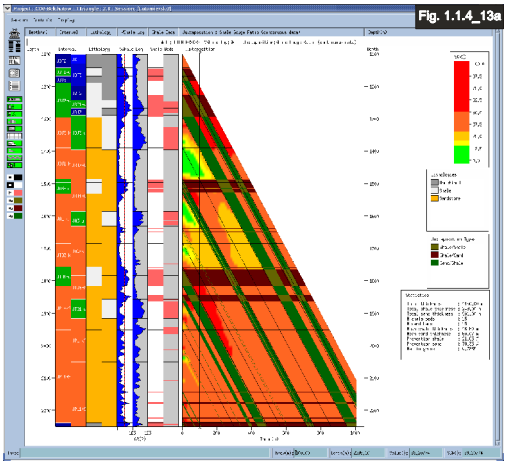
bajos (JBJ1+JBJ3) ï 1477,5-1667,0m
dolny aalen + górny toark (JA1+JTO3) ï 1712,0-1938,0m
pliensbach + synemur (JPL+JS) ï 1997,0-2420,0m

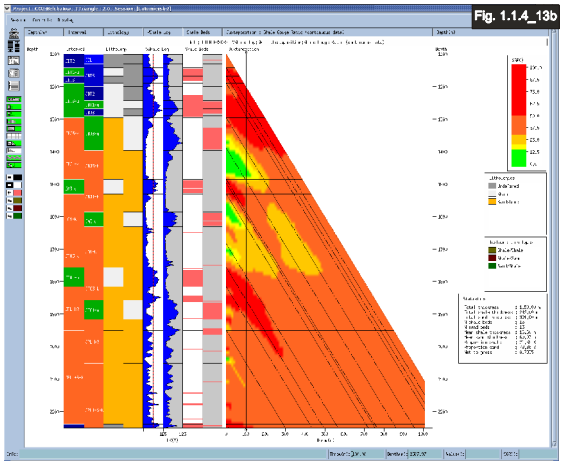
Analiza wyników obliczeŒ potencjaǧu uszczelniajŃcego SGR uzyskanych dla wiercenia Lutomiersk-2 zostaǧa przedstawiona na figurach 1.1.4_12 ï 1.1.4_23. Obserwujemy tu odmiennŃ sytuacjň jeŨeli chodzi o obliczone wartoŜci parametru SGR w porównaniu z wynikami dla struktury Kliczkowa. NajwyŨszy kolektor jurajski charakteryzuje siň bardzo maǧym potencjaǧem uszczelniajŃcym osiŃgajŃc wartoŜĺ granicznŃ SGR=15-20 dopiero dla uskoków o zrzutach ok. 150-200m (fig. 1.1.4_15 ï 1.1.4_17). Powoduje to, iŨ przy mniejszych zrzutach uskoki mogŃ stanowiĺ drogi lateralnej i wertykalnej migracji CO2. PodobnŃ sytuacjŃ obserwowaĺ moŨna dla Ŝrodkowego kolektora jurajskiego (fig. 1.1.4_18 ï 1.1.4_20), z tŃ róŨnica, Ũe uskoki tnŃce rezerwuar aalenu-toarku osiŃgnŃ wartoŜĺ progowŃ SGR=15-20 przy zrzutach o wielkoŜci 100-150m. Wzglňdnie dobre wǧasnoŜci uszczelniajŃce bňdŃ miaǧy uskoki tnŃce najniŨszy kolektor jurajski, gdzie niski potencjaǧ uszczelniajŃcy bňdŃ miaǧy wyǧŃcznie uskoki o zrzutach poniŨej 50m (fig. 1.1.4_21 ï 1.1.4_23). Wiňksze uskoki, a takich spodziewamy siň dla tej struktury, powinny stanowiĺ barierň

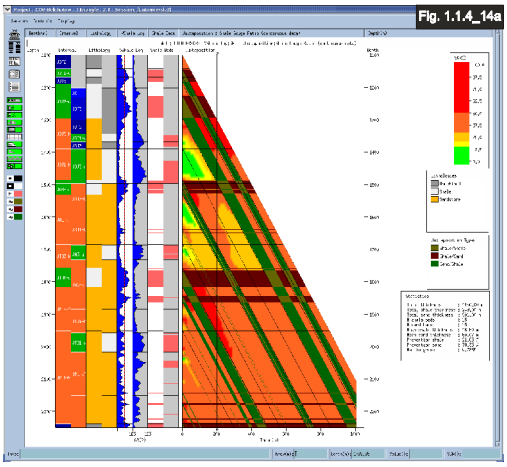
dla przepğywu pğynów, w tym CO2.











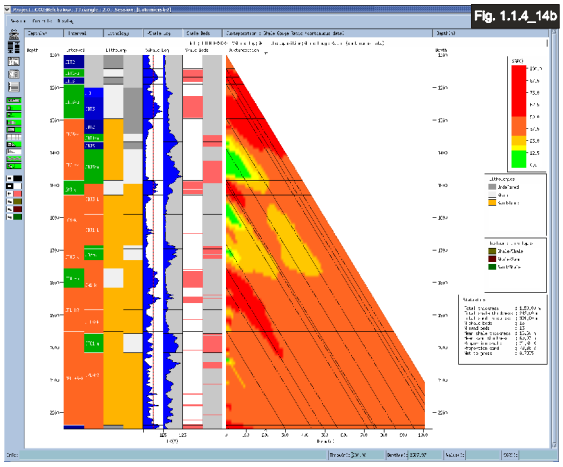
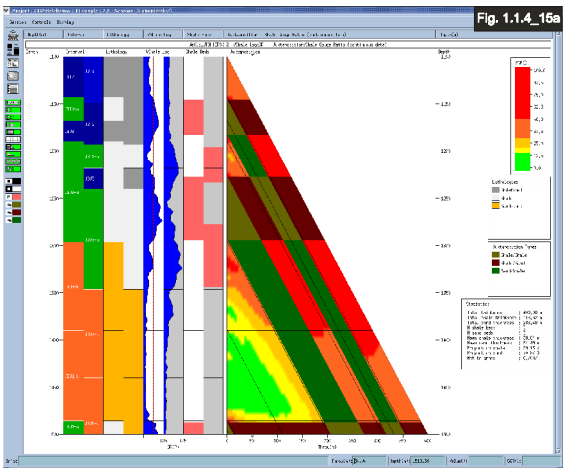
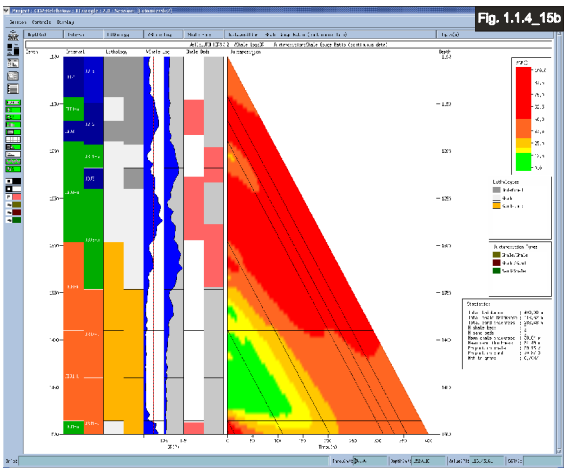
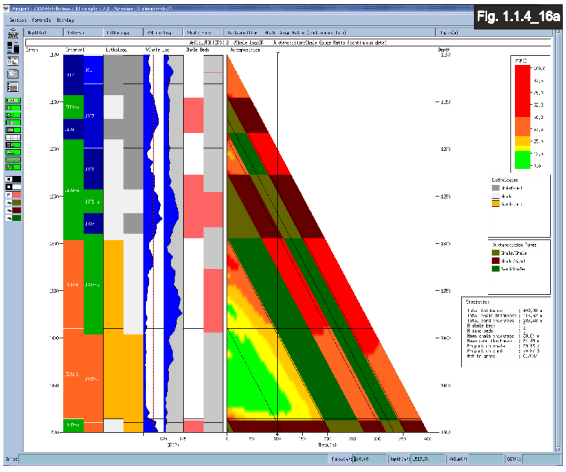
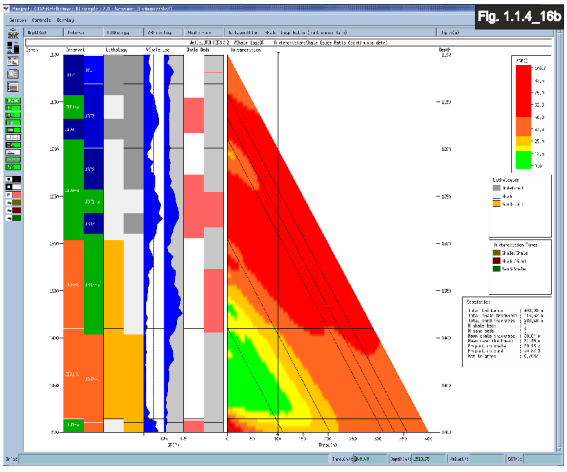


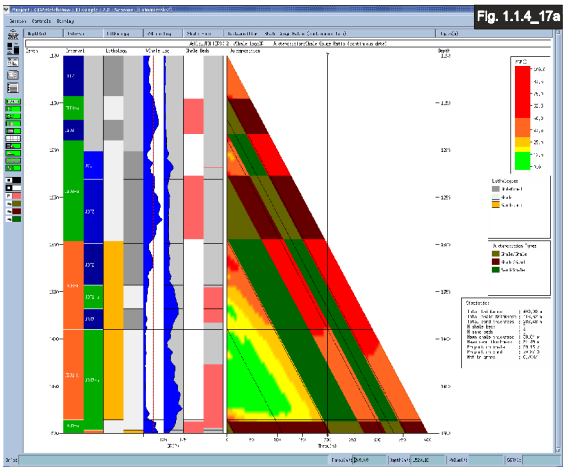
Fig. 1.1.4_12-14 Rozkğad parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Lutomiersk-2; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartoŜci odciğcia 70% zawartoŜci frakcji ilastej. WielkoŜci zrzutu = 50m, 100 m i 200m.











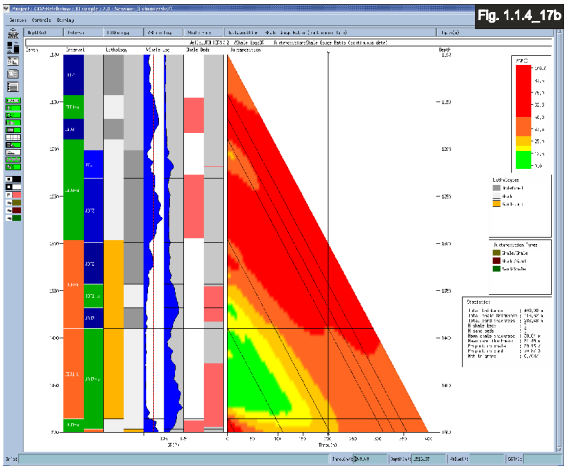
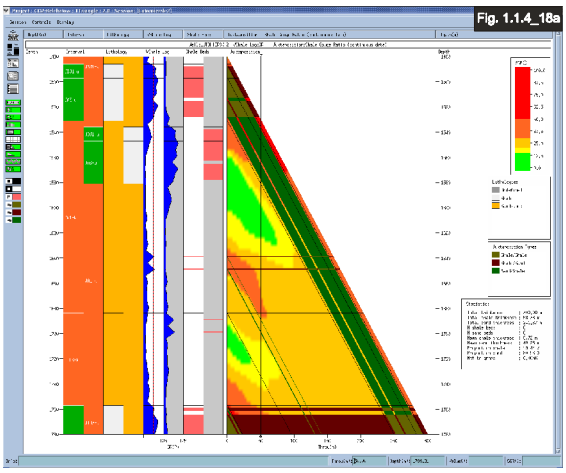
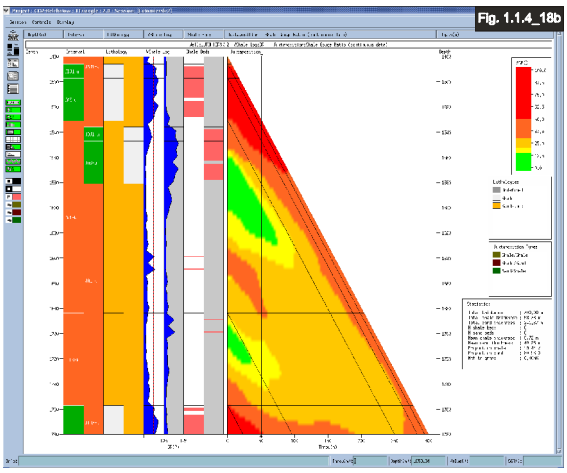
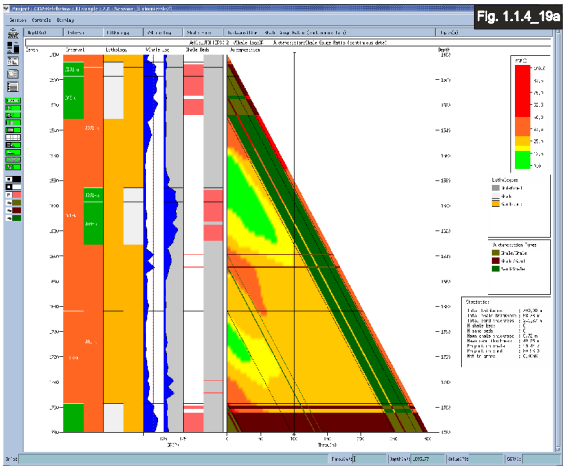
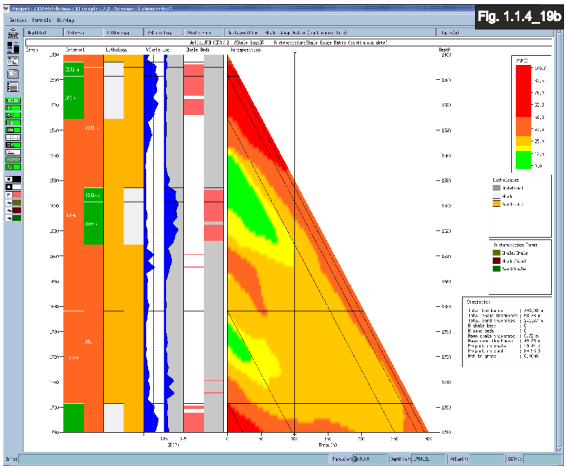


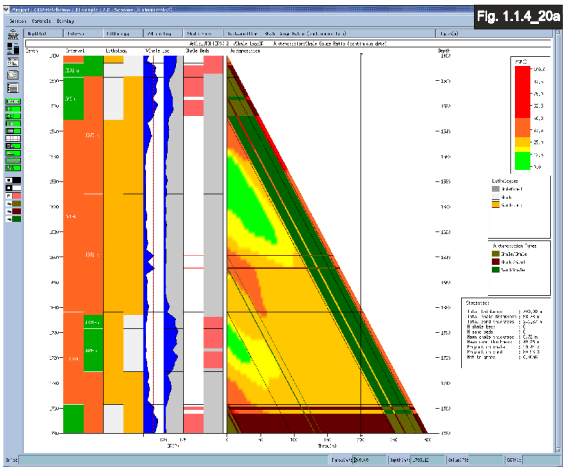
Fig. 1.1.4_15-17 Rozkład parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Lutomiersk-2, najwyższy kolektor jurajski; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartości odcięcia 70% zawartości frakcji ilastej. Wielkości zrzutu = 50m, 100 m i 200m.











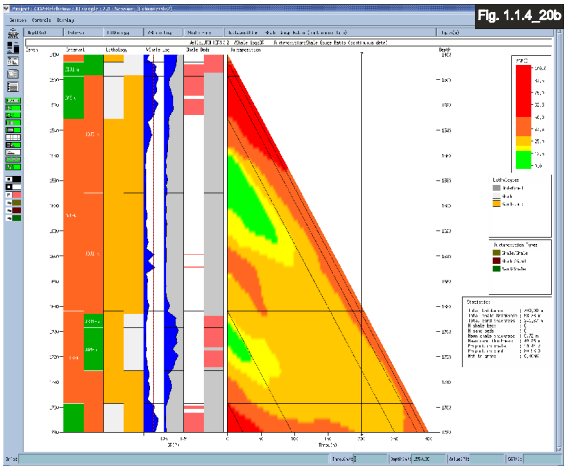
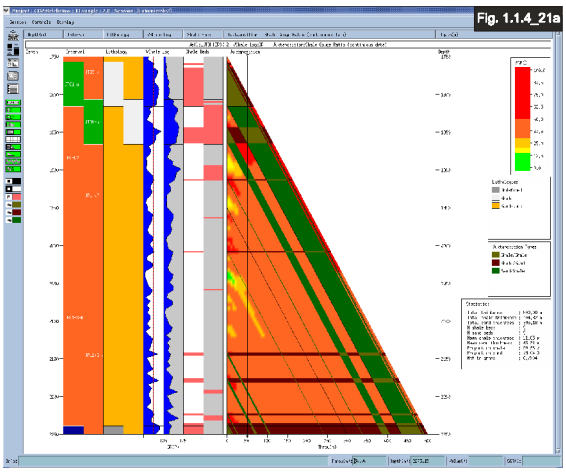
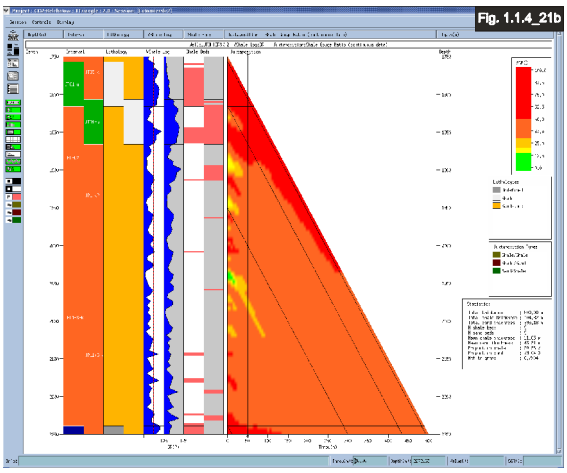
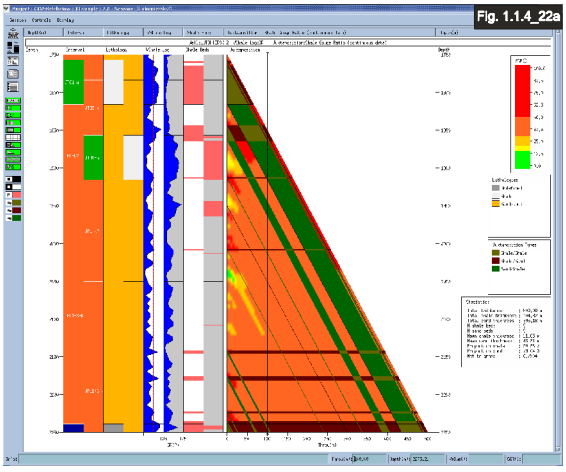
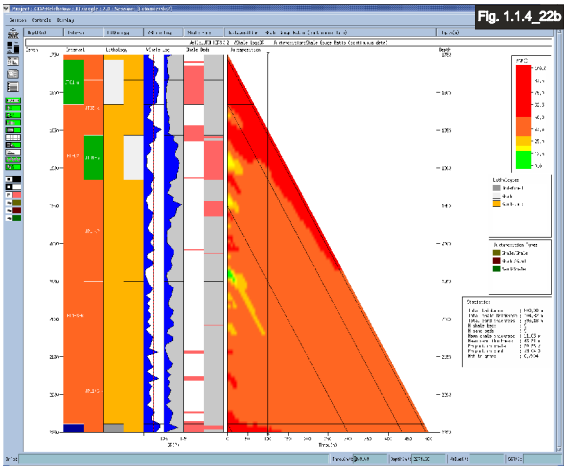


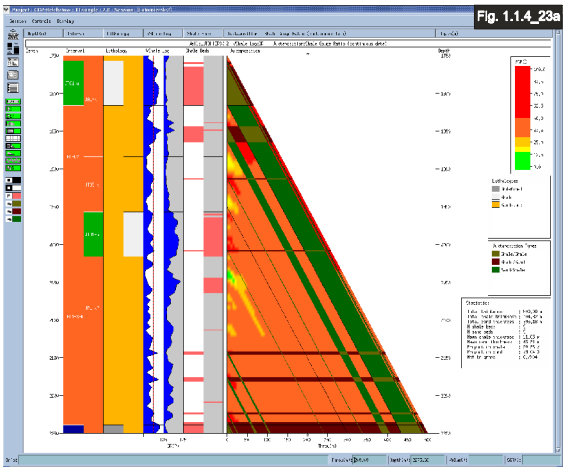
Fig. 1.1.4_18-20 Rozkład parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Lutomiersk-2, Środkowy kolektor jurajski; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartości odcięcia 70% zawartości frakcji ilastej. Wielkości zrzutu = 50m, 100 m i 200m.











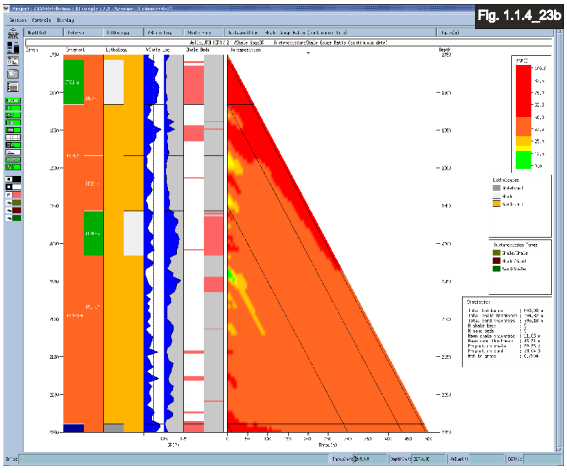


Fig. 1.1.4_21-23 Rozkład parametru SGR (*Shale Gouge Ratio*) dla otworu Lutomiersk-2, najniższy kolektor jurajski; obliczenia wykonano przy zdefiniowaniu warstw ilastych dla wartości odcięcia 70% zawartości frakcji ilastej. Wielkości zrzutu = 50m, 100 m i 200m.

Podsumowując wyniki analizy potencjału uszczelniającego stref uskokowych można stwierdzić, że uskoki formujące rów Kliczkowa powinny stanowić membranę hamującą przepływ lateralny płynów złożowych. W przypadku struktury Lutomierska analiza rozkładu wartości parametru SGR sugeruje występowanie drożnych stref uskokowych, zwłaszcza dla wyższych kolektorów jurajskich, dla uskoków o zrzutach poniżej 150-200m. Uskoki deformujące najniższy kolektor jurajski w świetle wyników analizy parametru SGR wydają się formować bariery dla migracji CO2.

Weryfikacja modeli stref uskokowych i ich potencjału uszczelniającego (1.1.28 – AGH)

Przedmiotem tego zagadnienia była analiza nieciągłości utworów dolnej jury oraz nadkładu do celów magazynowania CO2, w skali regionalnej. Do analizy wykorzystano dane dostarczone przez PIG, dane laboratoryjne INIG oraz własne dane w zbiorach WNIG AGH. Wykorzystano także przestrzenny 3D model komputerowy obrazujący zmienność litologiczno – zbiornikową klastycznych utworów jury, tzw. statyczny model parametryczny, wykonany przez zespół pracowników Katedry Surowców Energetycznych pod kierunkiem prof. dr hab. inż. Wojciecha Góreckiego.

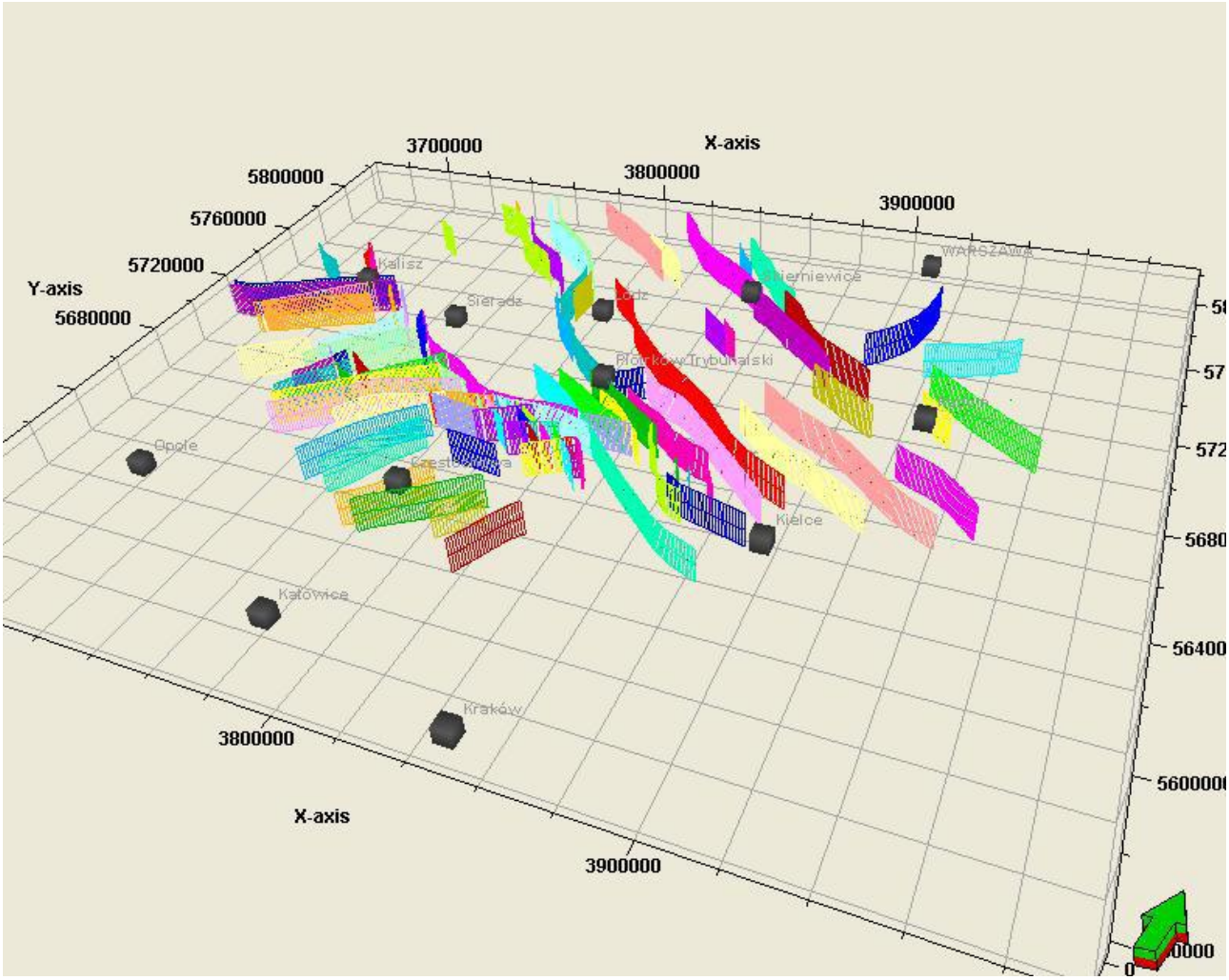


Fig. 1.1.4_24 Rozmieszczenie schematyczne nieciągłości modelowanych w uproszczony sposób w badanym rejonie.

Ze względu na regionalny charakter modelu i brak interpretacji sejsmicznych opracowano stosunkowo uproszczony model uskokowy *Fault Model*, zakładający, że wszystkie uskoki są pionowe bądź mają liniowo nachylone powierzchnie.

Dane wejściowe stanowiły nieciągłości uwzględnione na szczegółowych mapach strukturalnych. Pozwoliły one na opracowanie modelu obejmującego 118 uskoków składających się z 3340 linii kształtowania (pillars). 69 % nieciągłości w chodzących to uskoki .pionowe, 30 % liniowe.

Duża ilość uskoków, ich skomplikowane relacje przestrzenne, połączone ze słabą kontrolą danymi sprawiają, spowodowały, że procedura modelowania uskoków była czasochłonna, a powstały model lokalnie np. w strefie rygla Radomska ma ograniczoną dokładność. Na Fig. 1.1.4_24 pokazano rozmieszczenie schematyczne ï nieciągłości ï modelowanych pionowo w badanym rejonie. Model uskoków pionowych rozpatrywany będzie szczegółowo w modelu statycznym dla II Segmentu ï zad.1.1.15.

Na etapie modelowań szczegółowych systemów sekwestracyjnych (przewidzianych w Segmencie II) niezbędne będzie opracowanie dla wytypowanych stref modelu uskokowego, który z jednej strony będzie bardziej precyzyjnie oddawał geometrię stref uskokowych, a z drugiej będzie mniej skomplikowany jeśli chodzi o ilość dyslokacji.

Szczegółowy model wariantowy oddziaływania stref łuskowych na proces magazynowania zostanie wykonany w oparciu o analizę zailenia w warstwach toarku, bajosu i batonu.

Opracowanie materiałów archiwalnych (1.4.2 ï PBG)

Pola potencjalne

Pomiary grawimetryczne w rozpatrywanym obszarze zostały wykonane w latach 60, 70 i 80 ubiegłego wieku. średnia gęstość pomiarów wynosi ok. 3 pkt/km^2. Pomiary magnetyczne ΔT wykonane zostały w latach 90 ub. wieku i na początku wieku bieżącego ze średnią gęstością 2.5 pkt/km^2. Ponieważ lokalizacja danych grawimetrycznych jest w układzie Borowej Góry, zachodziła konieczność ich transformacji do układu 42. Z uwagi na niemożność matematycznego przeliczenia układu Borowa Góra na układ 42, wykorzystano opracowaną nową mapę grawimetryczną Monokliny Przedsudeckiej wykonaną w PGNiG w 2001 roku, której zasięg częściowo pokrywa wschodnią i południową część tematu. Wyliczona średnia poprawka na współrzędne prostokątne w układzie Borowej Góry (w układzie lokalnym z południkiem odniesienia 19°) wynosi: po osi X: -120m i po osi Y: -66m. Mapy i Ągridyò anomalii Bouguera i anomalii ΔT opracowano z dokładnością dla map w skali 1 : 50 000.

Dla mapy anomalii Bouguera wykonano następujące transformacje i mapy:

- Filtr częstotliwościowy BTWR dla umownego przedziału głębokości 800-2000m przedstawionego na zał. Nr 3
- Mapę pionowych granic gęstości (uskoki, pionowe kontakty litologiczne) wyznaczonych przy pomocy zmodyfikowanej metody Linssera i metody Ąpokryć wielokrotnychò przedstawioną na zał. Nr 4
- Mapę osi maksymalnego gradientu poziomego (uskoki, kontakty litologiczne) wyznaczonych przy pomocy metody Ąpokryć wielokrotnychò przedstawioną na zał. Nr 5.

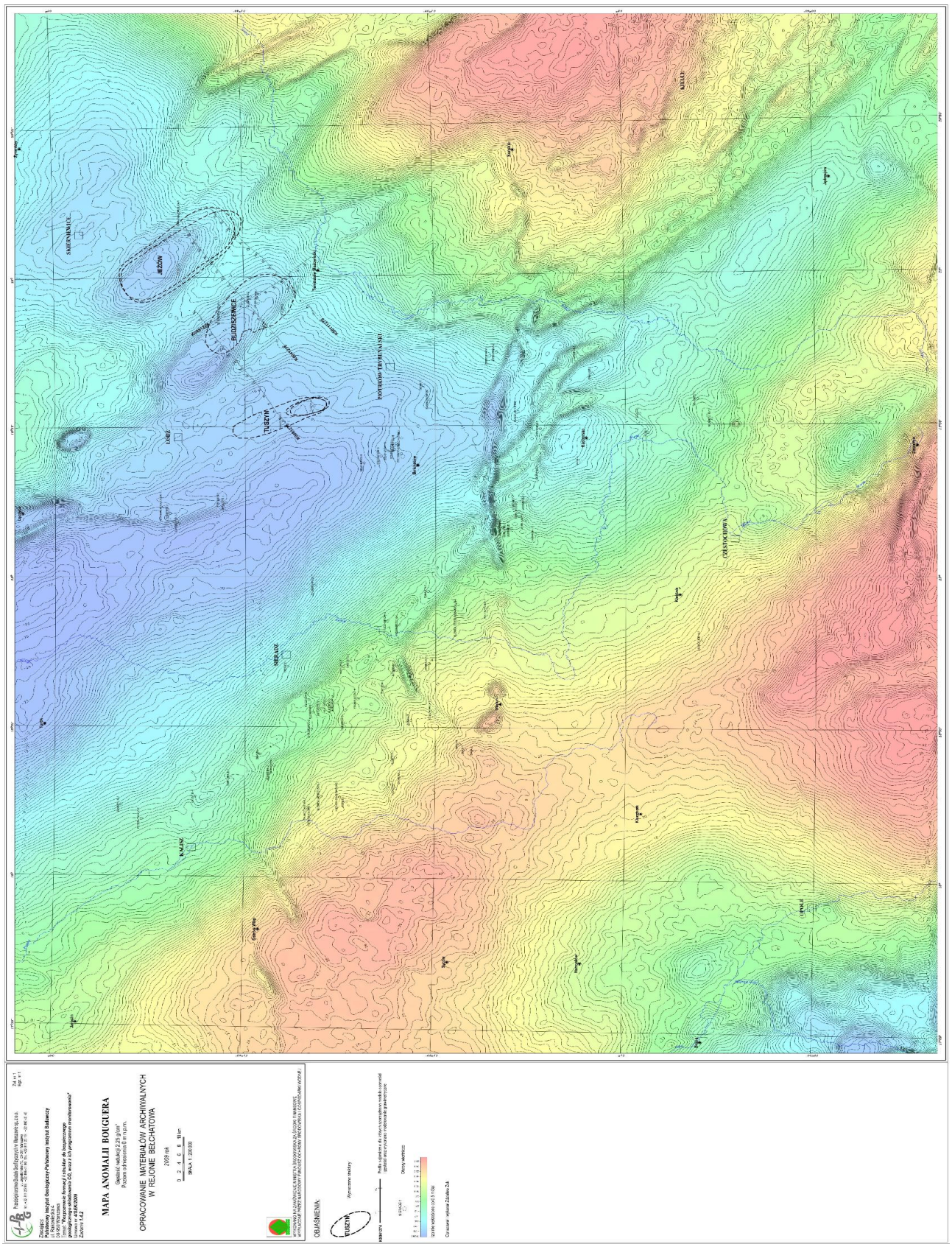


Fig. 1.1.4_25 Mapa anomalii Bouguera dla rejonu Bełchatowa (z otoczeniem).

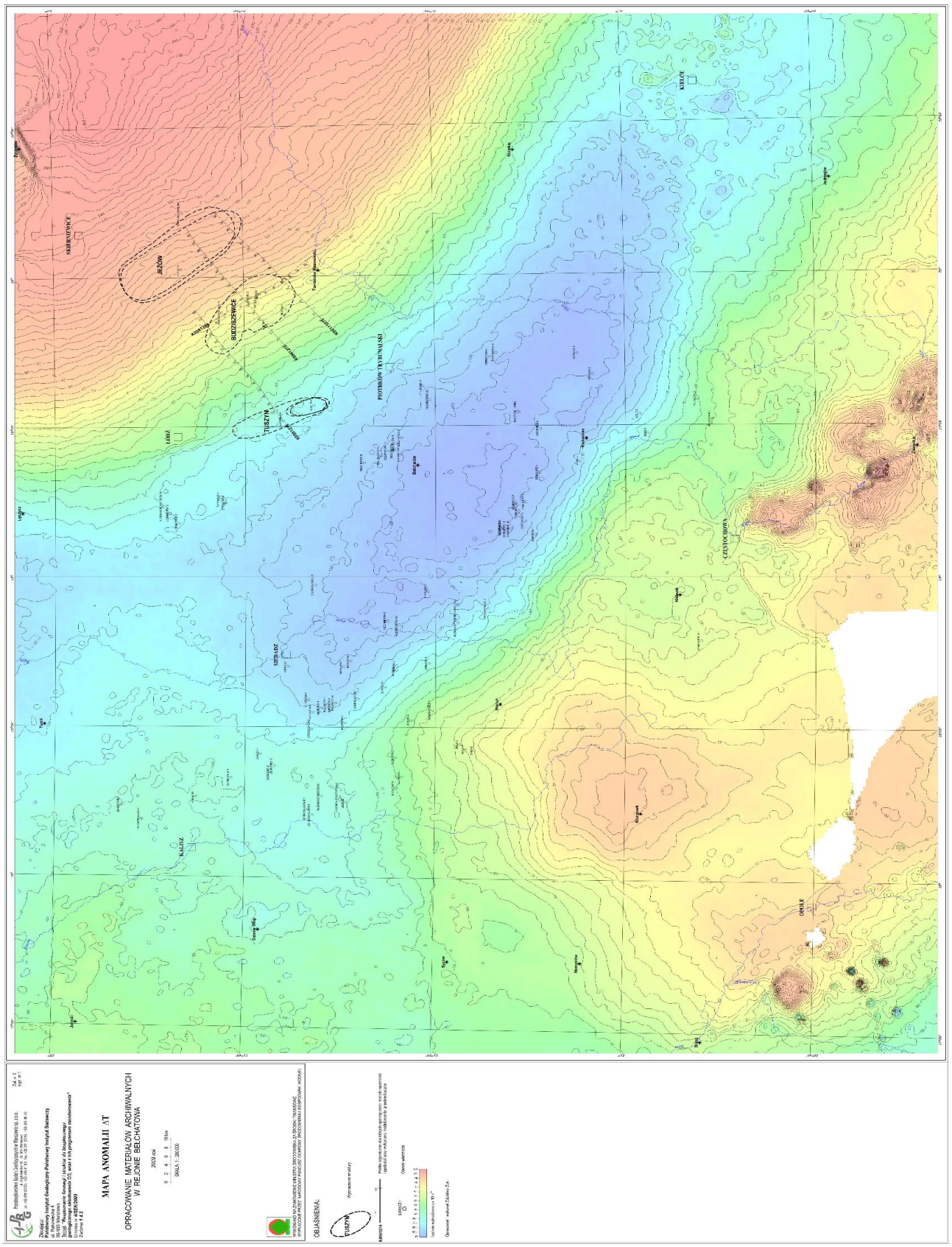


Fig. 1.1.4_26 Mapa anomalii magnetycznych ΔT dla rejonu Bełchatowa (z otoczeniem).

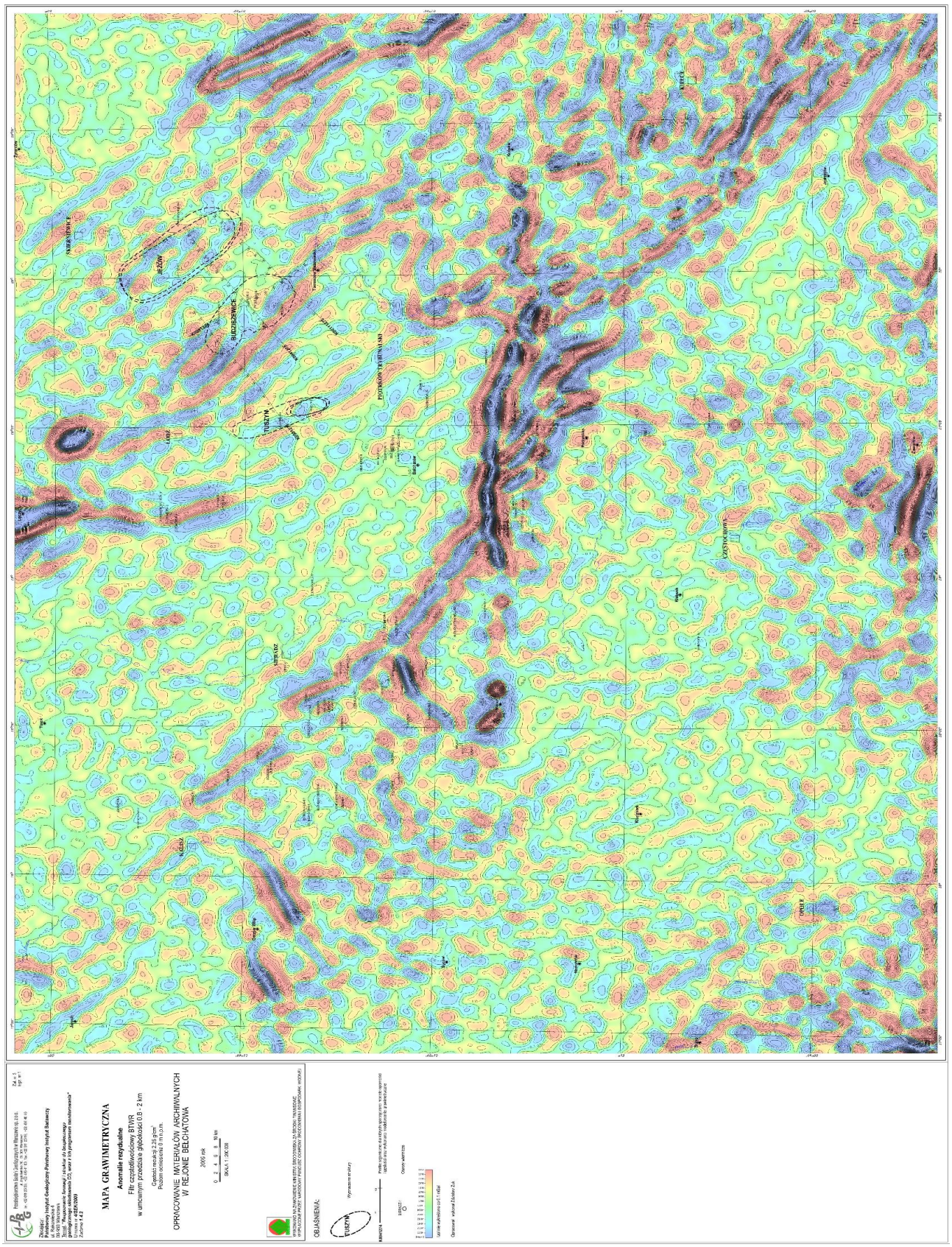


Fig. 1.1.4_27 Mapa rezydualnych anomalii grawimetrycznych, dla orientacyjnej głębokości penetracji 0.8-2 km, w rejonie Bełchatowa (z otoczeniem).

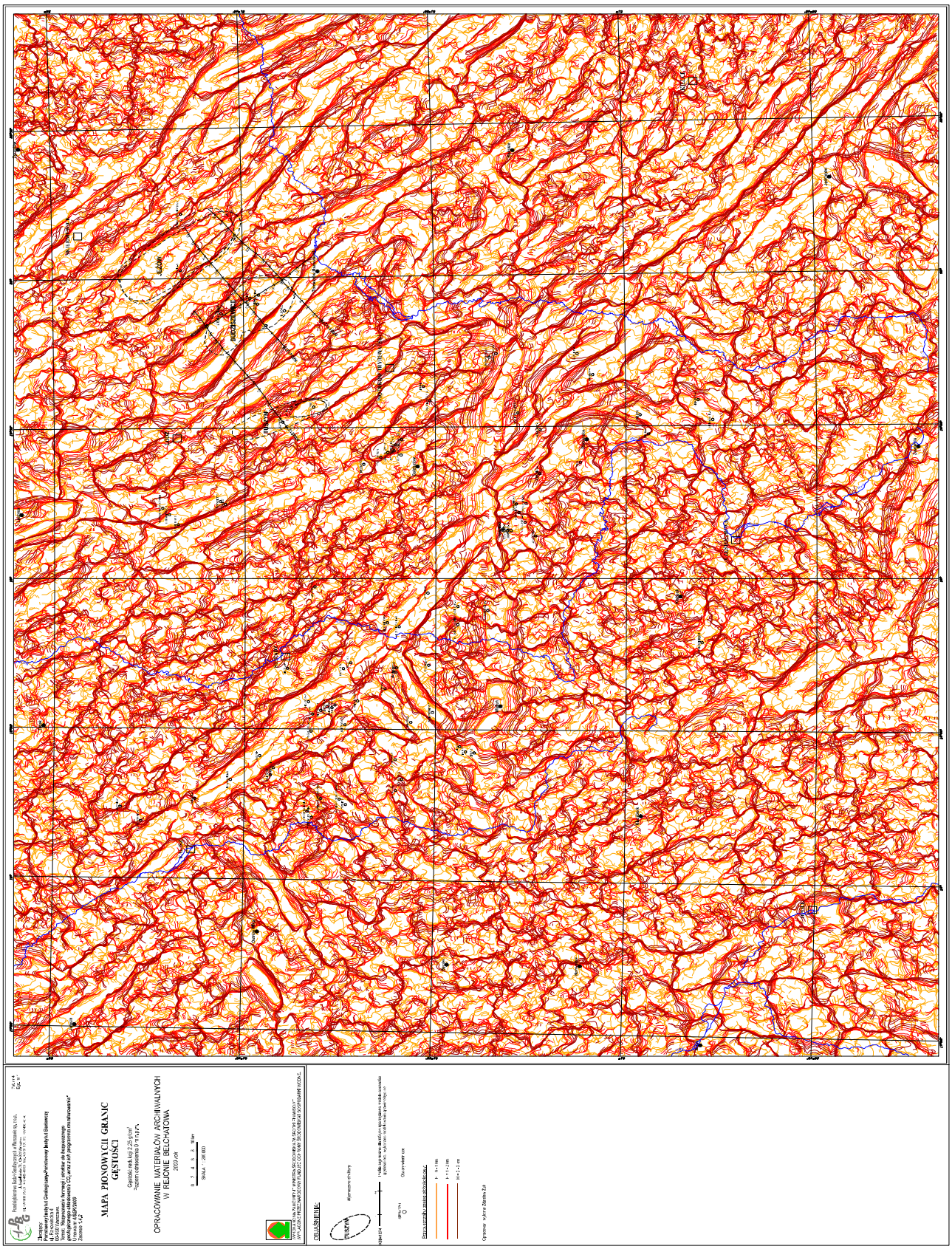


Fig. 1.1.4_28 Mapa pionowych granic gęstości według grawimetrii, w rejonie Bełchatowa (z otoczeniem).

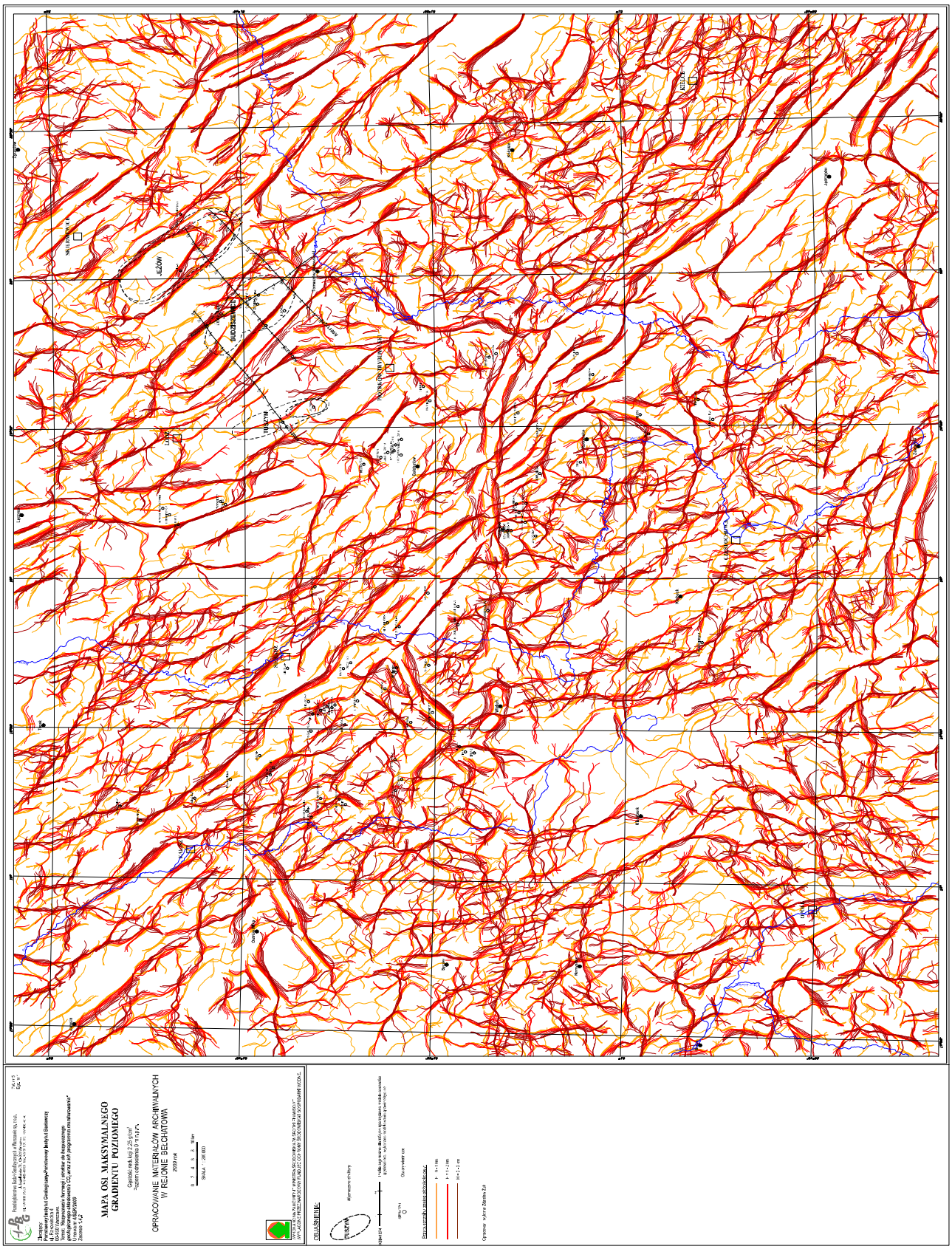


Fig. 1.1.4_29 Mapa osi maksymalnego gradientu poziomego (grawimetria),w rejonie Bełchatowa (z otoczeniem).

Celem transformacji było wydzielenie lokalnych struktur anomalnych a także określenie charakteru i przebiegu stref tektonicznych w przedziale głębokości 0 ÷ 3000m. Na mapach pionowych granic gęstości i osi gradientu poziomego wyróżniono różnymi kolorami trzy przedziały głębokości: 0-1000m, 1000-2000m i 2000-3000m. Z analizy tych map wynika, że wyznaczone linie tektoniczne na mapach pionowych granic gęstości i osi maksymalnego gradientu poziomego dobrze ograniczają zasięg wyznaczonych struktur, szczególnie od strony wschodniej i zachodniej, natomiast od strony południowej i północnej przedstawiony obraz wskazuje na bardziej skomplikowaną budowę tektoniczną.

Do wykonania prac wykorzystano oprogramowanie komercyjne SURFER, a także programy własne: GRID, TRANGRID, GENRYS, PLOTVIEW, PIGRLIN, PROFTEKT.

1.1.5 Analizy parametrów petrologicznych i petrofizycznych dla skał zbiornikowych i uszczelniających

Zakres analiz (Magdalena Sikorska-Jaworowska)

Prace obejmowały analizy parametrów petrologicznych próbek rdzeni (głównie próbek pobranych z magazynów rdzeni dla rejonu Bełchatowa i przygotowanych do analiz planimetrycznych a także w mniejszym stopniu próbek z rejonu Niecki Miechowskiej zgromadzonych w ramach innego tematu) na potrzeby określenia składu skał zbiornikowych i uszczelniających pod kątem ich przydatności do geologicznego składowania dwutlenku węgla, w tym zawartości węglanów i minerałów ilastych (PIG-PIB). Przeanalizowano także wyniki archiwalnych badań parametrów petrofizycznych.

Ponadto INiG wykonały analizy własności zbiornikowych wspomnianych próbek skał celem określenia ich porowatości i przepuszczalności, a także wykonały analizy PVT określające warunki fizyczne panujące w kolektorach rozpatrywanych dla geologicznego składowania CO2.

Sporządzono też na podstawie ww. wyników zależności parametrów zbiornikowych dla formacji jury i triasu, potrzebnych dla kalibracji karotażu i szacowania przepuszczalności.

Wśród pobranych i wykorzystanych do analiz próbek rdzeni przeważają zdecydowanie piaskowce, niewielką grupę stanowią mułowce podobnie jak wapienie, a sporadycznie reprezentowane są iłowce, niekiedy margle. Najlepszymi skałami kolektorskimi są tu oczywiście piaskowce, lecz dopiero badania mikroskopowe i laboratoryjne (petrofizyczne) określają ich porowatość, rodzaj spoiwa i pozwalają zróżnicować ich potencjalną przydatność do sekwestracji CO2. Natomiast najlepszymi skałami izolującymi są iłowce. Ponieważ wymagana miąższość warstw ekranujących jest mniejsza od miąższości kolektorów, piaskowce zdecydowanie dominują nad iłowcami. Ponadto ten typ skał nie wykazuje wyraźnego zróżnicowania w obrębie jednej formacji i nie wymaga zagęszczania opróbowania. Badania mikroskopowe pozwoliły wyróżnić wśród analizowanych próbek rdzeni następujące typy skał piaskowce (arenity kwarcowe, sublityczne, subarkozowe, arkozowe; waki kwarcowe, sublityczne, lityczne, subarkozowe, arkozowe), mułowce, iłowce, margle, wapienie (mikryty, sparyty, intrasparyty, intramikryty, oosparyty), skały syderytowe. Szczegółowe analizy planimetryczne piaskowców wykazały dużą zmienność ilościowego składu mineralnego w poszczególnych profilach wiertniczych.

Wyniki analiz (Aleksandra Kozłowska)

<u>JEŁÓW IG 1</u> – 76 próbek z *jury* (3 próbki – *jura środkowa*, 73 próbki - *jura dolna*)
49 próbki reprezentują piaskowce od bardzo drobno- do średnioziarnistych, arenity kwarcowe, rzadziej subarkozowe oraz waki kwarcowe. Qf waha się od 0,06 do 0,42 mm a Qmax od 0,14 do 1,20 mm. Zawartość poszczególnych składników szkieletu ziarnowego: kwarc – 56,7 – 79,4% (średnio około 70%), skalenie 0,0 - 6,7% (średnio około 2,0%), litoklasty 0,0 - 2,3% (głównie magmowe), łyszczyki 0 – 8,0% oraz ślady cyrkonu. Głównymi składnikami spoiwa są matriks (2,0 - 39,7%) najczęściej ilasto-żelazisty miejscami zawierające materię organiczną oraz cementy. Wśród cementów dominuje kwarc autigeniczny (0,3 – 14,6%) w formie obwódek na ziarnach oraz węglany (0,0 -12,7%) w obrębie których zidentyfikowano syderyt i ankeryt. Minerały ilaste reprezentowane są przez kaolinit (0,0 – 3,0%). Porowatość piaskowców waha się od 0,0 do 17,7%, przeciętnie wynosi 10,0%. 23 próbki reprezentują mułowce i mułowce piaszczyste. Mułowce często są żelaziste i charakteryzują się teksturą kierunkową podkreśloną ułożeniem materii organicznej, syderytu, łyszczyków i minerałów ilastych. Miejscami mułowce są zsyderytyzowane, a lokalnie obserwujemy sferolity syderytowe. 1 próbka reprezentuje iłowiec i 1 próbka – wapień mikrytowo-sparytowy.
<u>ZAMOŚCIE 1</u> – 7 próbek (3 próbki – jura dolna, 4 próbki – trias)
Jura dolna - 3 próbki reprezentują piaskowce drobno- i średnioziarniste, arenity i waki kwarcowe.

Qf waha siń od 0,08 do 0,38 mm a Qmax od 0,18 do 0,80 mm. ZawartoŚĆ poszczególnych skąadników szkieletu ziarnowego: kwarc ï 52,4 ï 73,3%, skalenie 1,3 ï 2,7%, litoklasty 1,0 - 2,3%, ąyszczyki 0,7 ï 15,3%. Gąównymi skąadnikami spoiwa sĹ matriks (0,4 ï 27,4%) najczńŚciej ilasto-Ćelaziste oraz cementy. WŜród cementów dominuje kwarc autigeniczny (0,3 ï 8,0%) w formie obwódek na ziarnach oraz wńglany (0,0 -1,0%) w obrńbie których zidentyfikowano syderyt i ankeryt. Minerąy ilaste reprezentowane sĹ przez kaolinit (0,0 ï 0,3%). PorowatoŚĆ piaskowców waha siń od 0,3 do 17,7% (arenty >15,0%).

Trias ï 3 próbki reprezentujĹ piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, waki subarkozowe i sublityczne. Qf waha siń od 0,07 do 0,15 mm a Qmax od 0,20 do 0,35 mm. ZawartoŚĆ poszczególnych skąadników szkieletu ziarnowego: kwarc 25,0 ï 53,7%, skalenie 0,7 ï 5,7%, litoklasty 3,3 ï 4,7%, ąyszczyki 2,3 ï 18,7%. Gąównymi skąadnikami spoiwa sĹ matriks ilasto-Ćelazisty (23,7 ï 49,9%) oraz cementy. WŜród cementów dominujĹ wńglany - kalcyt (2,0 -17,4%) ora lokalnie siarczany ï anhydryt (0,0 ï 0,3%). PorowatoŚĆ piaskowców waha siń od 0,0 do 0,3%.

1 próbka reprezentuje iąowiec muąowcowy, Ćelazisty

GOMUNICE 13 - 9 próbek (4 - *jura Środkowa*, 5 ï *trias*)

GOMUNICE 12 - 2 próbki ï *trias*

GOMUNICE 9 - 5 próbek ï *trias*

Jura Środkowa - 2 próbki reprezentujĹ piaskowce Średnio- i gruboziarniste, arenity kwarcowe i subarkozowe. Qf waha siń od 0,25 do 0,34 mm a Qmax od 1,3 do 1,45 mm. ZawartoŚĆ poszczególnych skąadników szkieletu ziarnowego: kwarc ï 66,0 ï 75,3%, skalenie 1,0 ï 3,7%, litoklasty 0,0 - 0,3%, ąyszczyki 0,0 ï 0,7%. Gąównymi skąadnikami spoiwa sĹ matriks (4,0 ï 8,7%) najczńŚciej ilasto-Ćelazisty oraz cement kwarcowy (4,3 ï 5,3%) w postaci obwódek na ziarnach. PorowatoŚĆ piaskowców wynosi 15,3%. 2 próbki reprezentujĹ muąowce piaszczyste, wapniste.

Trias ï 11 próbek reprezentuje piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste lokalnie Średnioziarniste, waki subarkozowe oraz miejscami sublityczne, lityczne i kwarcowe. Qf waha siń od 0,06 do 0,28 mm a Qmax od 0,20 do 0,60 mm. ZawartoŚĆ poszczególnych skąadników szkieletu ziarnowego: kwarc 26,7 ï 64,4%, skalenie 4,0 ï 21,7%, litoklasty 2,7 ï 26,3% (dominujĹ okruchy skąwulkanicznych i granitoidów) ąyszczyki 0,3 ï 6,0%. Gąównymi skąadnikami spoiwa sĹ matriks ilasto-Ćelazisty (9,5 ï 45,0%) oraz cementy. WŜród cementów dominujĹ wńglany - kalcyt (0,0 ï 30,7%) a ponadto obserwowano obwódki kwarcu autigenicznego (0,0 ï 3,4) oraz minerąy ilaste: kaolinit (0 -1,7%) i chloryt (0 -0,3%). PorowatoŚĆ piaskowców waha siń od 0,0 do 5,0% i najczńŚciej jest bliska zeru. 1 próbka reprezentuje muąowiec Ćelazisty i 1 próbka - iąowiec Ćelazisto-wapnisty.

WIERUSZÓW 2 - 5 próbek ï *trias ?*

Trias ï 5 próbek reprezentuje piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, waki subarkozowe i arkozowe. Qf waha siń od 0,08 do 0,15 mm a Qmax od 0,20 do 0,73 mm. ZawartoŚĆ poszczególnych skąadników szkieletu ziarnowego: kwarc 29,0 ï 57,7%, skalenie 11,0 ï 21,7%, litoklasty 0,3 ï 3,7%, ąyszczyki 1,3 ï 11,0% oraz Ślady cyrkonu. Gąównymi skąadnikami spoiwa sĹ matriks ilasto-Ćelazisty (12,7 ï 46,3%) oraz cementy. WŜród cementów dominujĹ wńglany - kalcyt (0,0 ï 15,3%) a ponadto obserwowano obwódki kwarcu autigenicznego (0,0 ï 6,0) oraz siarczany ï anhydryt (0,0 ï 9,3%). PorowatoŚĆ piaskowców waha siń od 0,0 do 5,3, przeciątnie okoąo 1,0%.

SOBIESŃKI 3 - 9 próbek ï *trias?*

Trias ï 7 próbek reprezentuje piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, waki kwarcowe, subarkozowe i arkozowe oraz arenity subarkozowe. Qf waha siń od 0,06 do 0,14 mm a Qmax od 0,13 do 0,32 mm. ZawartoŚĆ poszczególnych skąadników szkieletu ziarnowego: kwarc 29,7 ï 46,3%, skalenie 1,3 ï 21,7%, litoklasty 0,7 ï 10,0%, ąyszczyki 1,3 ï 29,0% oraz Ślady cyrkonu. Gąównymi skąadnikami spoiwa sĹ marik ilasto-Ćelaziste (14,0 ï 39,4%) oraz cementy. WŜród cementów dominujĹ wńglany - kalcyt (0,3 ï 5,3%) a ponadto obserwowano obwódki kwarcu autigenicznego (0,0 ï 5,7) oraz siarczany ï anhydryt (0,0 ï 0,7%) a z minerąów ilastych - chloryt (0 - 0,3%). PorowatoŚĆ piaskowców waha siń od 0,0 do 8,3%.

2 próbki reprezentujŃ muğowiec i muğowiec Ũelazisty.

Wyniki analiz (Mağgorzata PoğoŒska)

BEĞCHATÓW 4

WyróŨniono (*dla górnego triasu*): piaskowce, muğowce, wapienie i skağy Ũelaziste. Piaskowce stanowiŃ waki sublityczne drobno- i Ŝrednioziarniste. W obrňbie materiağu ziarnowego wystňpuje kwarc oraz mniej liczne skalenie i okruchy skağ (do 6,5%). Niekiedy spotykane sŃ ğyszczyki i minerağy ciňŨkie. Spoiwem piaskowców jest matriks (1,3-31,4%) i cement (0-8,0%). WŜród cementów stwierdzono wňglany i kwarc. Skağy wykazujŃ porowatoŜĺ miňdzyziarnowŃ od 4,5 do 13,1%. WŜród muğowców wystňpujŃ odmiany piaszczyste. W obrňbie wapieni wyróŨniono biopelmikryty i biosparyty. Skağň ŨelazistŃ reprezentuje piaszczysty oolit Ũelazisty.

DYMEK IG-1

WŜród analizowanych skağ (*górnego i dolnego triasu*) stwierdzono piaskowce, muğowce, iğowce, wapienie, margle. Piaskowce stanowiŃ drobno- i bardzo drobnoziarniste waki i nieliczne arenity. ReprezentujŃ one odmiany kwarcowe i subarkozowe. W skğadzie ziarnowym wystňpujŃ kwarc, skalenie (do 8,9%), nieliczne okruchy skağ oraz ğyszczyki i minerağy ciňŨkie. W pojedynczej próbce notowano agregaty glaukonitu (6,9%). Spoiwem piaskowców jest gğównie matriks, w iloŜci: 8,2-44,6%. Ponadto wystňpujŃ cementy: wňglanowy (0-47,4%), kwarcowy (0-10,3%) i siarczanowy (0-7,1%) i sporadycznie kaolinit (0,6%). Piaskowce sŃ w róŨnym stopniu porowate. W skağach porowatych udziağ por waha siň od 0,6 do 12,8%. Przestrzenie porowe stanowiŃ gğównie makropory oraz niewielkim stopniu takŨe mikropory. WŜród pozostağych skağ wyróŨniono muğowce, iğowce i margle niekiedy Ũelaziste i piaszczyste. W obrňbie skağ wňglanowych stwierdzono intra- mikryty i sparyty oraz oosparyty, nierzadko zdolomityzowane.

NIECHMIRÓW IG-1

W analizowanym profilu (*jury dolnej*) rozpoznano piaskowce, muğowce oraz sporadycznie pyğowiec i skağň syderytowŃ Piaskowce wykazujŃ bardzo róŨne uziarnienie. ReprezentujŃ gğównie arenity i w mniejszym stopniu waki, przewaŨnie kwarcowe, sporadycznie sublityczne. W materiale ziarnowym dominujŃ ziarna kwarcu, nielicznie spotykane sŃ skalenie oraz litoklasty, których zawartoŜĺ siňga 3,5%. Udziağ ğyszczyków i minerağów ciňŨkich jest niewielki. Spoiwem jest matriks w iloŜci: 0,6-39,2% oraz cementy: wňglanowy (0-32,1%), kwarcowy (0-5,8%) i kaolinitowy (0-0-1,9%). Piaskowce wykazujŃ porowatoŜĺ, rzňdu 2,6- 31,7%. W przestrzeni porowej wyróŨnia siň makropory miňdzyziarnowe i mikropory miňdzykrystaliczne. Pozostağe skağy wykazujŃ niekiedy udziağ materiağu piaszczystego.

ZAKRZYN IG-1

WŜród badanych skağ (*jury dolnej*) stwierdzono piaskowce, iğowce i skağy wňglanowe. Piaskowce reprezentujŃ drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity i waki kwarcowe. Udziağ matriksu waha siň od 0-45,1%. ZawartoŜĺ cementów siňga 18,6%, na który skğada siň cement kwarcowy (0,6-5,8%), niekiedy minerağy wňglanowe (15,5%) i kaolinit (0-1,5%). Piaskowce sŃ porowate; udziağ porów mieŜci siň od 7,1 do 13,5%. PrzestrzeŒ porowŃ stanowiŃ gğównie makropory miňdzyziarnowe. WŜród pozostağych skağ dominujŃ wapienie typu madstonów i wakstonów organodetrytycznych, niekiedy wapienie sŃ margliste.

Wyniki analiz (Marta Kuberska)

KALISZ IG1

W otworze wiertniczym Kalisz IG1 opisano 50 próbek skağ naleŨŃcych do jury Ŝrodkowej, dolnej, triasu górnego i triasu dolnego (pstrego piaskowca).

Piaskowce jury Ŝrodkowej reprezentowane sŃ przez arenit i wakň kwarcowŃ (2 próbki). ZawartoŜĺ materiağu detrytycznego waha siň od 68.4 do 78.6%, naleŨŃ do niego ziarna kwarcu mono- i

polikrystalicznego, ziarna skaleni litoklastów, łyszczyki, minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste. Wśród składników spoiw wyróżniono matriks (0.0 i 27.6 %obj.), będący mieszaninę mułku kwarcowego, allogenicznych minerałów ilastych i często wodorotlenów żelaza oraz cementy ortochemiczne. Minerały węglanowe zauważono w jednej próbce w ilości 0.7 %obj. W arenicie kwarcowym odnotowano autigeniczne spoiwo ilaste, złożone z krystalitów kaolinitu wypełniających przestrzenie porowe i chlorytów, tworzących obwódki wokół ziarn lub owalne formy w przestrzeniach porowych. Badania rentgenostrukturalne wykonane dla potrzeb projektu badawczego: Petrologia jurajskich skał syderytowych na Niżu Polskim (2 PO4D 008 27) wykazały, że zielony minerał ilasty, tworzący ooidy i spoiwo, zwyczajowo opisywany jako leptochloryt (szamozyt) nie wykazuje struktury chlorytu, lecz serpentynu, a więc jest to berthieryn. Zawartość autigenicznych minerałów ilastych wynosi 6.7 %obj. Porowatość piaskowców waha się od 3.3 do 14.7 %.

Skały jury dolnej reprezentowane są przez mułowce , zwykle piaszczyste. Ziarna frakcji grubszych często układają się laminarnie podkreślając kierunkową teksturę skały. Poza tym opisano dwie próbki piaskowców (arenit i waka subarkozowe) o zawartości detrytu od 62 do 77.4 %obj. Spoiwo typu matriks w wace dochodzi do 32.3 %. Autigeniczne minerały ilaste występują w ilości 0.3 ï 1.7 %obj. Porowatość zliczana planimetrycznie w próbkach piaskowców osiąga 1.7 % w wace i aż 22 % w arenicie.

Trias górny reprezentowany jest przez iłowce z domieszką frakcji psamitowej, mułowce żelazisto-piaszczyste oraz piaskowce zaliczane do arenitów kwarcowych, podrzędnie sublitycznych i subarkozowych. Zawartość materiału detrytycznego waha się od 61.7 do 83.3 %obj. Spoiwo typu matriks wynosi od zera do 29.0 %obj., natomiast zawartość autogenicznych minerałów ilastych nie przekracza 2 %obj. Zwraca uwagę podwyższona zawartość minerałów węglanowych w spoiwie od zera do 30.0 %obj. i jest ona bardzo zróżnicowana. Wydaje się, że wzrasta w kierunku spągu. Porowatość piaskowców pomierzona planimetrycznie wynosi od zera do około 24 %.

Skały triasu dolnego reprezentują mułowce piaszczyste i głównie waki subarkozowe, sporadycznie arenity subarkozowe. Wyraźnie widać, że w kierunku spągu wzrasta zailenie, z uwagi na większy udział mułkowo-żelazisto-ilastego matriksu (9.0-38.9 %obj.). Piaskowce te wykazują także zwiększony w stosunku do opisywanych wcześniej udział minerałów węglanowych (1.7-15.3 %obj.). Nie zaobserwowano autigenicznych minerałów ilastych w spoiwie badanych piaskowców. Z uwagi na charakter wypełnienia przestrzeni porowych piaskowce te mają bardzo słabe właściwości zbiornikowe. Porowatość pomierzona planimetrycznie nie przekracza 3.0 %, a przeważnie są one nieporowate.

RADUCHÓW 2

Skały opisano na podstawie 7 próbek reprezentujących pstry piaskowiec. Są to arenity i waki subarkozowe, bardzo drobno- i drobnoziarniste. Zawartość detrytu waha się tu od 57.4 do 80.3 %obj. Powszechnie występuje spoiwo typu matriks a jego ilość wzrasta w kierunku spągu. Można zatem stwierdzić, że jest to kierunek wzrostu zailenia w próbkach. Powszechnie obecne są minerały węglanowe, głównie kalcyt (2.3-14.0 %obj.). Pomimo dużej zawartości alogenicznych minerałów ilastych porowatość w piaskowcach zliczona planimetrycznie wynosi od 2.0 do 11.8 %. Zauważono pewną prawidłowość: porowatość może być wyższa w wakach, niższ w arenitach pod warunkiem, że zawartość spoiwa węglanowego jest tam niższa w stosunku do arenitów. Nie zidentyfikowano autogenicznych minerałów ilastych w spoiwach badanych piaskowców. Podrzędnie opisano autogeniczne spoiwo kwarcowe i siarczanowe, głównie anhydrytowe.

RADOSZEWICE 2

Profil opisano na podstawie 9 próbek pstrego piaskowca. Są to drobnoziarniste arenity i waki subarkozowe oraz iłowiec żelazisto-piaszczysty i mułowiec piaszczysty. Piaskowce zawierają od 56.7 do 72.0 %obj. materiału detrytycznego. Zawartość spoiwa typu matriks waha się od 2.3 do 19.7 %obj. i nie ma związku z głębokością. Powszechnie występuje spoiwo, głównie kalcytowe (0.3-23.0 %obj.) a ilość jego wzrasta w kierunku spągu. Zauważono także znaczny udzial cementu

kwarcowego (0.0-16.7 %obj.) i siarczanowego (0.7-18.7 %obj.). Przy tak silnej cementacji w płytkach cienkich nie obserwowano porowatości. Tylko w dwóch próbkach wynosiła ona 1.0 i 0.7 %.

JEŁÓW IG1

Skały triasu górnego z otworu JeŁów IG1 opisano na podstawie ośmiu próbek. Są to drobno- i bardzo drobnoziarniste piaskowce o składzie arenitów i wak kwarcowych, subarkozowych i sublitycznych. W jednym przypadku opisano mułowiec ilasto-piaszczysty. Zawartość materiału ziarnowego waha się od 60.7 do 81.6 %obj. Piaskowce z części stropowej charakteryzują się podwyższoną węglanowością (1.7-13.0). W kierunku spągu zawartość ta maleje do 4.0 %obj. Opisane próbki mają wysoką zawartość materiału mułkowo-ilastego (5.0-34.3 %obj.) w spoiwie. W profilu nie zauważono żadnej prawidłowości w występowaniu matriksu. W badanych piaskowcach odnotowano także autigeniczne minerały ilaste, głównie kaolinit, wypełniający przestrzenie porowe oraz miejscami chloryt. Zawartość tych minerałów waha się od zera do 5.7 %obj. i nieznacznie wzrasta w kierunku spągu. Analizowane skały są nieporowate. W jednym przypadku porowatość osiąga wartość 11.3 %, przy niskiej zawartości spoiwa węglanowego (0.7 %) i matriksu (7.3 %).

KUŹNICA GRABOWSKA 1, 2

Próbki z otworów Kuźnica Grab. 1 i 2 reprezentują trias górny i pstry piaskowiec. Trias górny reprezentują dwie próbki piaskowca drobnoziarnistego, zaliczonego do wak subarkozowych ora jedna próbka wapienia z przeławiceniami skały anhydrytowej. Piaskowce wykazują bardzo dużą zawartość spoiwa typu matriks (do 33.1 %obj.), głównie żelazistego. Nie zauważono obecności węglanów w spoiwie. Natomiast występują autigeniczne minerały ilaste, przeważnie chloryty, podrzędnie kaolinit. Podobna charakterystyka odnosi się do piaskowców triasu dolnego (pstrego piaskowca). Są one drobno- i bardzo drobnoziarniste. W dwóch przypadkach nieco grubiej uziarnione. Piaskowce należą do wak i arenitów subarkozowych, sporadycznie kwarcowych.. Zawartości żelazisto-ilasto-mułkowego matriksu jest znaczna i waha się od 3.1-32.6 %obj.). Ilość matriksu nie wykazuje prawidłowości w profilu. Zawartość cementu węglanowego waha się od zera do 17.4 %obj. i wydaje się, że nieco wzrasta w kierunku spągu. W piaskowcach z otworu Kuźnica Grab.1 zaobserwowano w nieznacznych ilościach obecność kaolinitu i chlorytu. Porowatość piaskowców waha się od zera do 13.3 %. Największa wartość związana jest z arenitem subarkozowym o niewielkiej zawartości spoiwa węglanowego (3.7 %) i matriksu (7.7 %).

GIDLE 2

Skały z otworu Gidle 2 opisano na podstawie 15 próbek należących do triasu górnego i dolnego. Osady triasu górnego reprezentowane są przez piaskowce zaliczane głównie do wak subarkozowych, w jednym przypadku sklasyfikowano sklasyfikowano piaskowiec jako arenit (na pograniczu z wakę) subarkozowy. Poza tym występują wapienie związane biosparytowe, sparytowe, podrzędnie mikrytowe a także iłowiec mułowcowi. Piaskowce charakteryzuje znaczny udział spoiwa typu matriks (13.8-35.3 %obj.). Jest to substancja żelazisto-ilasto-mułkowa. Zawartość matriksu nieznacznie spada ku spągowi. Cement węglanowy występuje w niewielkich ilościach od zera do 5.9 %obj. Powszechnie występują blaszki kaolinitowe (0.0-4.3 %obj.), tworząc różnorodne skupienia wypełniające przestrzenie porowe. Zidentyfikowano także autigeniczne spoiwo chlorytowe 0.6-1.9 %obj.). Porowatość w piaskowcach wynosi od zera do 10.0 % i wartości jej są większe w próbkach z mniejszym udzialem matriksu i cementów węglanowych. Udział autigenicznych minerałów ilastych ma mniejsze znaczenie, gdyż między ich krystalitami zachowuje się mikroporowatość międzykrystaliczna.

Piaskowce triasu dolnego zaliczono do drobnoziarnistych wak subarkozowych, nieporowatych z dużą zawartością matriksu (do około 30 %). Generalnie ich skład podobny jest do opisywanych powyżej. Jedynie nie zauważono cementów ilastych, a węglanowe występują szczątkowo (ok. 1.9 %).

WIŃCKI IG1

Skały z otworu Wińcki IG1 opisano na podstawie 17 próbek należących do triasu dolnego, z

których dwie przystropowe zaliczono wapieni sparytowych, miejscami ilasto-piaszczystych. Pozostałe próbki to arenity subarkozowe, waki subarkozowe i arenity sublityczne. Piaskowce generalnie należą do odmian drobnoziarnistych, ku spągowi wzrasta ich uziarnienie do odmian średnioziarnistych. Zawartość materiału detrytycznego wynosi od 50.0 do 73.6 %obj. Zawartość matriksu jest zróżnicowana od 1.3 do 31.0 %obj., w tym piaskowców sklasyfikowanych jako waki jest 3 (matriks powyżej 15 %obj.). Piaskowce charakteryzują się także zróżnicowaną zawartością cementu węglanowego (0.0-42.0 %obj.). Węglanowość próbek nie ma związku z usytuowaniem w profilu. Wśród autogenicznych minerałów ilastych wyróżniono kaolinit (0.0-4.0 %obj.) i wydaje się, że ilość jego wzrasta ku spągowi profilu. Opisywane piaskowce odróżniają się od pozostałych podwyższonymi wartościami porowatości (zliczanej planimetrycznie). Wynosi ona od 1.0 do 25.0 %obj. Piaskowce zawierające niewiele spoiwa typu matriks oraz niewiele cementu węglanowego mają większe wartości porowatości. Bardzo często jest to porowatość pierwotna lub wtórna międzyziarnowa, powstała na skutek rozpuszczania ziarn skaleni, a także międzykrystaliczna.

SZWEJKI 1

Brak w bazie podziału stratygraficznego. Skały w otworze Szwejki 1 opisano na podstawie 5 próbek. Są to drobnoziarniste arenity subarkozowe i kwarcowe. W jednym przypadku opisano mułowiec piaszczysty. Zawartość materiału detrytycznego w piaskowcach wynosi od 67.0 do 76.0 %obj. Charakterystyczny jest bardzo nieznaczny udział matriksu w spoiwie (max. do 3.0 %obj.). Równie nieznaczna jest zawartość cementów węglanowych (max. 1.7 %obj.). Sporadycznie odnotowano kaolinit. Porowatość zliczana planimetrycznie w badanych próbkach jest bardzo wysoka (21.0-31.3 %obj.) i należy sądzić, że w większości jest to porowatość pierwotna.

Wyniki analiz (Leszek Krzemiński)

OSTRÓW KALISKI 2

(4 próbki z interwału 1531,3 – 1535,7 m; dolny trias).

Występują tu piaskowce bardzo drobnoziarniste o składzie wak arkozowych i arenitów arkozowych, o najczęstszej wielkości ziaren kwarcu w przedziale 0,07 – 0,12 mm. Piaskowce reprezentują osad mineralogicznie i strukturalnie niedojrzały o słabej porowatości, w którym pory stanowią 1 – 2 % obj. Piaskowce zawierają miejscami soczewki mułowców i iłowców żelazistych oraz intraklasty ilasto-żelaziste. Szkielet ziarnowy składa się głównie z kwarcu, plagioklazów, skalenia potasowego i jasnego łyszczyku, podrzędnej ilości detrytycznego chlorytu i śladowej ilości okruchów skał. W ilości akcesorycznej występuje turmalin, minerały nieprzezroczyste i tlenki tytanu. Przeważa spoiwo typu matriks w ilości 14,7 – 44,5 % obj. Podrzędny jest cement w ilości 7 – 9 % obj. W górnej partii opróbowanego interwału przeważa cement kwarcowy z podrzędnym cementem anhydrytowym, natomiast w dolnej partii występuje prawie wyłącznie cement węglanowy.

RADZIĄTKÓW 7

(4 próbki z głęb. 1334,2 oraz 2047,2 – 2051,8 m; odpowiednio jura środkowa i górny trias).

Na głęb. 1334,2 m występuje wapnisty piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, pozbawiony widocznej porowatości, zawierający obfite spoiwo syderytowe i liczne węglanowe szczątki fauny. Szkielet ziarnowy składa się z kwarcu (najczęstsza wielkość ziaren 0,08 mm), nielicznych drobnych blaszek jasnego łyszczyku oraz fragmentów węglanowych. Ponadto pospolite są skupienia framboidalnego pirytu i fragmenty węgliste.

W interwale 2047,2 – 2051,8 m występują piaskowce średnioziarniste o najczęstszej wielkości ziaren kwarcu 0,30 – 0,35 mm i składzie wak lub arenitów litycznych oraz arenitów arkozowych, mineralogicznie niedojrzałe. Piaskowce te są umiarkowanie porowate z porami stanowiącymi 1,3 – 6,2 % obj. Na szkielet ziarnowy składa się kwarc, liczne plagioklazy i skaleń potasowy, okruchy skał osadowych, wulkanicznych i metamorficznych, detrytyczny chloryt i niekiedy śladowe ilości jasnego łyszczyku. Minerałami akcesorycznymi są turmalin, granat, magnetyt, spinel chromowy i tlenki tytanu. W roli spoiwa przeważa detrytyczny matriks i chloryt w ilości 11,8 – 24,0 % obj.

Podrzędny jest cement w ilości 0,0 – 4,7 % obj., głównie anhydrytowy, któremu towarzyszy niekiedy cement kwarcowy i węglanowy. Ten ostatni, w ilości 0,3 % obj., tylko w próbce z głęb. 2051,8 m.

ZAOSIE 2

(21 próbek z interwału 836,5 – 1685,2 m; dolna jura i górny trias).

W najwyższej części opróbowanego interwału występują piaskowce średnioziarniste (najczęstsza wielkość ziaren kwarcu 0,27 – 0,30 mm) o składzie arenitów kwarcowych, poniżej na głęb. 912,4 i 914,6 m łupki ilaste laminowane mułowcem, w przedziale 1005,2 – 1239,4 m piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste (najczęstsza wielkość ziaren kwarcu 0,07 – 0,20 mm) o składzie arenitów i wak kwarcowych, a na głęb. 1332,6 – 1685,2 m mułowce, początkowo żelazisto-wapniste, a następnie wapniste, przechodzące ku dołowi w wapienie. Piaskowce średnioziarniste są silnie porowate (pory w ilości 19 – 26 % obj.), pozbawione cementu, zawierające tylko śladowe ilości spoiwa typu matriks. W szkielecie ziarnowym zdecydowanie dominuje kwarc, a skalenie, okruchy skał i łyszczyki są bardzo nieliczne. W ilości akcesorycznej obecny jest turmalin, cyrkon i hematyt. Spośród piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych arenity są umiarkowanie lub silnie porowate (pory 7 – 17 % obj.), natomiast waki pozbawione są porów. Skład szkieletu ziarnowego jest bardzo podobny jak w wyżej leżących piaskowcach średnioziarnistych, z bardzo podrzędną zawartością litoklastów, skaleni i łyszczyków oraz akcesorycznymi turmalinem, cyrkonem, tlenkami tytanu i minerałami nieprzezroczystymi. W arenitach pogłębionych wyżej ilość cementu (2,3 – 11,5 % obj.) przeważa nad spoiwem typu matriks (0,0 – 11,9 % obj.), ku dołowi profilu wzrasta rola spoiwa detrytycznego. Cement reprezentowany jest przez kwarc oraz węglany, a proporcje ilościowe między nimi są zmienne. W dwóch próbkach arenitów (1006,1 i 1238,1 m) cement węglanowy przeważa nad kwarcowym, w trzech pozostałych próbkach cement kwarcowy dominuje.

ZAOSIE 1

(2 próbki z interwału 1468,5 – 1582,5 m; górny trias)

Próbki reprezentowane przez mułowce

GOMUNICE 10

(9 próbek z interwału 601,0 – 2004,5 m; środkowa jura, trias).

W najwyższej części opróbowanego interwału występują mułowce i mułowce laminowane o maksymalnych rozmiarach ziaren kwarcu 0,12 i 0,15 mm. Poniżej zalegają piaskowce o zróżnicowanej strukturze, od bardzo drobnoziarnistej do średnioziarnistej (najczęstsza wielkość ziaren kwarcu 0,08 – 0,25 mm), i składzie wak kwarcowych, sublitycznych i subarkozowych lub arenitu subarkozowego. W składzie szkieletu ziarnowego obecne są tylko niewielkie ilości skaleni, okruchów skał i jasnego łyszczyku. Piaskowce te pozbawione są porowatości, a w składzie spoiwa najczęściej bardzo wyraźnie przeważa ilasty matriks (do 74 % obj.) nad cementem węglanowym (od 2,3 do 23,0 % obj.). W dolnej części profilu piaszczystego w podrzędnej ilości obecny jest ponadto cement kwarcowy, do 9 % obj.

BUKÓW 2

(6 próbek z interwału 1115,5 – 1889,8 m; jura środkowa i dolna oraz górny trias).

W dolnej części profilu występują mułowce laminowane bardzo drobnoziarniste wakі kwarcowe oraz mułowce wapniste. W wyższych partiach opróbowanego interwału obecne są drobnoziarniste arenity kwarcowe (1115,5 m) i średnioziarniste arenity subarkozowe (1435,6 m), umiarkowanie wysortowane. Te ostatnie w szkielecie ziarnowym zawierają niewielką ilość skaleni, okruchów skał i jasnego łyszczyku. Piaskowce są skałami dość silnie porowatymi, w których pory stanowią odpowiednio 20,0 i 12,5 % obj. W roli spoiwa występuje niewielka ilość ilastego matriks i śladowe ilości cementu węglanowego i kwarcowego.

FLORENTYNA IG1

(18 próbek z interwału 1085,3 – 1764,6 m; jura środkowa i dolna oraz górny trias).

W najniższej partii profilu występują wapienie mikrytowe z anhydrytem, natomiast większą część

opróbowanego odcinka budujĄ arenity i waki kwarcowe, niewysortowane lub sąbo wysortowane, mineralogicznie dojrzałe, rzadko przechodzĄce w arenity subarkozowe. W szkielecie ziarnowym bardzo niewielki udział majĄ skalenie, jasny łyszczyk, chloryt detrytyczny i okruchy skał oraz minerały akcesoryczne: cyrkon, turmalin, minerały nieprzezroczyste i tlenki tytanu. Miejscami pospolite sĄwełnianowe szczĄtki organiczne. Na głęb. 1085,3 ï 1347,9 m sĄto piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, o najczęstszej średnicy ziaren kwarcu w przedziale 0,09 ï 0,22 mm, podczas gdy głębiej przewaŻajĄ kwarcowe arenity średnio- i gruboziarniste (najczęstsza średnica ziaren kwarcu do 0,75 mm) nad drobnoziarnistymi. Arenity sĄ skałami umiarkowanie lub silnie porowatymi (4,1 ï 25,0 % obj.), w wakach pory stanowiĄ maksymalnie 5 % obj., a w niektórych próbkach porowatoś spada do zera. Udział ilastego lub ilasto-Żelazistego matriks w wakach mieści się w zakresie 22,7 ï 40,0 % obj., podczas gdy w arenitach jego iloś spada do 0,0 ï 14,1 % obj. W wakach górnej części profilu spoiwu detrytycznemu towarzyszy obfity cement węglanowy w iloś do 31,9 % obj. Na głęb. 1423,7 ï 1529,0 m cement arenitów stanowi 0,7 ï 17 % obj. skał. W jego składzie przewaŻa kaolinit, a podrzędne znaczenie ma cement kwarcowy i węglanowy. W jednej próbce z głęb. 1423,7 m występuje obfity cement chlorytowy.

RZEKI IG1

(24 próbki z interwału 1180,3 ï 1402,4 m; dolny trias).

Na róŻnych głębokościach opróbowanego interwału występujĄ mułowce, często laminowane materiałem piaszczystym lub zawierajĄce soczewki i intraklasty piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych. DolnĄ część profilu zajmujĄ bogate w litoklasty, ale bardzo ubogie w skalenie, zlepieŃce pozbawione porowatości. Obok spoiwa detrytycznego zawierajĄ one cement węglanowy w iloś *ca*. 10 % obj. WiększĄ część profilu budujĄ średnio- i drobnoziarniste, niewysortowane piaskowce o najczęstszej średnicy ziaren kwarcu w przedziale 0,10 ï 0,38 mm. PrzewaŻnie majĄ one skład arenitów subarkozowych, rzadziej sublitycznych, ale dość częste sĄ równieŻ waki subarkozowe, niekiedy arkozowe lub lityczne. W szkielecie ziarnowym piaskowców występuje kwarc mono- i polikrystaliczny, skalenie, okruchy skał osadowych i wulkanicznych, jasny łyszczyk i chloryt, a zespół minerałów akcesorycznych obejmuje cyrkon, turmalin, minerały nieprzezroczyste i tlenki tytanu. Ilasto-Żelazisty matriks w arenitach stanowi 1,1 ï 13,0 % obj., w wakach jego udział wzrasta do 18,3 ï 46,7 % obj. Od stropu profilu do głębokości 1367,7 m udział cementu w składzie arenitów wynosi od 0,6 do 9,5 % obj. Jest to głównie spoiwo węglanowe, ale miejscami podrzędne znaczenie ma takŻe cement kwarcowy, kaolinitowy, anhydrytowy i sporadycznie chlorytowy. PoniŻej tej głębokości udział cementu w arenitach wzrasta do 30,5 % obj. i jest to wyłĄcznie cement węglanowy. Iloś cementu, wyłĄcznie węglanowego, w wakach jest niewielka od stropu profilu do głęb. 1367,7 m i wynosi 0,0 ï 4 % obj. PoniŻej tej głębokości udział cementu wzrasta do ponad 20 % obj., przewaŻajĄc ilościowo nad spoiwem detrytycznym. Arenity sĄ skałami umiarkowanie lub silnie porowatymi, w których pory stanowiĄ 8,8 ï 34,6 % obj. (średnio 18,2 %), natomiast waki sĄ bardzo słabo lub słabo porowate (0,7 ï 9,9 % obj.).

Pobranie próbek skał zbiornikowych i uszczelniajĄcych z magazynów rdzeni (1.2.1ï PIG-PIB)

Zasady pobierania prób (Magdalena Sikorska-Jaworowska)

Prace w magazynach rdzeni prowadzone były jednocześnie przez sedymentologów i petrografów, aby opróbować interwały wskazane bezpośrednio przez sedymentologa. Pobrano próbki z 28 otworów wiertniczych z rejonu Bełchatowa (patrz zestawienie poniŻej i Tabela 1.1.5.1). Próbki zostały wytypowane i zabezpieczone do późniejszego przewiezienia oraz przekazania szlifierzom.

Wyznaczone interwały do opróbowania, określone przez sedymentologów jako kolektory lub jako warstwy uszczelniajĄce, mieściły się w granicach 800 ï 2000 m głębokości. Próbki z zachowanego w skrzynkach rdzenia (pewne odcinki rdzenia uległy zniszczeniu) wybierano mniej więcej co 1 metr, aby otrzymać reprezentatywny zbiór próbek. Zestawiono interwały z których pochodzĄ dokładnĄ głębokoś oraz makroskopowo określono rodzaj skał. Jednocześnie zwracano

uwagę na litologię, jej zmienność i w przypadku wyraźnych zmian pobierano dodatkowe próbki. W obrębie litologicznie tych samych odcinków rdzeni zwracano uwagę na zmienność zabarwienia, uziarnienia, zwięzłości i odpowiednio typowano próbki do badań petrologicznych. Niekiedy systematyczne pobranie próbek było niemożliwe z uwagi na bardzo zły stan zachowania starych rdzeni wiertniczych.

Ilość wszystkich wytypowanych próbek wynosi 466.

Przebieg prac terenowych (Magdalena Sikorska-Jaworowska)

Wytypowano próbki petrograficzne z następujących magazynów rdzeni i otworów wiertniczych:

Magazyn Rdzeni Wiertniczych w Chmielniku:
Buków 2
Gidle 2
Gomunice 9, 10, 12, 13
Kuźnica Grabowska 1, 2
Ostrów Kaliski 2
Radoszewice 2
Raduchów 2
Radzików 7
Sobiesęki 3
Szwejki 1
Wieruszów 2
Zaosie 1,2
Zamość 1

Magazyn Rdzeni Wiertniczych w Halinowie:
Kalisz IG1
Zakrzyw IG1

Magazyn Rdzeni Wiertniczych w Leszczach:
Bełchatów 4
Jeżów IG1
Niechmirów IG1
Ołęgów IG1
Rzeki IG1
Wińcki IG1

Magazyn Rdzeni Wiertniczych w Leszczach i grudzień:
Dymek IG1
Florentyna IG2

Przygotowanie prób do analiz petrologicznych (Magdalena Sikorska-Jaworowska)

Z pobranych próbek rdzeni, po wycięciu z nich „walców" na badania petrofizyczne, płytki cienkie wykonali szlifierze z Przedsiębiorstwa Usług Laboratoryjnych i Geologicznych „PETROGEO" z Wołomina. Każda próbka była nasączana zabarwionym na niebiesko żywicą, aby ułatwić później analizę planimetryczną, a w szczególności oznaczanie porowatości metodą mikroskopową. Płytki są odkryte (bez szkiełka nakrywkowego) i mają wypolerowane powierzchnie, dzięki czemu nadają się do ewentualnych, bardziej szczegółowych badań (analiza katodoluminescencyjna, mikrosondowa analiza składu chemicznego i EDS, analiza barwnikowa wąglanów), przewidzianych w II

Segmencie.

Sukcesywnie wykonywane szlify przekazywane były do badań mikroskopowych przez zespół petrologów. Obserwacje wykonano na mikroskopach polaryzacyjnych, a analizy planimetryczne przy pomocy urządzeń zliczających punkty pomiarowe (minimum 300 w każdej płytce cienkiej).

Tabela 1

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Bełchatów 4	1193,3-1199,2	1193,5	wapień	1
	1254,0-1259,0	1254,0	wapień	1
	1264,7-1270,3	1265,0	wapień	1
	1294,3-1295,8	1295,8	wapień	1
	1313,5-1319,2	1314,0	wapień	1
	1328,6-1331,9	1329,0	mułowiec	1
	1358,5-1364,4	1358,5	mułowiec	1
	1370,9-1377,0	1371,3	piaskowiec/mułowiec	1
	1402,2-1408,8	1402,4	piaskowiec	1
		1402,7	piaskowiec	1
	1416,8-1423,6	1417,0	piaskowiec	1
	1431,0-1437,9	1431,2	mułowiec	1
RAZEM ILOŚĆ PRÓBEK				12

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Buków 2	1115,0-1120,0	1115,5	piaskowiec	1
	1435,0-1440,0	1435,6	piaskowiec	1
		1436,0	piaskowiec	1
	1590,0-1596,0	1590,8	piaskowiec	1
		1592,3	piaskowiec	1
RAZEM ILOŚĆ PRÓBEK				5

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Dymek TG1	839,9-842,0	840,7	iłowiec	1
	895,0-901,0	895,5	mułowiec	1
		896,1	piaskowiec	1
	951,6-954,4	952,1	wapień	1
	1010,5-1014,5	1011,0	mułowiec	1
	1074,9-1080,0	1075,0	mułowiec	1
	1210,0-1214,0	1210,1	piaskowiec	1
	1649,2-1652,2	1649,7	piaskowiec	1
		1650,8	mułowiec	1
		1651,7	iłowiec	1
		1652,7	piaskowiec/iłowiec	1
		1653,3	piaskowiec	1
		1654,0	piaskowiec	1
	1691,8-1698,3	1693,1	margiel	1
		1695,6	mułowiec	1
		1697,6	wapień	1
	1725,6-1731,6	1727,2	mułowiec	1
		1730,0	mułowiec	1
	1780,1-1786,3	1780,4	piaskowiec	1
		1781,7	piaskowiec	1
		1782,4	piaskowiec	1
		1783,6	piaskowiec	1
		1784,9	piaskowiec	1
		1785,9	mułowiec	1
	1811,0-1817,0	1811,9	wapień	1
		1813,8	wapień	1
		1814,5	wapień	1
		1815,4	wapień	1
	1852,0-1858,0	1852,1	wapień	1
		1853,0	wapień	1
	2009,9-2015,2	2010,2	piaskowiec	1
		2012,5	piaskowiec	1
		2013,3	piaskowiec	1
		2014,6	piaskowiec	1
	2094,0-2100,0	2094,8	piaskowiec	1
		2095,6	piaskowiec	1
		2096,3	piaskowiec	1
		2097,4	piaskowiec	1
		2098,6	mułowiec	1
	2185,0-2191,0	2185,0	mułowiec	1
		2186,7	iłowiec	1
		2188,8	wapień	1
		2198,0	mułowiec	1
		2189,5	wapień	1
		2189,9	wapień	1
	2218,5-2224,1	2218,6	piaskowiec	1
		2210,2	piaskowiec	1
		2221,3	piaskowiec	1
		2222,1	piaskowiec	1
	2245,0-2254,6	2245,2	wapień	1
		2248,3	wapień	1
		2250,2	wapień	1
		2251,2	wapień	1
		2254,8	wapień	1
RAZEM ILOŚĆ PRÓBEK				54

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Florentyna TG2	1084,0-1090,0	1085,3	piaskowiec	1
	1120,0-1126,0	1120,9	piaskowiec	1
		1123,1	piaskowiec	1
	1185,0-1191,0	1185,5	piaskowiec	1
	1250,0-1256,0	1251,1	mułowiec	1
	1345,0-1351,0	1345,3	piaskowiec	1
		1346,6	piaskowiec	1
		1347,9	piaskowiec	1
	1420,0-1426,0	1420,2	piaskowiec	1
		1421,9	piaskowiec	1
		1423,7	piaskowiec	1
	1525,0-1528,0	1525,7	piaskowiec	1
		1527,1	piaskowiec	1
		1527,4	piaskowiec	1
		1527,9	piaskowiec	1
		1529,0	piaskowiec	1
	1761,0-1767,0	1761,3	wapień	1
		1764,6	wapień	1
RAZEM ILOŚĆ PRÓBEK				18

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Gidle 2	1402,0-1408,0	1406,1	wapień	1
	1510,0-1516,0	1510,4	iłowiec	1
	1610,0-1619,0	1610,7	piaskowiec	1
		1615,7	piaskowiec	1
		1617,5	piaskowiec	1
	1619,0-1625,0	1620,4	piaskowiec	1
	1652,0-1661,0	1654,9	wapień	1
	1690,0-1699,0	1690,5	piaskowiec	1
		1691,1	piaskowiec	1
		1692,7	wapień	1
		1696,7	wapień	1
	2050,0-2058,0	2051,3	wapień	1
		2052,7	wapień	1
	2095,0-2101,0	2097,5	piaskowiec	1
		2099,4	piaskowiec	1
RAZEM ILOŚĆ PRÓBEK				15

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Gomunice 9	1307,0-1312,0	1307,8	piaskowiec	1
		1309,9	piaskowiec	1
	1889,0-1891,0	1889,8	piaskowiec	1
	2231,0-2236,0	2232,5	piaskowiec	1
		2234,6	piaskowiec	1
RAZEM ILOŚĆ PRÓBEK				5

OTWÓR	INTERWAŁ GŁĘBOKOŚCI	GŁĘBOKOŚĆ PRÓBY	NAZWA SKAŁY	ILOŚĆ PRÓB
Gomunice 10	600,0-607,0	601,0	piaskowiec	1
		603,8	piaskowiec	1
		606,8	piaskowiec	1
	1031,0-1034,0	1032,6	piaskowiec	1
		1033,9	piaskowiec	1
	2002,0=2005,0	2002,5	piaskowiec	1
		2003,5	piaskowiec	1
		2003,7	piaskowiec	1

Tabela 1.1.5.1 Próbki rdzeni pobrane z otworów w rejonie Bełchatowa.

Oznaczenia parametrów petrologicznych próbek skał zbiornikowych i uszczelniających (1.3.1 – PIG-PIB)

W związku z wcześniejszymi opracowaniami i prowadzonymi aktualnie badaniami osadów mezozoicznych niecki łódzko-miechowskiej petrografowie z PIG dysponowali płytkami cienkimi z otworów wiertniczych, które dawały możliwość pilotażowych badań mikroskopowych w interesującym nas rejonie. Na ich podstawie można było wcześniej przygotować schemat przyszłych analiz petrograficznych. Wykonano analizy planimetryczne składu mineralnego piaskowców jury dolnej i triasu dolnego, jako ewentualnych kolektorów, jak również wykonano dokumentację fotograficzną wykształcenia przestrzeni porowej w płytkach cienkich z piaskowców.

Po przeanalizowaniu pilotażowych wyników skonstruowano ostateczną tabelę parametrów petrograficznych dla potrzeb „sekwestracji" (Tabela 1.1.1.5.2).

WYNIKI ANALIZY PLANIMETRYCZNEJ WYBRANYCH PRÓBEK SKAŁ — Tabela

OTWÓR										
GŁĘB. w m										
NAZWA SKAŁY										
WIEK										
KWARC (Qm+Qp+czerty)										
SKALENIE										
OKRUCHY SKAŁ										
ŁYSZCZYKI										
MIN.AKC. I NP.										
GLAUKONIT										
MATRIKS ILASTY/ŁUSKI EL.										
CEMENT	suma									
	węglanowy									
	kwarcowy									
	siarczanowy									
	illitowy									
	kaolinitowy									

Tabela. 1.1.5.2 Wzór tabeli planimetrycznej wykorzystany do analiz płytek cienkich z pobranych próbek rdzeni.

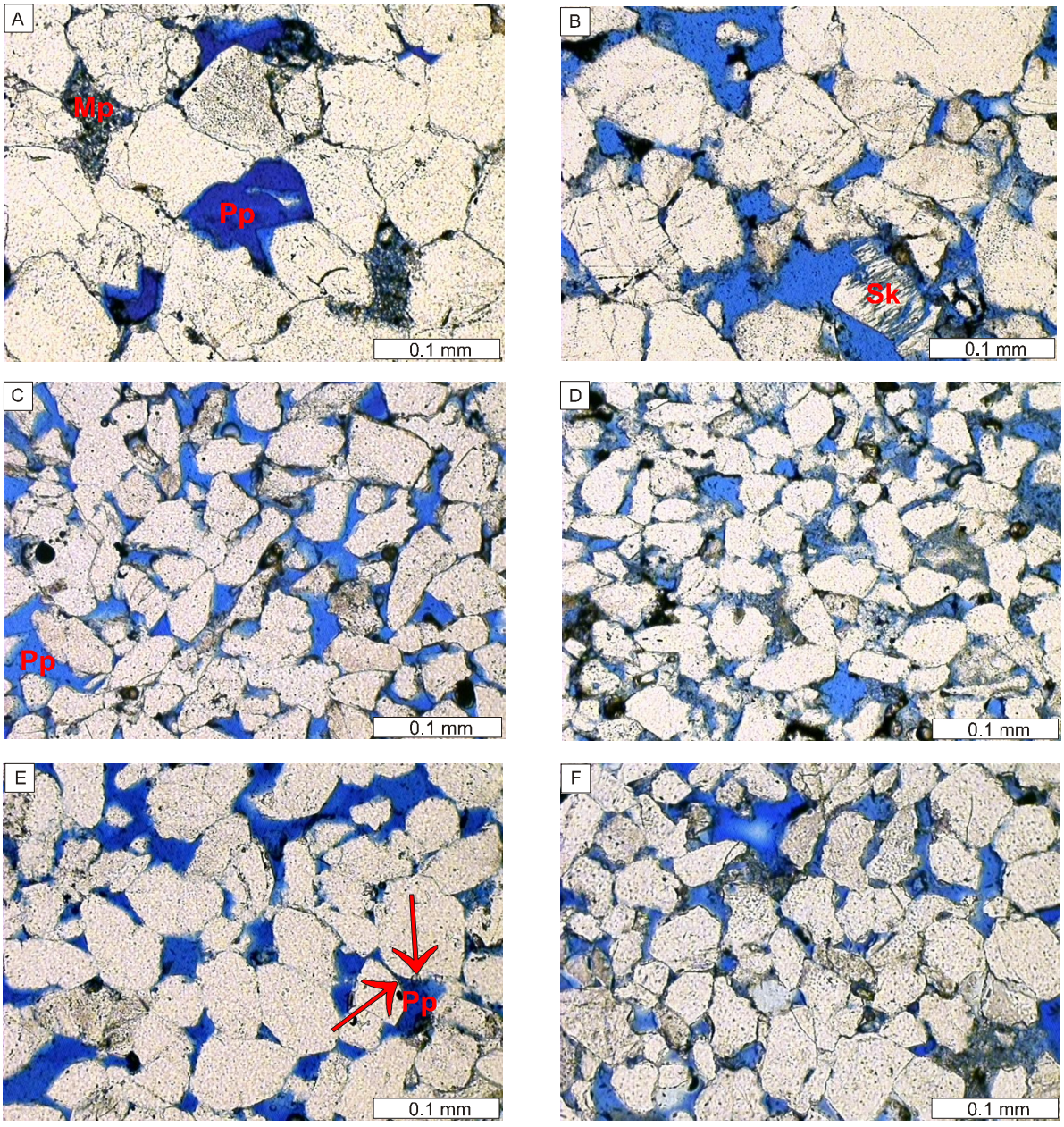
Zaplanowano, że wszystkie płytki cienkie będą wykonane w sposób profesjonalny stosowany w geologii naftowej. Zostały one nasycone niebiesko zabarwioną żywicą, tak aby wszelkie pory były nią wypełnione (Fig. 1.1.5_1). Pozwala to na mikroskopowe badania porowatości i określenie jej ilościowego udziału oraz charakteru porów. Planimetrowano wszystkie piaskowce oraz jeśli to było możliwe mułowce. Zliczano po 300 ziaren w jednej płytce cienkiej, tak aby obliczony skład mineralny danej skały był statystycznie poprawny i reprezentatywny.

Ponieważ w projekcie „sekwestracyjnym" kluczowe znaczenie ma porowatość, a tym samym rodzaj spoiwa w skałach, zdecydowano planimetrować oddzielnie różne jego rodzaje. Zatem wyróżniono spoiwo typu matriks (ilasto/łuskowate) oraz w postaci cementu: węglanowego, kwarcowego, siarczanowego, illitowego, kaolinitowego i chlorytowego.

W obrębie szkieletu ziarnowego skał wyróżniono następujące składniki: kwarc (mono- i polikrystaliczny razem z czertami), ogólnie grupę skaleni, okruchy skał łyszczyki i minerały akcesoryczne łącznie z minerałami nieprzezroczystymi.

Tak dokładnie określony skład mineralny kolektorów pozwoli w przyszłości na świadome monitorowanie podatności poszczególnych skał na oddziaływanie zatłoczonego dwutlenku węgla. Fundamentalne znaczenie będzie miała zawartość węglanów i forma ich występowania w poszczególnych skałach.

Analizy planimetryczne wykonał zespół petrologów przyjmując jednolitą formę tabel składu mineralnego i posługując się jednakową nomenklaturą petrograficzną. Wyniki w tabelach oraz w tekście wyrażone są w % objętościowych.



Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym, bez analizatora. Próbki impregnowane niebieską żywicą. Podaną wartość porowatości uzyskano metodą komputerowej analizy obrazu, w nawiasie porowatość efektywna

A) Piaskowiec średnioziarnisty o porowatości 7,0% (6,8%). Widoczna porowatość pierwotna (Pp) zachowana pomiędzy obwódkami kwarcu autigenicznego i mikroporowatość (Mp) między krystalitami kaolinitu. **B)** Piaskowiec średnioziarnisty o porowatości 18,7% (19,7%). Widoczna porowatość wtórna w rozpuszczanym ziarnie skalenia (Sk). **C)** Piaskowiec drobnoziarnisty o porowatości 13,2% (26,9%). Widoczna porowatość pierwotna (Pp) zachowana pomiędzy cienkimi obwódkami kwarcu autigenicznego. **D)** Piaskowiec drobnoziarnisty o porowatości 13,3% (26,7%). **E)** Piaskowiec średnioziarnisty o porowatości 14,7%. Widoczna porowatość pierwotna (Pp) zachowana pomiędzy obwódkami kwarcu autigenicznego (strzałki).**F)** Piaskowiec drobnoziarnisty o porowatości 13,2%.

Fig. 1.1.5_1 Przykład analiz mikroskopowych próbek skał na płytkach cienkich.

WYNIKI ANALIZY PLANIMETRYCZNEJ WYBRANYCH PRÓBEK SKAŁ

OTWÓR		ZAOSIE 2											
GŁĘB. w m		836,5	838,1	840,9	912,4	914,6	1005,2	1006,1	1235,2	1235,5	1237,7	1238,1	1239,4
NAZWA SKAŁY		ar k	ar k	ar k	il/mc	il/mc	ar k	ar k	wa k	wa k	ar k	ar k / mc	ar k
WIEK													
KWARC(Qm+Qp+czerty)		69,6	68,9	75,3			76,6	74,7	30,0	48,7	67,4		69,9
SKALENIE		1,7	2,5	3,2			1,1	2,7	1,0	0,3	0,3		0,3
OKRUCHY SKAŁ		2,2	2,1	1,6			0,5	2,1	1,0	1,0	2,1		3,5
GYSZCZYKI		0,0	0,5	0,3			0,0	1,2	0,0	0,0	0,0		0,0
MIN.AKC. I NP.		0,7	0,5	0,0			0,8	0,0	0,0	0,0	0,3		0,3
GLAUKONIT		0,0	0,0	0,0			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
MATRIKS ILASTY/t EL.		0,2	0,0	0,8			0,0	2,1	68,0	37,3	10,9		11,9
CEMENT	suma	0,0	0,0	0,0			3,5	10,2	0,0	12,7	11,5		2,3
	węglanowy	0,0	0,0	0,0			0,5	8,4	0,0	11,3	1,5		0,3
	kwarcowy	0,0	0,0	0,0			3,0	1,8	0,0	1,3	10,0		2,0
	siarczanowy	0,0	0,0	0,0			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
	illitowy	0,0	0,0	0,0			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
	kaolinitowy	0,0	0,0	0,0			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
	chlorytowy	0,0	0,0	0,0			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
PORY		25,6	25,6	19,0			17,4	6,9	0,0	0,0	7,6		11,9
SUMA		100,0	100,0	100,0			100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		100,0
Qf w mm		0,30	0,30	0,27			0,20	0,14	0,07	0,15	0,15	0,10	0,15
Qf max w mm		0,65	0,60	0,70	0,33	0,20	0,45	0,22	0,32	0,36	0,36	0,48	0,40

Tabela. 1.1.5.3 Przykład tabeli planimetrycznej dla otworu z rejonu Bełchatowa.

Planimetrowano piaskowce, natomiast pozostałym skałom nadawano jedynie, w miarę możliwości rozbudowane, nazwy np. wapieć ilasto-piaszczysty czy oosparyt.

Analizy na próbkach rdzeni z rejonu Bełchatowa wykonano w sumie dla 466 prób z 28 otworów.

Wyniki dla każdego z 28 otworów wiertniczych zestawiono w oddzielnej tabeli (przykład – Tabela 1.1.5.3).

Analizy archiwalnych wyników badań petrofizycznych (Teresa Adamczak)

Zestawiono i przeanalizowano dane petrofizyczne dla 28 otworów z rejonu Bełchatowa (Tabela 1.1.5.4). Dla tego celu wykorzystano informacje o parametrach petrofizycznych skał znajdujące się w sprawozdaniach wynikowych z poszczególnych otworów.

L.p.	NAZWA_CBDG	ID_CBDG
1	BEŁCHATÓW-8	98522
2	BEŁCHATÓW-9	122721
3	BEŁCHATÓW-10	98418
4	BEŁCHATÓW-11	98527
5	BUKÓW-1	14372
6	IWANOWICE-1	18222
7	KLICZKÓW-1	96781
8	KLICZKÓW-3	96797
9	KLICZKÓW-6	96748
10	KLICZKÓW-7	23573
11	KLICZKÓW-8	98054
12	KUTNO-1	13285
13	KUŹNICA STROBIŁOSKA-1	98250
14	KUŹNICA ZAGRZEBSKA-2	97990
15	KUŹNICA ZAGRZEBSKA-3	97984
16	MAŁE TYBLE-1	38606
17	NIECHMIRÓW-2	11266
18	RADZIŁTKÓW-2A	98531
19	SIERADZ-1	96802
20	SOBIESĘKI-1	23567
21	SZWEJKI-1	15971
22	TUSZYN-2	96966
23	TUSZYN-9	97234
24	WIELUŃ-6	98224
25	ZAOSIE-1	14373
26	ZAOSIE-2	14386
27	ZAOSIE-3	14387
28	ŻERECHOWA-1	13569

Tabela 1.1.5.4 Lista otworów z wykorzystanymi archiwalnymi wynikami badań petrofizycznych.

Z dokumentacji tych uzyskano informacje o litologii, gęstości, porowatości i przepuszczalności przebadanych próbek rdzenia wiertniczego z interesujących otworów omawianego obszaru.

Dla potrzeb realizacji tematu badań próbkom rdzenia przyporządkowano odpowiadającym stratygrafię. Pozwoliło to na scharakteryzowanie interesujących z punktu widzenia realizacji niniejszego tematu badań poziomów stratygraficznych (T1, T2, T3, J1, J2) za pomocą wartości gęstości, porowatości i przepuszczalności ich utworów (Tabela 1.1.5.5). Wniosło to również użyteczną informację o litologii skałbudujących te poziomy.

Nazwa otworu:	Głębokość	Litologia	Gęstość [g/cm³]	Porowatość [%]	Przepuszczalność [%]		Stratygrafia
					pionowa	pozioma	
BUKÓW-1	2 074,00	mułowiec	2,63	1,52		0	T3
BUKÓW-1	2 208,00	mułowiec	2,69	0,1		nw	T3
BUKÓW-1	2 214,00	mułowiec	2,63	0,35		0,03	T3
BUKÓW-1	2 339,00	piaskowiec + mułowiec	2,69	2,25		0,08	T3
BUKÓW-1	2 442,00	wapieć	2,76	1,89		0	T3
BUKÓW-1	2 448,00	piaskowiec	2,75	0,49		0	T3
BUKÓW-1	2 505,00	piaskowiec	2,43	9,08		0	T3
BUKÓW-1	2 511,00	piaskowiec	2,5	7,06		0	T3
BUKÓW-1	2 582,00	mułowiec	2,75	0,64		nw	T3
BUKÓW-1	2 600,00	mułowiec	2,67	1,14		0	T3
BUKÓW-1	2 883,00	mułowiec	2,63	1,85		nw	T3
BUKÓW-1	2 886,00	piaskowiec	2,43	9,1		0,01	T3
BUKÓW-1	2 887,00	piaskowiec	2,38	11,37		0,02	T3
BUKÓW-1	2 941,50	mułowiec	2,67	0,79		0	T3
BUKÓW-1	2 943,50	mułowiec	2,65	1,12		nw	T3
BUKÓW-1	2 974,50	mułowiec + wapieć	2,74	3,65		0	T2
BUKÓW-1	2 975,50	dolomit	2,77	0,5		0	T2
BUKÓW-1	2 977,50	wapieć+ mułowiec	2,84	0,71		0,02	T2
BUKÓW-1	2 978,50	dolomit	2,89	0,85		0,95	T2
BUKÓW-1	3 219,00	piaskowiec	2,55	3,61		0,27	T1
BUKÓW-1	3 225,00	mułowiec	2,6	2,6		0,02	T1
BUKÓW-1	3 456,00	mułowiec ilasty		0,76		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 458,00	mułowiec ilasty		2,26			T1
BUKÓW-1	3 537,50	piaskowiec drobnoziarnisty		1,5		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 538,00	piaskowiec drobnoziarnisty		0,06		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3538,1	piaskowiec drobnoziarnisty		0,12		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3538,5	piaskowiec zailony		0,32		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3538,6	piaskowiec zailony		0,35		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3539,4	piaskowiec zailony		0,63		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3539,5	piaskowiec zailony		0,4		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3539,7	piaskowiec zailony		1,68		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3540,3	piaskowiec zailony		1,24		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3540,4	piaskowiec zailony		0,29		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 570,00	piaskowiec		1,9		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 571,00	mułowiec ilasty		0,58		brak	T1
BUKÓW-1	3 571,50	wapieć		0,78		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 572,00	wapieć		0,26		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 643,00	piaskowiec		0,24		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 689,00	piaskowiec		2,3		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 689,50	piaskowiec		3,34		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 689,80	piaskowiec		1,94		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 690,00	piaskowiec		1,97		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 690,20	piaskowiec		0,57		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 690,30	piaskowiec		0,78		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 690,70	piaskowiec		2,73		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3 690,75	piaskowiec		0,16		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3750,7	piaskowiec		1,43		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3751	piaskowiec		9,77		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3751,5	piaskowiec		2,17		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3751,6	piaskowiec		2,43		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3751,7	piaskowiec drobnoziarnisty, zailony		4,8		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3752,4	piaskowiec drobnoziarnisty, zailony		3,75		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3752,5	piaskowiec drobnoziarnisty, zailony		3,43		bliska 0	T1
BUKÓW-1	3752,7	piaskowiec drobnoziarnisty, zailony		3,98		bliska 0	T1

Tabela 1.1.5.5 Zestawienie archiwalnych wyników badań petrofizycznych (przykład).

Zagadnienie kalibracji profilowań geofizycznych z wynikami badań petrofizycznych rdzeni wiertniczych (Jan Szewczyk, Teresa Adamczak)

Wśród wykonanych badań geofizycznych jedyną metodą porowatościową dostępną we wszystkich interpretowanych otworach wiertniczych było profilowanie neutronowe. Było to zazwyczaj profilowanie zrealizowane tzw. metodą neutron - gamma (PNG) w wariancie tzw. długich sond neutronowych (Szewczyk, 1978, 1998).

Wszystkie archiwalne profilowania neutronowe, niezależnie od typu stosowanej metody czy sondy pomiarowej, reprezentują pomiary analogowe wykonywane sondami jedno-detektorowymi pracującymi na tzw. długiej „opadającej" krzywej. Efektywna porowatość neutronowa **Φn** ośrodka skalnego „widziana" przez te sondy może być przedstawiona w ogólnej postaci:

$$\Phi n = \Phi + \Phi sh + \Phi l + \Phi a + \Phi g \qquad (1)$$

gdzie:

Φ - porowatość całkowita skały,

Φsh - porowatość neutronowa związana z wodą wystąpującą w minerałach ilastych,

Φl - wpływ litologii (składu chemicznego),

Φa - porowatość neutronowa związana z absorbentami neutronów termicznych,

Φg - pozorna porowatość neutronowa związana z wychwytem radiacyjnym oraz transportem kwantów gamma (dla metody PNG) w ośrodku skalnym.

Najczęściej przyjmuje się, że porowatość neutronowa składnika ilastego skały (**Φsh)** jest obliczana na podstawie relacji **:**

$$\Phi sh = m \; x \; Vsh \qquad (2)$$

gdzie:

m - jednostkowa (właściwa) porowatość neutronowa składnika ilastego skał

Vsh - objętościowa miara zailenia w analizowanej skale.

Znaczne trudności interpretacyjne występują szczególnie w obszarze bardzo wysokich porowatości neutronowych (powyżej 45-50 % porowatości). Niektóre ze stosowanych typów sond neutronowych w metodzie PNG mogą wykazywać nawet inwersję wskazań - co może prowadzić do znacznych błędów interpretacyjnych (Szewczyk, 1978, 1998). W odniesieniu do wyników analizowanych profilowań neutronowych nie dysponowano informacjami na temat typów zastosowanych sond ani tym bardziej ich charakterystyk.

W pracach interpretacyjnych wykonywanych w ramach niniejszego opracowania stosowana była metoda kalibracji oparta na m.in. zarównano na wykorzystaniu danych laboratoryjnych, jak i ogólnej wiedzy na temat własności formacji mezozoicznych uzyskanej w trakcie wcześniej wykonywanych prac interpretacyjnych na obszarze Niżu Polskiego (przykład ï Fig. 1.1.5_2).

Generalnie profilowania neutronowe w analizowanych przypadkach były wykonane sondami niestandaryzowanymi i niekalibrowanymi a ich wyniki opisywane w jednostkach względnych (imp/min). W odniesieniu do części profilowań neutronowych zrealizowanych przez Geofizykę Kraków, dostępne profilowania neutronowe posiadały przeprowadzoną w arbitralny, bliżej nieokreślony sposób kalibrację profilowań neutronowych (wyniki opisywane były w jednostkach porowatości neutronowej (vol. %). Nie podano przy tym niestety zależności przyjętych w procesie kalibracji (co uczyniło tą transformację nieodwracalną dla niewtajemniczonych). Uniemożliwiło to również rozpoznawanie litologii w strefie bardzo niskich, jak i wysokich ich wartości (miało to istotne znaczenie przede wszystkim w utworach triasu przy odróżnianiu np. mułowców i piaskowców). Obserwowane sprzeczności między określonymi tak wielkościami porowatości neutronowej $\bar{u}_N$ a porowatościami laboratoryjnymi $\bar{u}_C$ (wskazują w wielu przypadkach na wątpliwy charakter wyników tego sposobu kalibracji profilowań neutronowych).

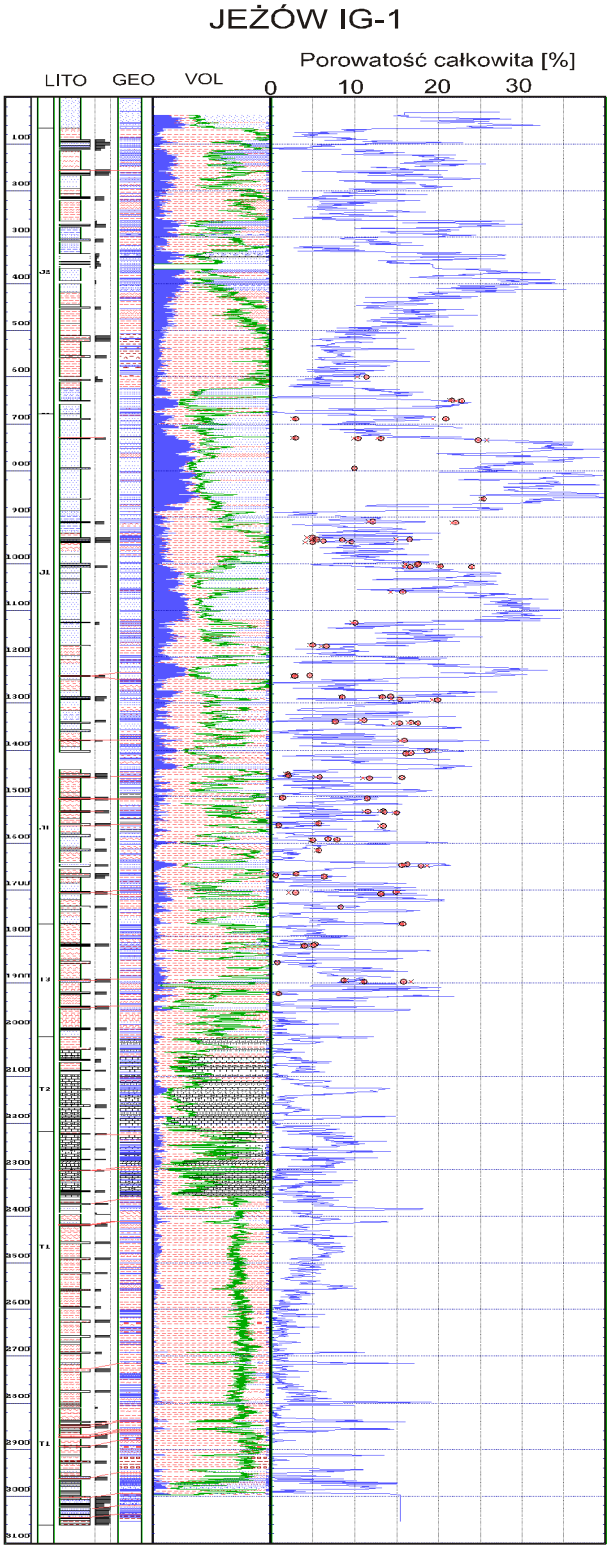


Fig. 1.1.5_2 Zestawienie graficzne wyników interpretacji porowatości całkowitej na podstawie danych geofizycznych i wyników analiz petrofizycznych w otworze Jeżów IG-1

W przypadku, gdy wyniki profilowania neutronowego istniały w formie wtórnej (intensywność rejestrowanego wtórnego profilowania gamma) przy kalibracji stosowano procedurę opracowaną w systemie Geoflog (Szewczyk, 1998). W odniesieniu do wszystkich posiadanych

danych cyfrowych wykonanych w otworach Górnictwa Naftowego - nie posiadano informacji na temat głębokości głębienia poszczególnych profilowań geofizycznych. Brak tej informacji mógł wprowadzał dodatkowy błąd do wyników interpretacji.

Efektywność procesu kalibracji danymi laboratoryjnymi zależała w dużym stopniu od liczby danych laboratoryjnych, a ta z kolei od istnienia rdzeni wiertniczych w analizowanych odcinkach głębokościowych. Dla w większości otworów Górnictwa Naftowego utwory jury dolnej i środkowej, jak i trias były rdzeniowane w stopniu bardzo niewielkim. W sposób zdecydowany ograniczyło to możliwość wykorzystania danych laboratoryjnych w procesie kalibracji *post factum.*

Kolejnym elementem było istnienie niekiedy znacznych (z reguły kilku metrowych) przesunięć głębokościowych między danymi geofizycznymi określanymi na podstawie pomiaru długości kabla pomiarowego i głębokościami wiertniczymi określanymi na podstawie długości przewodu wiertniczego. Na przykładzie otworu Jeżów IG-1 (Fig. 1.1.5_2) wielkość tych przesunięć zmienia się od około 1 - 1.5 m w górnej części profilu do ponad 10 m w części najgłębszej.

Na podstawie wyników analiz laboratoryjnych porowatości i przepuszczalności realizowanych przez INiG w zadaniu 1.3.2 (patrz następny podrozdział), które z uwagi na sposób wyboru próbek i ich reprezentatywność uznano za bardziej wiarygodne od materiałów archiwalnych, sporządzono zależności przepuszczalności skał zbiornikowych dolnej jury i dolnego triasu od porowatości całkowitej (Fig. 1.1.5_3 i Fig. 1.1.5_4). Zależności te wykorzystano następnie do szacowania przepuszczalności w wybranych otworach, na podstawie wartości porowatości całkowitej otrzymanej z interpretacji profilowań geofizyki wiertniczej.

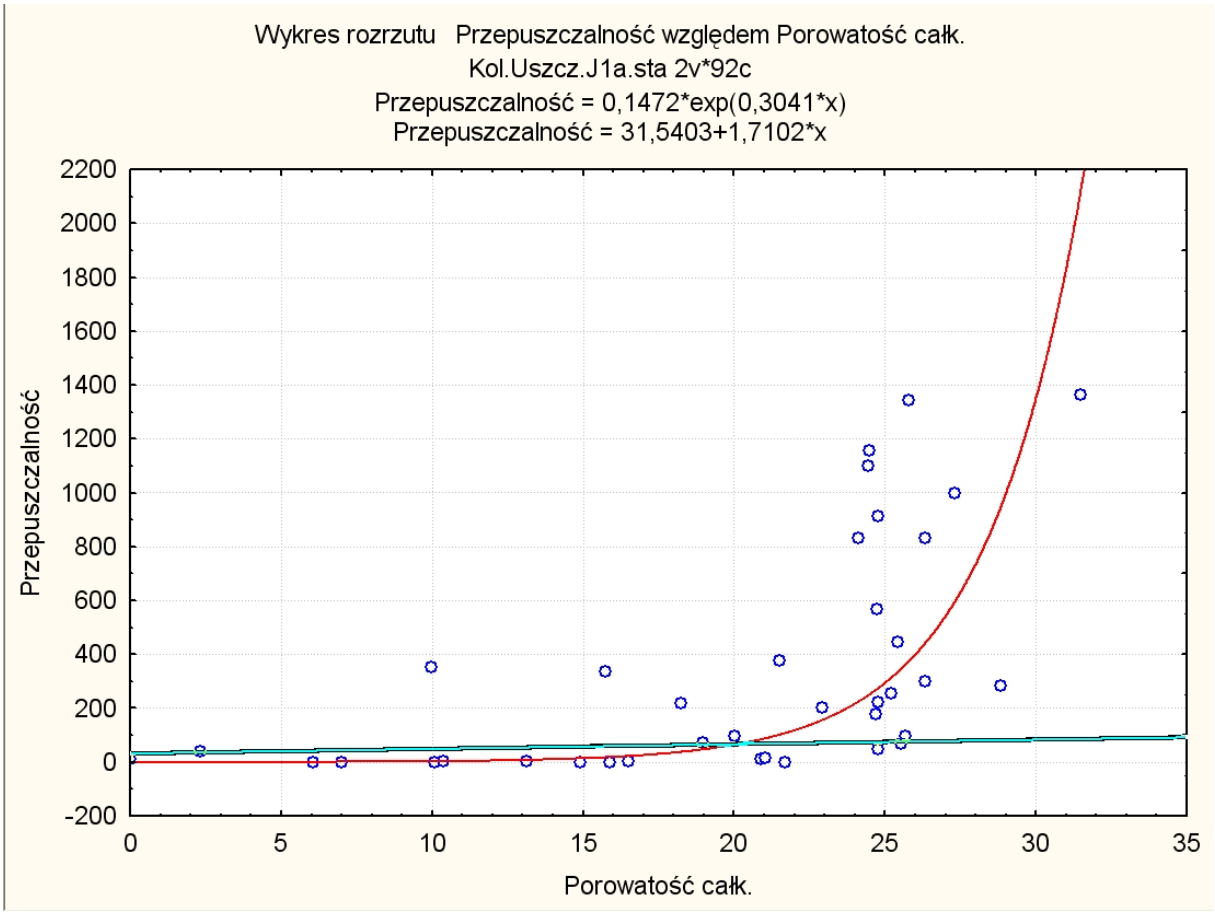


Fig. 1.1.5_3 Zależności przepuszczalności próbek skał zbiornikowych jury dolnej od porowatości całkowitej na podstawie wyników nowych badań laboratoryjnych próbek skał (patrz 1.3.2). Zależność wykładnicza (krzywa czerwona) określona dla zakresu porowatości całkowitej 15-35%; dla porowatości poniżej 15% zależność jest liniowa (krzywa zielona).

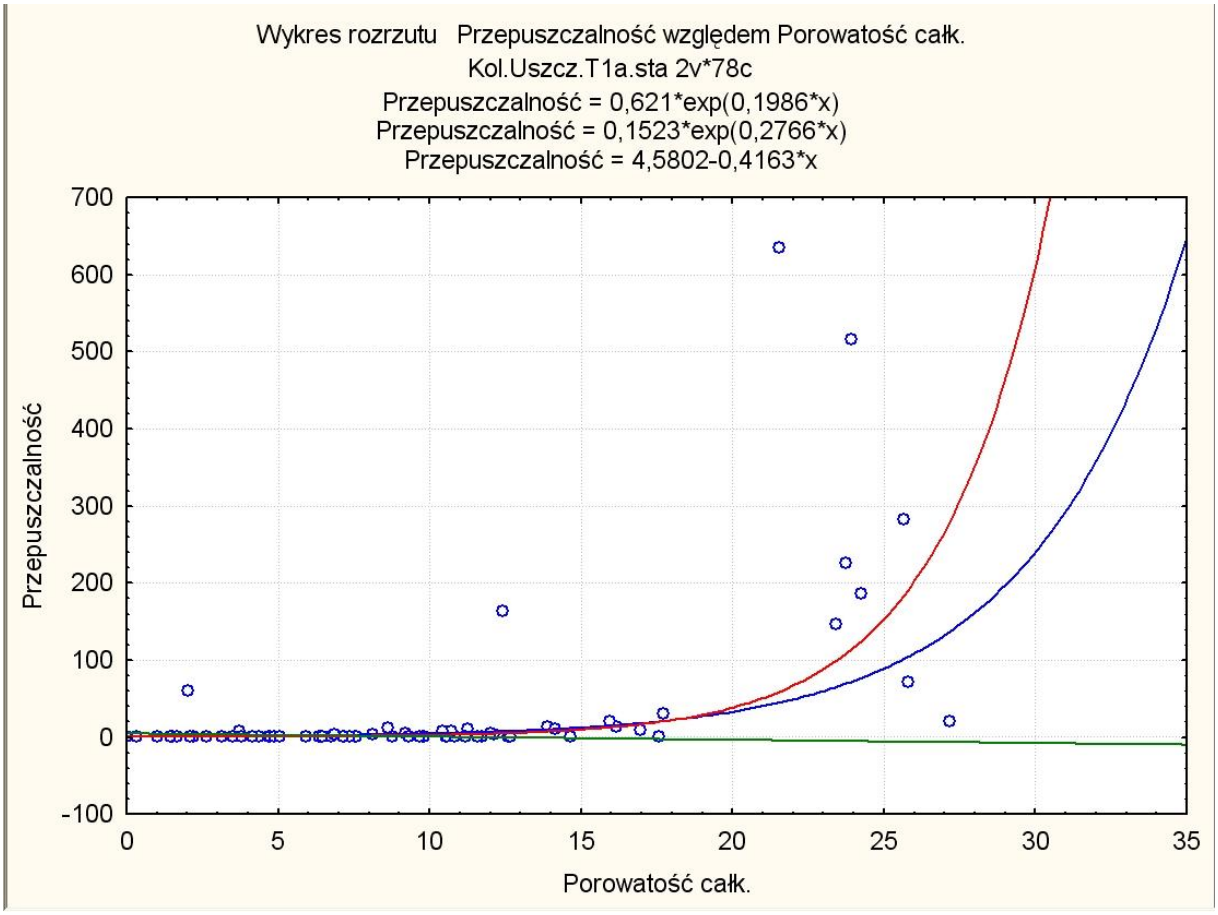


Fig. 1.1.5_4 ZaleŨnoŜĺ przepuszczalnoŜci próbek skağzbiornikowych triasu dolnego od porowatoŜci cağkowitej na podstawie wyników nowych badan laboratoryjnych próbek skağ(patrz 1.3.2). ZaleŨnoŜĺ wykğadnicza (krzywa czerwona) okreŜlona dla zakresu porowatoŜci cağkowitej 10-35%; dla porowatoŜci poniŨej 10% zaleŨnoŜĺ jest liniowa (krzywa zielona), natomiast krzywa niebieska okreŜla zaleŨnoŜĺ dla cağego zakresu porowatoŜci cağkowitej.

Oznaczenia parametrów petrofizycznych próbek skał zbiornikowych i uszczelniających (1.3.2 – INiG)

Analizy gęstości, porowatości, ciśnień kapilarnych oraz pomiary współczynnika przepuszczalności

Otwór	Ilość przebadanych próbek
Bełchatów-4	12
Buków-2	5
Dymek IG-1	54
Florentyna IG-2	18
Gidle-2	15
Gomunice-9	5
Gomunice-10	9
Gomunice-13	9
Jeżów IG-1	83
Kalisz IG-1	50
Kuźnica Grabowska-1	18
Niechmirów IG-1	33
Ostrów Kaliski-2	4
Ożegów IG-1	32
Przecław IG-1	2
Radoszewice-2	9
Raduchów	7
Radziątków-7	4
Recław IG-1	17
Rzeki IG-1	24
Sobiesęki-3	9
Szwejki-1	5
Środa IG-1	1
Wieruszów-2	5
Więcki IG-1	17
Wolin IG-1	4
Zakrzyn IG-1	7
Zamoście-1	7
Zaosie-1	2
Zaosie-2	21

Tabela 1.1.5.6 Zestawienie otworów, w których wykonano analizy petrofizyczne na próbkach

Wykonano analizy gęstości, porowatości, ciśnień kapilarnych oraz pomiary współczynnika przepuszczalności dla gazu dla 488 próbek z 30 otworów (tabela 1.1.5.6). Wyniki opracowano w formie tabelarycznej oraz formie wydruków krzywych porozymetrycznych.

Podstawy fizyczne prowadzonych badań

Współczynnik porowatości (porowatość) jest podstawowym wskaźnikiem pojemności i zdolności filtracyjnych warstwy porowatej. Definiujemy go jako stosunek objętości porów w danym ciele (próbce) do objętości całkowitej tego ciała (próbki). Współczynnik porowatości wyrażamy w procentach. Ze względu na rodzaj porów ujętych w obliczeniach otrzymujemy szczegółowe definicje współczynników porowatości:
Współczynnik porowatości całkowitej (porowatość całkowita) - wyraża stosunek objętości wszystkich porów (otwartych i zamkniętych) do objętości całkowitej badanej próbki skalnej. Współczynnik porowatości efektywnej ï porowatość efektywna, porowatość otwarta wyraża stosunek objętości porów otwartych (komunikujących się) do objętości całkowitej badanej próbki skalnej. Współczynnik porowatości dynamicznej ï porowatość dynamiczna, wyraża stosunek objętości porów, z których możemy odzyskać płyny złożowe do objętości całkowitej badanej próbki. Współczynnik porowatości dynamicznej w porównaniu ze współczynnikiem porowatości efektywnej jest pomniejszony o objętość wody związanej zawartej w próbce, która występuje jako jedno lub dwudrobinowa warstwa wody, trzymana siłami przylegania na powierzchni ścianek porów oraz wody nieredukowalnej trzymanej siłami kapilarnymi w mikroporach.

Współczynnik porowatości całkowitej i efektywnej możemy badać stosując standardowe metody pomiaru, natomiast do prawidłowego scharakteryzowania współczynnika porowatości dynamicznej potrzebne są dodatkowo badania morfologii przestrzeni porowej. *Współczynnik porowatości całkowitej* badamy metodą piknometryczną. Pomiar polega na porównaniu gęstości objętościowej z gęstością materiału skalnego i wyliczeniu na tej podstawie objętości wszystkich porów. Metoda ta powoduje niszczenie próbek skalnych i co za tym idzie, uniemożliwia wykonywanie na nich dalszych badań. *Współczynnik porowatości efektywnej* badamy nasycając próbkę cieczą zwilżającą. Znając gęstość cieczy użytej do badania wyliczamy objętość porów otwartych. Jest to metoda nieniszcząca, umożliwia więc zarówno powtórzenie pomiaru jak też i wykonanie na tej samej próbce pozostałych analiz petrofizycznych.
Każdy z przytoczonych współczynników porowatości jest makroparametrem charakteryzującym liczbowo pojemność skały, nie określa natomiast struktury jej przestrzeni porowej.

Badania przestrzeni porowej. Sposób pomiaru współczynników zarówno porowatości jak i przepuszczalności nie uwzględnia morfologii przestrzeni porowej. Parametryzację przestrzeni porowej uzyskuje się pomiarami krzywych ciśnień kapilarnych. W badaniach tych wykorzystuje się zależność wielkości ciśnienia kapilarnego od wielkości promienia kapilary, jej kształtu oraz rozkładu sieci wzajemnych połączeń między sobą porów o różnych promieniach. Odtworzenie rzeczywistego kształtu przestrzeni porowej jest z oczywistych względów niemożliwe. Jest również niekonieczne, ponieważ z satysfakcjonującą dokładnością możemy sparametryzować badaną przestrzeń i wprowadzić makroskopowe poprawki umożliwiające prawidłowe wykorzystanie otrzymanych wyników.

Sposób parametryzacji badanej przestrzeni porowej oraz wyliczane z krzywych ciśnień kapilarnych wielkości makroskopowe zależą od przyjętej metody badań, ta zaś jest funkcją posiadanej aparatury, długości koniecznych serii pomiarowych i wymagań czasowych. Krzywe ciśnień kapilarnych prezentowane w niniejszym opracowaniu zostały otrzymane metodą porozymetryczną, czyli metodą wstrzykiwania rtęci do badanych próbek.
Badania porozymetryczne, niezależnie od technicznych rozwiązań, bazują na walcowym modelu przestrzeni porowej, w którym przestrzeń porowa jest symulowana jako pęk walcowatych kapilar przewodzących płyny złożowe, przy czym porowatość efektywna realnej przestrzeni i przestrzeni

parametryzowanej jest taka sama. Rozkład ekwiwalentnych średnic porów i ich procentowy udział w badanej przestrzeni porowej otrzymywany jest z równania Washburna [1]:

$$d = \frac{\tau \times \cos(\varphi)}{4 \times P} \qquad [1]$$

gdzie: d - średnica porów, P - przyłożone ciśnienie, φ – kąt kontaktu skała - płyn złożowy, τ – napięcie powierzchniowe.

Procentowy rozkład porów o danej średnicy w przestrzeni porowej określany jest dzięki zliczaniu cząstkowych objętości rtęci wstrzykiwanej do próbki. Pomiar polega na wstrzykiwaniu rtęci do badanej próbki pod zadanym ciśnieniem oraz mierzeniu ciśnienia i objętości rtęci, która wmigrowała do próbki przy tym ciśnieniu. Otrzymuje się krzywą kumulacyjną zależności: przyłożone ciśnienie - objętość rtęci. Znając masę próbki oraz wyznaczając w trakcie pomiaru porozymetrycznego jej objętość zewnętrzną oraz objętość szkieletu skalnego i przeliczając otrzymane wyniki wzorem Washburna, otrzymuje się rozkład średnic porów w danej próbce oraz objętości cząstkowe, a także porowatość próbki, jej gęstość szkieletową i pozorną.

Z objętości cząstkowych można obliczyć powierzchnię właściwą skały, według zależności [2]:

$$\sum \Delta A = \frac{(\sum P \times \Delta V)}{(\tau \times \cos(\varphi))} \qquad [2]$$

gdzie: A - powierzchnia właściwa, ΔV - cząstkowe objętości odpowiadające ciśnieniu P

W zależności od typu użytego do pomiarów aparatu otrzymujemy albo pojedynczą kumulacyjną krzywą ciśnień kapilarnych (aparaty starszej generacji), albo dwie krzywe kumulacyjne wykreślone dla rosnących i dla malejących ciśnień kapilarnych. Kształt krzywej wykreślonej dla malejących ciśnień jest podstawowym źródłem informacji o wielkości odstępstwa realnej przestrzeni porowej od modelu walcowego.

<u>Woda nieredukowalna.</u> Jeśli wielkości pomiaru współczynników porowatości i przepuszczalności przyjmujemy z badań petrofizycznych, musimy w obliczeniach przyjąć, że pewien procent przestrzeni porowej badanej próbki będzie zajęty przez wodę złożową i o ten właśnie procent należy obniżyć obliczone wartości współczynnika porowatości.

Woda nieredukowalna to:

-woda związana, a więc woda pokrywająca jedno lub dwudrobinową warstwą ścianki porów i związana z nimi siłami przylegania,

-woda okupująca mikropory o tak małych promieniach, że jest w warunkach złożowych nieruchoma.

Woda związana ma zdefiniowane znaczenie dla procesów transportu. Grubość tworzonej przez nią warstwy na ściankach skały wynosi ok. 10 Å. W skałach ilastych, gdzie wielkość powierzchni właściwej osiąga 8 m^2/cm^3, woda związana zajmuje objętość do 0.6% objętości skały, co przy niskich współczynnikach porowatości iłowców jest wartością znaczącą. Woda związana zamyka całkowicie pory o promieniach mniejszych od 0.002 μm. W piaskowcowych facjach zbiornikowych zawartość wody związanej nie odgrywa znaczącej roli, ponieważ wielkość powierzchni właściwej nie przekracza tu 2 m^2/cm^3, w związku z czym objętość wody związanej lokuje się w nich poniżej 0.2% objętości skały. Zasadniczą masą skał dających się na wodę nieredukowalną jest woda zawarta w submikroporach, które wiążą ją siłami kapilarnymi tak mocno, że jest praktycznie nieruchoma. Pomiary porozymetryczne pozwalają oszacować jej ilość z proporcji ilości przestrzeni submikroporowej do całej przestrzeni porowej próbki, zaś krzywe ciśnień kapilarnych określane są wyraźnie dla przestrzeni porowej wolnej od tej wody. Wodę wypełniającą mikropory można usunąć z próbki w warunkach laboratoryjnych wygrzewając ją w temperaturze 105° C w suszarce próżniowej. Jeśli współczynnik porowatości wysuszonej próbki wyznaczamy nasycając ją cieczą zwilżającą lub helem, określamy wtedy pełną wartość współczynnika porowatości otwartej. Pomiar

porozymetryczny polega natomiast na wstrzykiwaniu do wysuszonej próbki cieczy niezwilżającej. Ciecze te zachowują się odwrotnie w warunkach kapilarnych, ciecz niezwilżająca nie wejdzie do porów zajmowanych normalnie przez wodę nieredukowalną. Stąd różnica wielkości porowatości wyznaczonej metodą nasycania próbki cieczą zwilżającą czy gazem i porowatości zliczonej z pomiarów porozymetrycznych będzie miarą ilości wody nieredukowalnej.

W praktyce zgłębowej, za przestrzeń porową zajętą przez wodę nieredukowalną przyjmujemy również ułamek tworzony przez pory o promieniach mniejszych od 0.1μm

Wymiar fraktalny. Idea fraktalnego wymiaru porowatości intergranularnej opiera się na modelu, tzw. gąbki Mengera. Generalizując model gąbki Mengera, dla mediów porowatych otrzymamy ogólne formuły dla konstrukcji zbudowanej z kostek podstawowych o gęstości ρ_0 i wymiarze podstawowym kostki r_0. Wyliczając gęstości objętościowe dla kolejnych generacji gąbki Mengera o współczynniku redukcji s=1/3 i wykorzystując definicję wymiaru samopodobieństwa (zależność a = $1/(s^D)$) i dzieląc otrzymane wyniki stronami otrzymujemy zależność potęgową[3]

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \left(\frac{r_0}{r}\right)^{3-D} \qquad [3]$$

D - wymiar fraktalny, r – wymiar kostki

Równocześnie dla realnej przestrzeni porowej wykonujemy analizy porozymetryczne. Polegają one na wstrzykiwaniu cieczy niezwilżającej (rtęci) do przestrzeni porowej. Ciśnienie, które musimy przyłożyć do rtęci, aby napełnić pory o określonych promieniach jest odwrotnie proporcjonalne do tych promieni. Rezultatem pomiaru jest zebranie krzywej zależności: objętość rtęci, która zostaje wstrzyknięta do porów od przyłożonego ciśnienia kapilarnego [4]

$$V = f(P) = f(1/r) \qquad [4]$$

gdzie: V – objętość rtęci wstrzykniętej do próbki, P – ciśnienie kapilarne.

Wstrzykując rtęć do gąbki Mengera o objętości V1 otrzymujemy zależność [5]:

$$V \approx P^{(3-D)} \qquad [5]$$

gdzie: V - objętość przestrzeni porowej, P - ciśnienie kapilarne, D - wymiar fraktalny. Jest to zależność otrzymywana z pomiarów porozymetrycznych. Logarytmując ją otrzymujemy [6]:

$$\log(V) = (3-D)\log(P \qquad [6]$$

Jeśli przestrzeń porowa ma strukturę fraktalną otrzymuje się linię prostą o współczynniku kierunkowym równym (3-D). Innymi słowy, fraktalna struktura będzie się manifestować prostoliniowym przebiegiem krzywej typu log-log.

Stwierdzono, że dla większości przebadanych skał fraktalna struktura jest widoczna dla ciśnień kapilarnych znacznie wyższych od ciśnienia odpowiadającego średnicy progowej. Jest to wynikiem zasady pomiaru porozymetru rtęciowego. Realna przestrzeń porowa składa się bowiem z dużych porów połączonych siecią gęstą je kanałów. Krzywa kumulacyjna pokazuje dla jakich średnic kanałów gęstą rtęć wlewa się do przestrzeni porowej, nie dając jednak informacji jaki procent (nasyconej przy danym ciśnieniu kapilarnym) przestrzeni porowej stanowią pory, a jaki kanały gęste. Jest to niezwykle istotne dla własności filtracyjnych badanych skał, czy jest to sieć nielicznych kanałów gęstych dużej objętości przestrzeni porowej, czy też sieć ta jest dobrze rozwinięta.

Informację o tym daje analiza fraktalnego wymiaru krzywych kumulacyjnych. Jeśli dla ciśnień kapilarnych, znacznie wyższych od ciśnienia odpowiadającego średnicy progowej znajdujemy prostoliniowy odcinek krzywej typu log-log, wskazujący na istnienie fraktalnej struktury w tym zakresie ciśnień, oznacza to, że ta struktura fraktalna odpowiada sieci kanałów gęstych. Daje to możliwość oszacowania, jaki procent przestrzeni porowej bierze udział w transporcie płynów złożowych (jaki procent zajmują kanały gęste).

Pomiar gęstości

Pomiary gęstości wykonuje się przy pomocy piknometru helowego. Urządzenie to wykorzystuje doskonałe własciwości helu w penetrowaniu nawet najmniejszych submikroporów. Dzięki temu, podczas pomiaru uzyskuje się dokładną wartość gęstości szkieletowej. Procedura wygląda następująco: badaną próbkę waży się, a następnie umieszcza w kalibrowanej komorze, do której wstrzykuje się określoną ilość helu. Z równania gazowego oblicza się objętość szkieletu badanej próbki, a stąd jej gęstość szkieletową. Aparat jest skomputeryzowany, oblicza żądane wielkości automatycznie. Te same próbki umieszczane są następnie w porozymetrze. W czasie pomiarów porozymetrycznych uzyskuje się gęstość pozorną (objętościową) badanej próbki. Mając wyliczone objętości szkieletu skalnego próbki i jej objętość zewnętrzną można wyliczyć współczynnik porowatości otwartej ze wzoru [7]

$$por = \frac{V_{obj} - V_{szk}}{V_{obj}} \text{ x } 100\% \qquad [7]$$

gdzie: V_{obj}- objętość zewnętrzna (cm^3), V_{szk}- objętość szkieletu skalnego (cm^3), por - współczynnik porowatości otwartej (%)

Badania porozymetryczne

Przestrzeń porowa skały to mikrokapilarny ośrodek złożony z wielkiej ilości nieregularnych w kształcie i ułożeniu kapilar, który może być wypełniony płynami złożowymi.

W geologii naftowej scharakteryzowanie i opisanie fizycznych własciwości przestrzeni porowej polega na możliwie poprawnym określeniu możliwości transportu i magazynowania płynów złożowych przez ośrodek filtracji.

Własciwości te można ocenić określając makroskopowe wielkości współczynnika porowatości i przepuszczalności ośrodka filtracji, ale można też próbować przybliżyć kształt i charakter przestrzeni porowej tego ośrodka takim modelem fizycznym, którego parametry określą rzeczywiste własciwości filtracji i magazynowania.

Badanie i parametryzacja przestrzeni porowej uzyskuje się pomiarami krzywych ciśnień kapilarnych. W badaniach tych wykorzystuje się zależność wielkości ciśnienia kapilarnego od wielkości promienia, jego kształtu i sieci połączeń między sobą porów o różnych promieniach. Oczywiście, odtworzenie rzeczywistego kształtu przestrzeni porowej jest z oczywistych względów niemożliwe. Jest również niekonieczne, ponieważ z satysfakcjonującą dokładnością możemy sparametryzować badaną przestrzeń i wprowadzić makroskopowe poprawki umożliwiające prawidłowe wykorzystanie otrzymanych wyników. Zastosowany w badaniach ciśnień kapilarnych porozymetr rtęciowy AutoPore IV umożliwia otrzymanie dwóch krzywych kumulacyjnych sporządzanych dla rosnących (krzywa nasiąkania) i malejących ciśnień (krzywa osuszania).

Kształt krzywej wykreślonej dla malejących ciśnień jest podstawowym źródłem informacji o wielkości odstępstwa realnej przestrzeni porowej od modelu walcowego. Analiza wyników badań porozymetrycznych polega na wyliczeniu i zinterpretowaniu szeregu wielkości liczonych z krzywych ciśnień kapilarnych oraz na analizie kształtu krzywych ciśnień kapilarnych.

Z pomiarów porozymetrycznych wyliczamy następujące wielkości:

Porowatość zliczoną z porozymetru. Od porowatości otwartej różni się tym, że zliczamy objętość cieczy niezwilżającej, która wmigrowała do próbki. Objętość ta nie obejmuje tych wszystkich submikroporów, których średnica jest zbyt mała dla wniknięcia rtęci. Wielkość porowatości zliczanej z porozymetru jest więc niższa od wielkości porowatości otwartej, a ich różnica jest miarą ilości wody nieredukowalnej w próbce. Wielkość ta będzie więc porowatością dynamiczną. Będącym zaburzającym pomiar jest występowanie tzw. efektu brzegowego, będącego skutkiem istnienia nierówności na ściankach badanej próbki, a dającego w rezultacie pozorny wzrost porowatości zliczanej z porozymetru w granicach 0.1 - 0.5% porowatości. Efekt ten będzie istotny dla próbek o niskiej porowatości.

Wielkość średniej kapilary. Jest to standardowa wielkość służąca do oceny jakości skały

zbiornikowej. Wielkość średniej kapilary jest liczona jako średnia ważona, z wagą ilości porów, a nie procentu przestrzeni porowej.

Powierzchnia właściwa. Jest to sumaryczna powierzchnia porów przypadająca na jednostkę objętości (masy) badanej skały i jest miarą wielkości oporu stawianego przez ośrodek porowaty przepływającemu płynowi.

Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych. Typowa krzywa kumulacyjna wygląda następująco: na osi y zamieszcza się procentowy (objętościowo) udział porów o danej średnicy w przestrzeni porowej badanej próbki (równoważny objętości wstrzykniętej do próbki rtęci), na osi x (typu logarytmicznego) odkłada się średnice odpowiadających im porów, względnie odpowiadające im ciśnienie kapilarne.

W kształcie każdej krzywej ciśnień kapilarnych możemy wyróżnić pewne charakterystyczne punkty. I tak: punkt, w którym rtęć zaczyna migrować do próbki określamy jako ciśnienie wejścia, a odpowiadającemu mu średnicą porów jako średnicą wejścia. Punkt ten określa największy rozmiar porów jaki występuje w próbce. Od tego punktu nasycenie próbki rtęcią rośnie powoli, w miarę jak rtęć wchodzi do makroporów. Ponieważ w wielu wypadkach wartość nasycenia oscyluje w tym przedziale wokół wartości 10%, szereg badaczy wyróżniło ten punkt krzywej i określiło go jako ciśnienie lub średnicą przesunięcia.

Następny wyróżniony punkt ma bardzo ważne znaczenie fizyczne. W kryteriach matematycznych jest to punkt przegięcia krzywej kumulacyjnej, który z fizycznego punktu widzenia reprezentuje tą wartość ciśnienia (lub średnicy), po przekroczeniu której, nasycenie rtęcią zaczyna bardzo szybko rosnąć przy niewielkich zmianach ciśnienia. Punkt ten nazywany jest w literaturze ciśnieniem progowym lub średnicą progową. Przy tym ciśnieniu rozpoczyna się przepływ płynu przez próbkę, innymi słowy, średnica porów odpowiadająca temu ciśnieniu zapewnia komunikację w skale. Im wyższa jest wartość średnicy progowej lub im niższa jest wartość ciśnienia progowego tym lepsze są właściwości filtracyjne badanej skały. Po gwałtownym wzroście nasycenia, krzywa kumulacyjna zmierza asymptotycznie, wraz ze zmniejszaniem się średnic porów, do wartości nasycenia maksymalnego.

Odstępstwa od tego typu krzywych występują w przypadkach niskiej porowatości i dużej niejednorodności skały. W pierwszym przypadku duży wpływ na nieregularności krzywej kumulacyjnej ma efekt brzegowy, w drugim trudno ocenić wartość ciśnienia progowego.

Dla krzywych uzyskiwanych przy malejących ciśnieniach istnieją trzy typowe przebiegi. Ogólnie można powiedzieć, że krzywe tego typu są właściwą miarą wielkości odstępstwa realnej przestrzeni porowej od przyjętego modelu walcowego. Im bliżej obie krzywe (zebrane przy rosnących i przy malejących ciśnieniach) leżą względem siebie tym bardziej przestrzeń porowa badanej próbki przypomina model walcowy, czyli tym lepsze są jej właściwości filtracyjne. Położenie krzywej powracającej wysoko powyżej krzywej sporządzonej przy wzrastających ciśnieniach świadczy o dużej ilości pułapek kapilarnych w badanej warstwie porowatej. Realna przestrzeń porowa ma postać stosunkowo dużych porów połączonych cienkimi kanalikami i właśnie one określają zdolność transportu płynów. Przypadek, w którym krzywa powracająca lokuje się znacznie poniżej krzywej pierwotnej jest również niekorzystny. Świadczy o występowaniu w badanej przestrzeni porowej dużej ilości porów o lejkowatym kształcie, będących również pułapkami dla cieczy zwilżających. Numeryczną parametryzacją stopnia oddalenia krzywych od siebie jest wartość efektu histerezy, mierzona jako różnica w nasyceniu rtęcią próbki dla danego ciśnienia dla obu krzywych.

Mając zdefiniowane i oznaczone parametry otrzymane z badania ciśnień kapilarnych możemy określić właściwości fizyczne przestrzeni porowej badanej warstwy, prowadząc badania korelacyjne tych wielkości z porowatością i przepuszczalnością. Z wielkości mających znaczenie fizyczne dobrymi parametrami są powierzchnia właściwa, wielkość efektu histerezy, średnica progowa i średnica przeciętnej kapilary. Średnica wejścia i średnica przesunięcia są gorszymi parametrami z powodu dużej wrażliwości na efekt brzegowy.

Wyniki badaŒporozymetrycznych

Wyniki badaŒporozymetrycznych opracowano w zbiorczym zestawieniu tabelarycznym (Tabela 1.1.5.7) oraz w postaci indywidualnych metryk próbek.

Opis tabeli zbiorczej (Tabela 1.1.5.7)

W kolejnych rubrykach tabeli zamieszczono:

- *numer próbki (kolumna 1)* ï numer przyjñcia próbki do badaŒ
- *gğbokoŠÍ [m] (kolumna 2)* - gğbokoŠÍ wiertnicza poboru próby
- *gñstoŠÍ materiağowa [g/cm³] (kolumna 3)* - gñstoŠÍ materiağowa wyliczona z pomiaru piknometrem helowym
- *porowatoŠÍ cağkowita [%] (kolumna 4)* - współczynnik cağkowitej porowatoŠci otwartej, wyliczony z pomiaru piknometrem helowym
- *gñstoŠÍ szkieletowa [g/cm³] (kolumna 5)*- gñstoŠÍ materiağowa wyliczona z porozymetru
- *gñstoŠÍ z porozymetru [g/cm³](kolumna 6)* - gñstoŠÍ objñtoŠciowa badanej próbki
- *porowatoŠÍ z porozymetru [%] (kolumna 7)* - współczynnik porowatoŠci efektywnej, wyliczony z porozymetru
- *ŠÍrednia kapilara [µm] (kolumna 8)* - wielkoŠÍ przeciñtnej kapilary
- *powierzchnia wğaŠciwa [m²/g] (kolumna 9)* - wielkoŠÍ powierzchni wğaŠciwej przestrzeni porowej
- *pory> 1µm (kolumna 10)* - procent przestrzeni porowej zbudowanej z porów o Šrednicach wiñkszych od 1 µm
- *ŠÍrednica progowa [µm] (kolumna 11)* - wielkoŠÍ Šrednicy progowej
- *histereza [%] (kolumna 12)* - wielkoŠÍ efektu histerezy liczona w procentach przestrzeni porowej

Wyniki badaŒporozymetrycznych

Odwiert	Nr próbki	Gğęb. [m]	GñstoŠÍ materiağ [g/cm³]	Porowat. cağkowita [%]	GñstoŠÍ szkielet. [g/cm³]	GñstoŠÍ z porozym. [g/cm³]	Porowat. z porozym [%]	średnia kapilara [um]	Powierzch. wğaŠciw. [m²/g]	Pory >1 um [%]	średnica progowa [um]	Histereza [%]
Beğchatów -4	7461	1193,5	2,69	5,43	2,68	2,54	5,38	0,06	1,33	5	0,4	79
Beğchatów -4	7462	1254	3,07	10	2,7	2,5	7,3	0,06	1,87	3	0,2	76
Beğchatów -4	7463	1265	2,71	7,27	2,67	2,49	6,99	0,07	1,61	5	0,3	71
Beğchatów -4	7464	1295,8	2,71	7,74	2,7	2,49	7,66	0,08	1,51	6	0,03	69
Beğchatów -4	7465	1314	2,73	8,95	2,68	2,45	8,52	0,06	2,17	3	0,8	67
Beğchatów -4	7466	1329	2,69	6,49	2,64	2,47	6,18	0,04	2,86	8	0,1	59
Beğchatów -4	7467	1358,5	2,69	9,57	2,63	2,39	9,03	0,04	4,23	15	1	54
Beğchatów -4	7468	1371,3	2,79	12,07	2,75	2,43	11,61	0,04	5,2	7	1	68
Beğchatów -4	7469	1402,4	2,66	14,42	2,59	2,24	13,48	0,12	2	44	4	65
Beğchatów -4	7470	1402,7	2,64	12,96	2,21	2,01	9,06	0,23	0,8	62	15	81
Beğchatów -4	7471	1417	2,68	12,46	2,6	2,3	11,54	0,18	1,13	50	8	75
Beğchatów -4	7472	1431,2	2,68	8,01	2,64	2,44	7,7	0,05	2,75	8	0,4	55
Dymek IG-1	7270	840,7	2,68	12,05	2,57	2,29	10,86	0,06	3,15	46	bm	49
Dymek IG-1	7271	895,5	2,68	11,78	2,59	2,31	10,81	0,04	4,37	5	0,3	60
Dymek IG-1	7272	896,1	2,74	4,77	2,71	2,58	4,63	0,07	1	12	0,5	61
Dymek IG-1	7273	952,1	2,8	7,38	2,64	2,47	6,36	0,02	6,32	8	0,05	62
Dymek IG-1	7274	1011	2,76	6,25	2,59	2,45	5,34	0,02	5,72	7	0,04	68
Dymek IG-1	7275	1075	2,69	11,03	2,58	2,33	9,94	0,03	6,48	23	0,05	59
Dymek IG-1	7276	1210,1	2,76	12,8	2,72	2,38	12,31	0,18	1,13	64	10	67
Dymek IG-1	7277	1649,7	2,68	6,43	2,66	2,49	6,3	0,06	1,79	14	1	56
Dymek IG-1	7278	1650,8	2,71	4,92	2,59	2,47	4,39	0,03	2,5	23	0,3	51
Dymek IG-1	7279	1651,7	2,7	5,49	2,59	2,46	4,95	0,04	2,25	18	0,4	52
Dymek IG-1	7280	1652,7	2,68	5,93	2,61	2,46	5,54	0,04	2,02	35	0,5	39
Dymek IG-1	7281	1653,3	2,66	6,78	2,59	2,43	6,34	0,04	2,59	9	0,8	48
Dymek IG-1	7282	1654	2,65	5,54	2,64	2,5	5,49	0,11	0,78	10	1	59
Dymek IG-1	7283	1693,1	2,71	2,34	2,64	2,58	2,19	0,03	1,19	38	0,1	36
Dymek IG-1	7284	1695,6	2,79	0,73	2,72	2,7	0,68	0,02	0,52	30	0,03	65
Dymek IG-1	7285	1697,6	2,77	2,86	2,57	2,51	2,38	0,03	1,39	40	25 ; 0.08	41
Dymek IG-1	7286	1727,2	2,71	5,3	2,64	2,51	4,95	0,03	2,8	7	0,2	54
Dymek IG-1	7287	1730	2,74	2,8	2,62	2,55	2,5	0,02	1,95	20	0,05	52

Tabela 1.1.5.7 Wyniki badaŒporozymetrycznych próbek skağz rejonu Beğchatowa (przykğad).

Badania współczynnika przepuszczalności

Oznaczanie współczynnika przepuszczalności efektywnej wykonuje się przy użyciu gazu. Jako gazu roboczego używa się azotu. Pomiar polega na doprowadzeniu do ustalonego, laminarnego przepływu gazu przez badaną próbkę i wyliczeniu współczynnika przepuszczalności przy pomocy równania Darcy' ego. Techniczne wykonanie pomiaru zależy od przyjętej geometrii pomiaru i rodzaju użytej próbki. Pomiary współczynnika przepuszczalności wykonane zostały dla tzw. geometrii liniowej, tj. gaz płynie przez próbkę o stałym przekroju i długości. Do tego typu badań stosuje się wycięte walce o średnicy 1 cala i długości 3 - 4 cm. W czasie pomiaru gaz płynie wzdłuż walca, którego pobocznica jest uszczelniona. W trakcie analizy mierzy się objętość gazu migrującą przez próbkę w jednostce czasu oraz ciśnienie gazu na wejściu i wyjściu.
Współczynnik przepuszczalności liczy się ze wzoru [8]

$$q = \frac{c \times k \times A \times (P_1^2 - P_2^2)}{T \times L \times \mu \times Z} \qquad [8]$$

gdzie: k - współczynnik przepuszczalności (mD), μ- lepkość gazu (cPu), C - stała zależna od rodzaju użytych jednostek, T - temperatura, Z - współczynnik odchylenia, L - długość walca (cm), A - przekrój poprzeczny walca (cm), P - ciśnienie (at)

Wyniki analizy przepuszczalności

Odwiert	Głębokość [m]	Numer próbki	Przepuszczalność [mD]	Uwagi
1	2	3	4	5
Bełchatów 4	1193,5	7461	niep	
Bełchatów 4	1254	7462	niep	prostopadła
Bełchatów 4	1254	7462	0	równoległa
Bełchatów 4	1265	7463	niep	
Bełchatów 4	1295,8	7464	0	
Bełchatów 4	1314	7465	0	
Bełchatów 4	1329	7466	0,01	
Bełchatów 4	1358,5	7467	0,22	
Bełchatów 4	1371,3	7468	0,61	
Bełchatów 4	1402,4	7469	0	
Bełchatów 4	1402,7	7470	198,10	
Bełchatów 4	1417	7471	0,1	
Bełchatów 4	1431,2	7472	0	
Dymek IG-1	840,7	7270	1,16	
Dymek IG-1	896,1	7272	0	
Dymek IG-1	952,1	7273	0	
Dymek IG-1	1011	7274	niep	
Dymek IG-1	1075	7275	2,50	
Dymek IG-1	1210,1	7276	4,18	
Dymek IG-1	1649,7	7277	1,24	
Dymek IG-1	1650,8	7278	0,49	
Dymek IG-1	1652,7	7280	0,26	
Dymek IG-1	1653,3	7281	0	
Dymek IG-1	1654	7282	0,50	
Dymek IG-1	1697,6	7285	niep	
Dymek IG-1	1717,2	7286	brak pomiaru	
Dymek IG-1	1730	7287	brak pomiaru	
Dymek IG-1	1780,4	7288	0,1	
Dymek IG-1	1781,7	7289	0,1	
Dymek IG-1	1782,4	7290	1,32	
Dymek IG-1	1783,6	7291	0	
Dymek IG-1	1784,9	7292	0,1	
Dymek IG-1	1785,9	7293	0	
Dymek IG-1	1811,9	7294	niep	
Dymek IG-1	1813,8	7295	niep	

Tabela 1.1.5.8 Wyniki badań przepuszczalności dla próbek skał z rejonu Bełchatowa (przykład).

Pomiar dla każdej próbki powtarzany jest dla co najmniej 3 różnych ciśnień. Proporcjonalność otrzymanych wyników świadczy o laminarności przepływu. Jeśli otrzymana w trakcie pomiaru prosta k = f(1/p) wykazuje niezaniedbywalne nachylenie, wyliczamy poprawkę na efekt Klinkenberga ze wzoru [9]

$$K_K = K - m \times \frac{1}{P} \qquad [9]$$

gdzie: K_K - ekstrapolowana wartoŚĆ współczynnika przepuszczalnoŚci dla nieskoŃczonego ciŚnienia równa przepuszczalnoŚci pomierzonej dla nieŚciŚliwej, niereagujĄcej ze skałĄ cieczy, K - współczynnik przepuszczalnoŚci zmierzony dla Średniego ciŚnienia przepływu P, m - nachylenie krzywej

Przebadano wszystkie skały, z których dało siń wyciĄĆ próbki typu „plugó o długoŚci, co najmniej 4 cm. Otrzymane wyniki zamieszczono w tabeli 1.1.5.8.

Badania PVT mieszanin CO2 i solanek

Badania mieszanin CO2 i wód złoŻowych prowadzono na nowoczesnej, bezrtńciowej aparaturze PVT do badaŃ własŚciwoŚci fazowych płynów złoŻowych (Fig. 1.1.5_5). Zestaw ten jest uŻywany w INiG w Zakładzie Badania ZłóŻ Ropy i Gazu od 2003 roku.

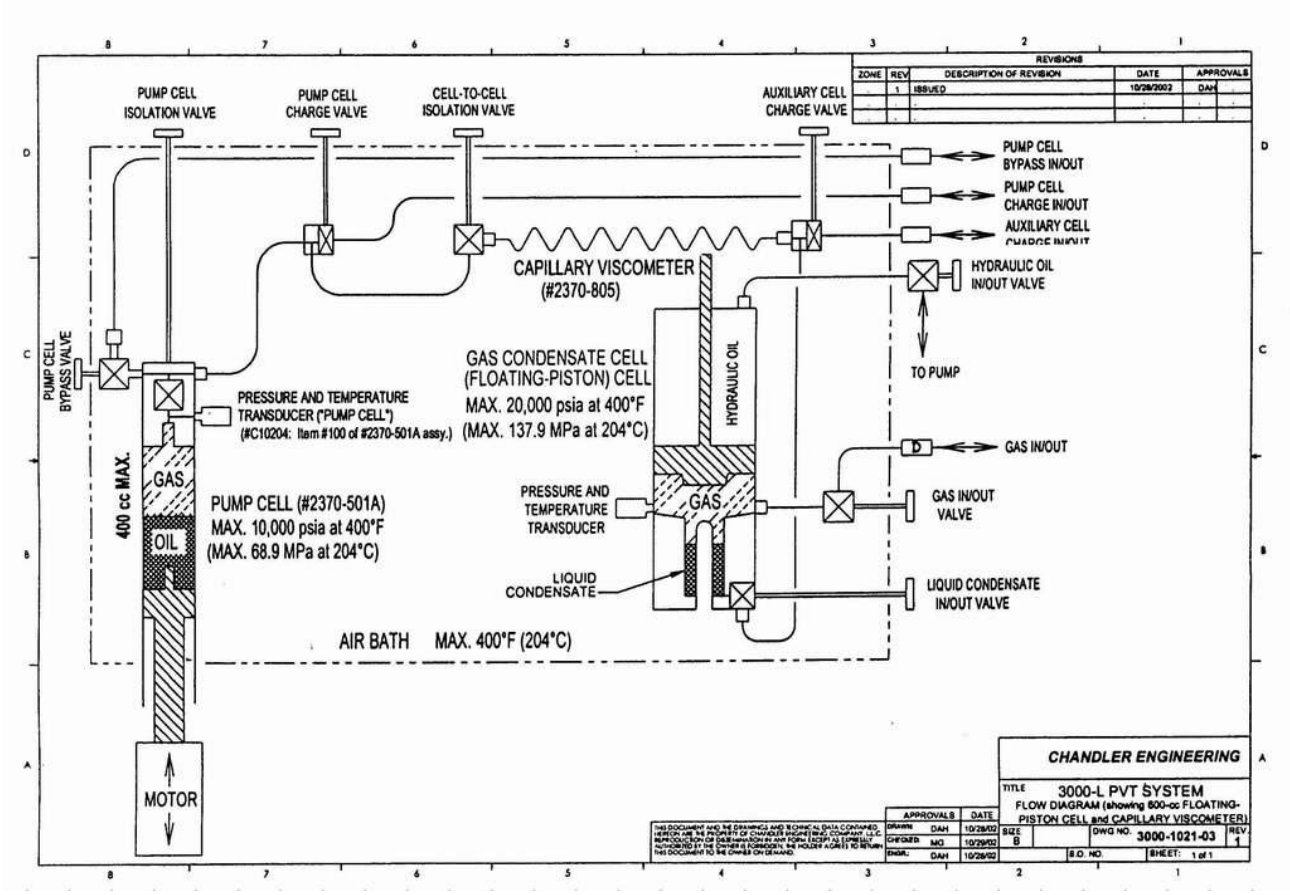


Fig. 1.1.5_5 Schemat poglĄdowy bezrtńciowej aparatury PVT

Procedura badawcza stosowana podczas badaŃ kolejnych mieszanin CO2 i solanki była nastńpująca [patrz Fig. 1.1.5_5]:

1) przygotowywano solankń, w wodzie destylowanej rozpuszczano określonĄ iloŚĆ Środków chemicznych aŻeby osiĄgnąĆ poŻądanego składu chemicznego imitujĄc skład solanki złoŻowej,
2) odmierzonĄ porcjń solanki złoŻowej wprowadzano do komory badawczej,
3) pompĄ próŻniowĄ odpowietrzano próbkń solanki w celu odebrania rozpuszczonego w niej powietrza (próŻnia w komorze),
4) poprzez szczelny układ ciŚnieniowy doprowadzano i nabierano do komory z solankĄ ditlenek

węgla w fazie gazowej,
5) zamykano komorę ciśnieniową, mającą wewnątrz solankę i CO2 w bezpośrednim kontakcie,
6) uruchamiano mieszanie magnetyczne,
7) podnoszono temperaturę przygotowanego układu solanka/gaz do pożądanej wartości dla prowadzenia badania,
8) podnoszono ciśnienie w komorze do pożądanej wartości i używano funkcji *Constant Pressure*, która pozwala na inteligentne monitorowanie oraz utrzymywanie zadanego ciśnienia badawczego w układzie, bacząc na zmiany temperatury i jest to szczególnie istotne podczas podnoszenia temperatury płynów w komorze ciśnieniowej,
9) w celu osiągnięcia równowagi fazowej i maksymalnego nasycenia solanki CO2, próbkę utrzymywano w zadanych warunkach ciśnienia i temperatury przez okres 15 godzin poddając ją nieustannemu mieszaniu,
10) po osiągnięciu stabilizacji fazowej (utrzymując zadane ciśnienie) wytłaczano z komory nadmiarowy gaz, który w danych warunkach PT nie zdołał rozpuścić się w wodzie i odbiór czapy gazowej,
11) tak przygotowaną (nasyconą CO2) solankę rozgazowywano, odbierając i mierząc gaz aż do osiągnięcia ciśnienia atmosferycznego,
12) wytłaczano próbkę z komory mierząc gaz oraz objętość solanki.

Zebranie i podsumowanie uzyskanych wyników badań PVT

W tabeli 1.1.5.9 zebrano rezultaty badań wszystkich solanek wytypowanych do przeprowadzenia analiz PVT na tym etapie projektu. Tabele wzbogacono o wybrane cechy składu zbiornikowej, parametry złożowe oraz skład poszczególnych solanek.

Określona rozpuszczalność CO2 w poszczególnych solankach, zmienia się w zakresie od 12,9 (Radoszyn 1) do 32,1 m3/m3 (Zakrzyn P1). Łatwość rozpuszczania się CO2 w wodach złożowych uzależniona jest od parametrów złożowych oraz cech fizyczno-chemicznych solanki.

Przeprowadzone badania wykazały m.in., że solanki o niższej gęstości charakteryzują się większą zdolnością do rozpuszczania CO2. Gęstość wód złożowych w dużej mierze jest odzwierciedleniem stopnia ich mineralizacji (rys.2.10-2.11), mineralizacja z kolei jest tu m.in. pochodną głębokości zalegania warstwy wodonośnej, głębokość determinuje ciśnienie i temperaturę złożową. Z uwagi na powyższe, analizowanie zdolności rozpuszczania się CO2 w danej solance złożowej winno odbywać się w sposób mający na uwadze ogół wymienionych parametrów/ właściwości fizyczno-chemicznych.

Objaśnienia

BSN – współczynnik objętościowy solanki nasyconej CO2 w war. złożowych, [m3/m3]
PT – warunki ciśnienia i temperatury
Pzł – ciśnienie złożowe, [bara]
RsCO2 – rozpuszczalność CO2 w solance, [m3/m3]
Tzł – temperatura złożowa, [oC]
ρSM – gęstość solanki martwej (w temperaturze 20oC), [g/cm3]
ρSN – gęstość solanki nasyconej CO2 w warunkach (PT) złożowych [g/cm3]
Vgn – objętość gazu w warunkach normalnych, [ncm3]
VSM – objętość solanki martwej, [cm3]
VSN – objętość solanki nasyconej CO2, [cm3]

Tabela 1.1.5.9 Wyniki badaŒPVT solanek dla warunków zğoÕowych wystepujacych w wybranych otworach w rejonie Beğchatowa

Lp.	Nazwa odwiertu	wiek	strop [m]	Warunki złożowe		Skład solanki złożowej [mg/dm^3]								Minerali - zacja [g/dm^3]	Parametry określone w badaniach PVT			
				$P_{zł}$ [bara]	$T_{zł}$ [^{o}C]	Cl	Br	J	Ca	Mg	Fe	Na	K		Rs_{CO2} [m^3/m^3]	B_{SN} [m^3/m^3]	ρ_{SN} [g/cm^3]	ρ_{SM} [g/cm^3]
1	Budziszewice IG1	J1	1325	132	45,5	2916,6	8,54	1,26	394	74	-	1824	140,5	7,092	30,0	1,044	1,018	1,0028
2	Budziszewice IG1	T1	3436	375	110,0	60776	156,62	11,72	9860	4,4	-	27490	750	104,9	25,1	1,067	1,051	1,0716
3	Jeżów IG1	J1	1635	162	49,3	1369,4	7,68	0	27,03	7,6	6	930	17,5	2,66	29,4	1,038	1,021	1,0010
4	Jeżów IG1	J1	1712	167	50,8	8027,78	54,16	1,92	361,72	111,13	18	4250	36	12,96	30,5	1,045	1,022	1,0071
5	Jeżów IG1	T3	1893	187	58,5	39238,91	248,11	1,35	4471,88	796,7	25	17500	150	63,2	25,4	1,043	1,047	1,0413
6	Jeżów IG1	T1	2726	313	77,5	219852	1963,39	3,49	69685	5446,62	75	46000	3700	360	13,0	1,029	1,223	1,2327
7	Kalisz IG1	J1	1185	118	45,1	1315,15	5,6	0,41	101,53	40,84	2,22	724	46	2,56	31,3	1,048	1,014	1,0003
8	Kalisz IG1	P2	3025	339	123,0	201637	1798,47	-	18134,55	4558,5	-	87500	13750	336,6	13,5	1,058	1,166	1,2067
9	Madaje Stare IG1	K1	1478	140	48,0	19	-	-	55	7	1	32	6	0,263	30,9	1,048	1,012	0,9986
10	Madaje Stare IG1	J3	1929	181	62,1	33200	85	3	1950	664	1,2	17500	320	55,9	25,3	1,044	1,040	1,0352
11	Madaje Stare IG1	J3	2178	205	69,4	58900	133	4	3500	1000	1	30400	520	96,2	22,2	1,042	1,061	1,0611
12	Niechmirów IG1	J1	1400	134	52,5	75575,98	747,66	4,5	17424	2894,08	46,55	24750	440	127	20,2	1,035	1,088	1,0855
13	Ożegów IG1	T1	2085	216	71,8	148650	1050	5	19600	4000	35	63750	1900	242	14,6	1,037	1,142	1,1552
14	Ożegów IG1	P2	2538	263	89,2	199100	1400	7	30750	4400	50	82500	2550	328	13,8	1,040	1,190	1,2104
15	Poddębice IG1	J3	2545	252	87,0	76200	81	4	3650	750	83	40500	640	129	21,1	1,047	1,069	1,0770

Lp.	Nazwa odwiertu	wiek	strop [m]	Warunki złożowe		Skład solanki złożowej [mg/dm^3]								Minerali - zacja [g/dm^3]	Parametry określone w badaniach PVT			
				$P_{zł}$ [bara]	$T_{zł}$ [^{o}C]	Cl	Br	J	Ca	Mg	Fe	Na	K		Rs_{CO2} [m^3/m^3]	B_{SN} [m^3/m^3]	ρ_{SN} [g/cm^3]	ρ_{SM} [g/cm^3]
16	Poddębice IG1	K1	2150	212	77,0	15315,7	25,91	0,52	614,17	118,9	16,67	8500	75	25,1	27,3	1,054	1,014	1,0149
17	Poddębice PIG2	K1	2110	210	76,0	44700	42	4,7	2120	347	1,56	27900	265	74,164	24,1	1,054	1,044	1,0518
18	Poddębice PIG2	K2	849	85	35,0	1470	1	1	200	14,9	2,42	1240	18,4	3,752	31,8	1,046	1,017	1,0008
19	Radoszyn 1	P2	2413	261	75,0	208960	2900	-	56500	6010	950	53690	9790	340,21	12,9	1,025	1,228	1,2327
20	Sarnów IG1	K1	1605	159	50,5	28	0	0	14	2	9	132	9	0,377	31,2	1,048	1,012	0,9984
21	Sarnów IG1	J3	2091	207	66,8	48700	91	4	3000	800	42	26500	390	80	25,3	1,051	1,051	1,0534
22	Szwejki IG3	J2	1620	157	46,1	3971,1	6,6	-	456,9	97,2	-	1200	1900	8,7	32,0	1,051	1,016	1,0038
23	Szwejki IG3	T1	3675	363	88,3	154308,8	239,7	-	25009,9	2626,5	134	60500	1200	250,4	17,0	1,040	1,146	1,1580
24	Zakrzyn IG1	J1	1620	161	68,5	29599	-	-	1100	260,8	2,55	18125	250	51,252	23,6	1,050	1,029	1,0328
25	Zakrzyn IG1	T1	3300	423	126,8	223659	-	-	63750	3000	321,5	57125	5325	370,683	13,6	1,051	1,201	1,2349
26	Zakrzyn IG1	P1	4224	559	162,8	55460	-	-	1730,3	31,6	101,67	44688	436,15	115,299	32,1	1,114	1,025	1,0779
27	Zaosie 2	J1	518	50	24,8	709,1	-	-	400,8	0	-	350	80	3,62	26,8	1,038	1,014	0,9995
28	Zaosie 3	J1	915	91	36,1	3900	-	-	1442,8	0	-	1750	120	9,1	30,7	1,042	1,023	1,0045
29	Zaosie 3	T3	1202	126	44,5	9006	-	-	2420,8	0	-	3700	100	21,12	29,4	1,042	1,026	1,0100
30	Zaosie 2	T2	2043	203	68,7	153174,2	919	0	37995,8	2626,5	34,3	52500	500	250,53	14,1	1,034	1,160	1,1716
31	Zgierz IG1	J2	1915	190	62,0	36700	161,9	28,5	3000	232	0,45	20000	283	61,4	24,8	1,044	1,044	1,0405

1.1.6 Charakterystyka hydrogeologiczna formacji wodonoŜnych i geochemiczna pğynów zğoŨowych

Na wstňpie zebrano z dostňpnej literatury podstawowe informacje o pierwiastkach i jonach wystňpujŃcych w pğynach zğoŨowych istotnych dla reakcji mediów zğoŨowych zawierajŃcych CO2 ze skağami.

Dokonano inwentaryzacji danych hydrogeologicznych i hydrogeochemicznych z obszaru badaŒ, istotnych dla bezpieczeŒstwa skğadowania (Lidia Razowska-Jaworek) oraz charakterystyki hydrodynamicznej (Jadwiga Wagner) i hydrogeochemicznej kolektorów (Lidia Razowska Jaworek) celem okreŜlenia moŨliwoŜci kontaktu solanek i/lub zatğaczanego dwutlenku wňgla z wodami sğodkimi, uŨytkowymi.

Na podstawie danych karotaŨowych z gğňbokich otworów w rejonie Beğchatowa okreŜlono maksymalnŃ gğňbokoŜĺ wystňpowania strefy wymiany (mieszania) siň solanek i wód pitnych (Jan Szewczyk).

Natomiast AGH wykonağo symulacjň procesów hydrogeochemicznych (zadanie 1.1.25).

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów zğoŨowych zawierajŃcych CO2 ze skağami

Temp °C	**pH**	**Na^+** mol/kg$_{H2O}$	**K^+** mol/kg$_{H2O}$	**Ca^{++}** mol/kg$_{H2O}$	**Mg^{++}** mol/kg$_{H2O}$	**Sr^{++}** mol/kg$_{H2O}$	**Fe^{++}** mol/kg$_{H2O}$	**Al^{+++}** mol/kg$_{H2O}$
60	4.6	3.27	$1.16 \cdot 10^{-2}$	$7.57 \cdot 10^{-2}$	$3.13 \cdot 10^{-2}$	$1.48 \cdot 10^{-3}$	$6.40 \cdot 10^{-4}$	$1.50 \cdot 10^{-8}$
gęstość g/l		**Cl^-** mol/kg$_{H2O}$	**SO_4^-** mol/kg$_{H2O}$	**Br^-** mol/kg$_{H2O}$	**Alk (OH)** eq/kg$_{H2O}$			**SiO_2** mol/kg$_{H2O}$
1.13		4.8	$7.63 \cdot 10^{-3}$	$2.01 \cdot 10^{-3}$	$1.35 \cdot 10^{-3}$			$3.37 \cdot 10^{-4}$

Tabela 1.1.6.1 Przykğadowy, typowy skğad i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

ObecnoŜĺ CO2 rozpuszczanego w solance powoduje Ũe jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaŜny. Wedğug dotychczasowych badaŒ (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO2 a skağŃ najistotniejsze sŃ zjawiska rozpuszczania i wytrŃcania kalcytu (w mniejszym stopniu innych wňglanów), rozkğadu plagioklazów (w szczególnoŜci albitu na dawsonit i krzemionkň), rozkğadu minerağów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecnoŜci rozpuszczonego kalcytu rozkğada siň na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkň) oraz miki (muskowitu, który w obecnosci rozpuszczonej krzemionki rozkğada siň na skaleŒ potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzŃ jednoczeŜnie, jednakŨe w róŨnym natňŨeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stŃd teŨ nieğatwo jest przewidzieĺ ich wzajemne oddziağywania. StŃd wğaŜnie informacje o obecnoŜci jonów i pierwiastków wymienionych w Tabeli 1.1.6.1 sŃ w istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzŃcych przy i po zatğaczaniu dwutlenku wňgla do górotworu (np. obecnoŜĺ Na^+, Ca^+, Mg^{+2}, SO_4^-).

Inwentaryzacja danych hydrogeologicznych i hydrogeochemicznych (L.Razowska-Jaworek)

W celu wskazania potencjalnych poziomów najlepszych dla geologicznego składowania CO_2 w rejonie Bełchatowa dokonano analizy parametrów hydrogeologicznych głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa. Przeanalizowano około 190 otworów, i ze względu na głębokość, do wstępnej charakterystyki formacji wodonośnych wytypowano 79 otworów wiertniczych ujmujących kompleksy skał o najlepszych właściwościach zbiornikowych i dużym zróżnicowaniu mineralizacji oraz warunków ciśnieniowych, które mogły być potencjalnie zbiornikami do składowania CO_2, czyli triasu, jury i kredy. Otwory ujmowały utwory od kambru po czwartorzęd.

W celu wstępnego wydzielenia formacji wodonośnych, poza otworami, przeanalizowano opracowania kartograficzne oraz materiały archiwalne, w tym między innymi: Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascensyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim (Bojarski, 1996); Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim (Paczyński, Pałys, 1970); Mapa miąższości strefy wód słodkich (zwykłych); Atlas hydrogeochemiczny Polski 1:2000000, (Pałchniewski, 1977); Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. Skala 1:1000000 (Pożaryski, Radwański, 1972); Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiorniki dolnojurajski i dolnokredowy. Katalog otworów wiertniczych i studni głębinowych w utworach kredy dolnej i jury dolnej na Niżu Polskim (Górecki red., 1990).

Przy wydzieleniu formacji o wysokim potencjale do lokowania CO_2 uwzględniano następujące kryteria hydrogeologiczne: głębokość około 1000 ÷ 4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu i dominujące facje piaskowcowe. Ograniczony potencjał posiadają obszary, gdzie facje piaskowcowe są zastąpione drobnoziarnistymi klastycznymi osadami, zredukowana porowatość piaskowców do 10%, miąższość 10-20 m lub głębokość pomiędzy 800-1000 m.

Przeanalizowano 85 zbadanych poziomów zbiornikowych w otworach wiertniczych, w tym: 9 w utworach kredy dolnej z interwału głębokości od 538 do 2150 m, o mineralizacji 0,3-74 g/l, 14 w utworach jury górnej z interwału głębokości 778-3035 m, o mineralizacji 0,2-109 g/l, 20 w utworach jury środkowej z interwału głębokości 815-2485 m, o mineralizacji 1,2-111 g/l, 18 w utworach jury dolnej z interwału głębokości 518-2485 m, o mineralizacji 0,4-51 g/l, 24 w utworach triasu górnego z interwału głębokości 1025-2576 m, o mineralizacji 6-167 g/l.

Spośród 79 otworów z badanego obszaru, w 17 wykonane były badania porowatości i przepuszczalności skał. Osady jury środkowej zbadano w 4 otworach (7 oznaczeń porowatości i 2 oznaczenia przepuszczalności). Osady jury dolnej zbadano w 5 otworach (23 oznaczenia porowatości i 17 oznaczeń przepuszczalności). Osady triasu górnego zbadano w 12 otworach (50 oznaczeń porowatości i 28 oznaczeń przepuszczalności).

Dane hydrogeologiczne, w różnym zakresie, występują dla osadów jury środkowej w 13 otworach, dla jury dolnej w 19 otworach, a dla triasu górnego w 21 otworach.

W celu dokonania badań hydrogeochemicznych zinwentaryzowano wszelkie dostępne dane dotyczące składu chemicznego i parametrów fizyko-chemicznych w badanym rejonie. Zestawiono 143 analizy chemiczne z 65 otworów wiertniczych z głębokości od 518 m do 4224 m, w tym wśród w/w analiz: 34 z utworów permskich, 11 z dolnotriasowych, 7 środkowotriasowych, 24 górnotriasowych, 18 dolnojurajskich, 20 środkowojurajskich, 14 górnojurajskich i 11 kredowych. Przeanalizowano 137 oznaczeń mineralizacji, 140 oznaczeń ciężaru właściwego, 138 oznaczeń Cl i Ca, 110 oznaczeń Na i 76 oznaczeń Br.

Dla wszystkich analiz wykonano bilans anionowo-kationowy w celu oszacowania błędu analizy i usunięto z dalszych badań te analizy, w których błąd był wyższy od 10%. W 20

przypadkach sięgnięto do oryginalnych dokumentacji ze względu na dyskusyjne wartości niektórych składników, np. brak pewności co do jednostek dla Na w bazie PGNiG. Dokonano wglądu w dokumentacje otworów głębokich z powierzchni: Buków 1, Buków 2, Lutomiersk 2, Lutomiersk 3, Bełchatów 8, Bełchatów 9, Bełchatów 10, Bełchatów 11, Rawa Mazowiecka 1, Jeżów IG 1, Szwejki 1, Szwejki IG 3, Zaosie 1, Zaosie 2, Zaosie 3, Żerechowa 1, Żerechowa 2. Ponadto wykorzystano informacje dotyczące badań hydrogeologicznych zawarte w publikacjach: Budziszewice IG 1, Piotrków Trybunalski IG 1, Wrotnów IG 1 z serii Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG.

Charakterystykę hydrogeochemiczną i hydrodynamiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa SA.

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych w celu wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora CO_2 spełniającego kryteria do lokowania.

Do wstępnego oszacowania warunków hydrogeologicznych i hydrogeochemii wytypowano 79 otworów ujmujących kompleksy skał o najlepszych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do sekwestracji CO_2.

Charakterystykę hydrochemiczną i hydrodynamiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne mezozoiku: trias dolny i górny, jurę środkową i dolną oraz kredę dolną

Na mapie dokumentacyjnej (Fig.) zlokalizowano opróbowane otwory wiertnicze odpowiednio dla poszczególnych poziomów stratygraficznych, przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i mineralizację wody w g/l. Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

Przy zaburzeniu reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości sekwestracyjnych kolektorów.

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów (Jadwiga Wagner)

Analizie poddano wyniki badań polowych wykonane wybranych otworach w latach 60., 70. i 80. minionego wieku. Wszystkie badania polowe wykonano w profilu geologicznym w interwale głębokości 1000-3500m.

Badania polowe próbnikiem złożowa wykonano w czasie głębienia otworu:
- zapięcie kablowego próbnika złożowa (niekiedy nie udane) oraz
- zapięcie rurowego próbnika złożowa po zakończeniu wiercenia. Następnie likwidowano kolejne interwały badań za pomocą korka aluminiowego/cementowego w otworze.

Poziomy do badań uruchomiono przez torpedowanie (np. retyk) i hydroperforację (np. lias).
Poziom zbiornikowy opróbowywano zwykle pod butem rur, lub udostępniony był przez perforację rur lub ich obcięcie. Po wykonaniu badań otwory likwidowano przez cementowanie.

W strefie aktywnej wymiany wód podziemnych omawianego obszaru, o głębokości szacowanej na około 100-120 m, znajduje się pięć pięter wodonośnych: jury, kredy, paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu.

Piętro czwartorzędowe występuje na całym omawianym obszarze, przykrywając płaszczem o zmiennej miąższości, od kilku do kilkudziesięciu metrów, starsze piętra wodonośne mezozoiku zapadające pod niewielkim kątem w kierunku NW. Warstwę wodonośną budują piaski i żwiry, zalegające w różnym położeniu w stosunku do glin zwałowych (na glinach, między glinami, pod

glinami) zlodowacenia Środkowopolskiego. Charakter zwierciadła wody jest zmienny: jest ono swobodne, niekiedy lokalnie napięte, przy czym ciśnienie wód przyjmuje wartość do 0,05 MPa. Wydajność studni przeważnie waha się od 30 do 50 m^3/h.

Piętro paleogenu i neogenu występuje na południowym- zachodzie obszaru Bełchatowa, przykrywając płaszczem o zmiennej miąższości starsze piętra wodonośne mezozoiku. Warstwę wodonośną obecną na głębokości od 40 do 90 m, budują głównie piaski kwarcowe, niekiedy piaskowce, przykryte piaskami, lokalnie glinami zwałowymi czwartorzędu. Charakter zwierciadła wody jest zmienny: na ogół swobodne, lokalnie napięte, przy czym ciśnienie wód przyjmuje wartość do 0,05 MPa. W rejonie Bełchatowa wydajność studni przeważnie waha się od 10 do 20 m^3/h (w utworach pliocenu), a do 50 m^3/h i więcej (w utworach oligocenu).

Poziom górnej kredy zalega w profilu geologicznym w północno-wschodniej oraz zachodniej rubieżach regionu Bełchatowa bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom szczelinowo- krasowy budują wapienie i margle na głębokości od 60 do 120 m prowadzące wody pod ciśnieniem do 0,5 MPa. Studnie charakteryzują się wydajnością 30-70 m^3/h. Wapienie, margle i opoki występują na głębokości od kilku do 100 m. Wody szczelinowe pozostają pod ciśnieniem do 1MPa. Wydajność studni 10- 60 m^3/h, lokalnie od kilku do 200 m^3/h.

Poziom dolnej kredy zalega w profilu geologicznym we wschodniej części badanego regionu bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom porowo- szczelinowy, budują piaski i piaskowce położone na głębokości od kilku do kilkuset metrów, prowadzące wody pod ciśnieniem do kilku MPa. Studnie charakteryzują się wydajnością 15-80 m^3/h, sporadycznie do 140 m^3/h.

Poziom jury górnej zalega w profilu geologicznym w północnej części badanego obszaru bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom szczelinowo- krasowy budują wapienie oolitowe z krzemieniami. Wody występują pod ciśnieniem. Wydajność pojedynczej studni pozostaje w przedziale 10-30 m^3/h, natomiast w części południowej jest wyższa, mieści się w przedziale wartości 70- 150 m^3/h. Miąższość utworów jury górnej jest zredukowana na kontakcie z obrzeżeniem Gór świętokrzyskich oraz w pobliżu i na lokalnych strukturach solnych. W niecce mogileńskiej położonej na NW rubieży stwierdzono maksymalne miąższości do 880 m oraz głębokość występowania jury górnej do 3300 m (Bojarski, 1996). Gradienty ciśnień są bardzo niskie i przyjmują wartość około 1,0 MPa/10 m. Jedynie w obrębie struktur solnych (okolice miejscowości Dębina, Zgierz) są nieco wyższe.

Poziomy jury dolnej i środkowej wykształcone są w postaci piaskowców i mułowców z przewarstwieniami łupków oraz wapieni i zlepieńców (jura dolna) i piaskowce i mułowce z wkładkami iłów i syderytów, iły, piaskowce i mułowce z wkładkami margli i zlepieńców (jura środkowa). Poziomy wodonośne, ujęte studniami, na głębokości od 20 do 110 m. Wody pozostają pod ciśnieniem do 0,9 MPa. Obecne są liczne źródła. Wydajności pojedynczej studni wynosi 10-30 m^3/h, w części południowej osiągają 70-150 m^3/h.. Utwory jury dolnej wykształcone są w pełni w postaci kilku naprzemianległych serii piaskowcowych i mułowcowo-ilastych. W centralnej części niecki łódzko- mogileńsko- szczecińskiej, utwory liasu mają największe miąższości do 1150 m i sięgają do głębokości około 3350 m (Bojarski, 1996). Całkowitej redukcji ulegają one w obrębie obrzeżenia Gór świętokrzyskich. Wysady solne redukują lub podnoszą utwory liasu, stwarzając korzystniejsze warunki dla przemieszczania się wód i solanek (Prochazka, 1974). Bardzo dobre własności zbiornikowe piaskowców jury dolnej powodują na skłonach obszarów alimentacyjnych głęboki zasięg wód infiltracyjnych. Bardzo niskie wartości ciśnienia o gradientach 0,95-1,06 x 10^3 hPa/10m, stwarzają korzystne warunki do ascenzyjnego przemieszczania się solanek (Bojarski, Półchniewski i in., 1990). Wody zwykłe o znaczeniu użytkowym, udokumentowane głębokimi otworami i ujęte studniami występują na dużym obszarze w obrębie południowej części basenu liasowego. W rejonie Dymek- Gomunice, solanki występują zaledwie kilka kilometrów od obszaru wód zwykłych. Duża różnica mineralizacji i ciśnień pomiędzy triasem a jurą dolną stwarza możliwość wertykalnego przenikania solanek.

Poziom górnotriasowy (retyk) wykształcony jest w postaci wodonośnych iłowców i mułowców z

wkładkami piaskowców. Ich przepuszczalność, głównie szczelinowa, maleje wraz z głębokością. Ośrodek skalny, tylko dzięki szczelinom otwartym i drożnym, jest wodonośny do głębokości ok. 100- 120 m. Głębiej zaciskanie szczelin powoduje że skały stają się nieprzepuszczalne. Zwierciadło wody jest napięte przez półprzepuszczalne ogniwa triasu i jury. Wydajność studni waha się na ogół poniżej 10 m^3/h.

Poziom dolnego i środkowego triasu (pstry piaskowiec i wapień muszlowy) zalega w profilu geologicznym poniżej poziomu górnotriasowego. Poziom wodonośny zbudowany jest z piaskowców, mułowców, iłowców z wkładkami zlepieńców. Pstry piaskowiec górny- kajper jest reprezentowany przez serię mułowcowo- ilastą z wkładkami wapieni. Trias jest reprezentowany przez piaskowce o średniej przepuszczalności typu porowego, zaliczane do piaskowca pstrego. Utwory triasu zalegają na głębokości około 1500- 5000 m. Największe stwierdzone miąższości wynoszą około 2300 m. W brzeżnych częściach basenu utwory triasu występują kilkaset metrów od powierzchni terenu, a ich miąższość ulega znacznej redukcji, do kilkudziesięciu metrów. Utwory triasu, a w szczególności utwory piaskowca pstrego środkowego przebite są całkowicie lub częściowo licznymi strukturami solnymi, które mogą mieć wpływ na wysoką mineralizację wód głębinowych. Struktury solne i wysady solne przebijające utwory mezozoiku i neogenu ciągną się strefą o przebiegu NW-SE wzdłuż niecki szczecińsko- mogileńsko- łódzkiej (Bojarski, 1996). Warunki ciśnieniowe pomiędzy dolomitem głównym a piaskowcem pstrym są stabilne. Wąska strefa ciśnień o gradientach 1,35 x10^3 – 1,49 MPa/10m ciągnie się równolegle do dużej struktury solnej Łodawy (na północ od omawianego obszaru) i jest z nią genetycznie związana. (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne występujących w omawianym obszarze warstw wodonośnych kredy, jury i zalegające głębiej trias są zróżnicowane, niekiedy w granicach tych samych poziomów wodonośnych. Określono je na podstawie badań laboratoryjnych rdzenia skały według danych archiwalnych i badań z 2009 r.

Piaskowce liasu (Tabela 1.1.6.2) charakteryzują się średnią porowatością wynoszącą według danych archiwalnych 3- 17%, a według badań laboratoryjnych z 2009 r. (zadanie **1.3.2** - INiG) 0,5 – 31,5 % przy średniej 14,3 %. Mają zmienną przepuszczalność, od nieprzepuszczalnych do przepuszczalnych (231 mD). Z uwagi na rozsypliwość piaskowców liasu zdarzały się sytuacje, podczas badań gdy nie oznaczono przepuszczalności. Odsączalność piaskowców nie była niestety w w/w latach badana laboratoryjnie. **Piaskowce doggeru** charakteryzują się średnią porowatością, która wynosi według danych archiwalnych 1,3- 21%, a według badań laboratoryjnych w 2009 r. 1,1 – 24,6% przy średniej 13,3 %. Są to skały o bardzo zmiennej przepuszczalności od nieprzepuszczalnych do półprzepuszczalnych (42 mD). Wapienie malmu są skałami o małej i średniej porowatości (4,5-17%) i są skałami od nieprzepuszczalnych do słabo przepuszczalnych (do ok. 150 mD). W poszczególnych otworach głębokich stwierdzono piaskowce o wyjątkowo korzystnych parametrach zbiornikowych, np. Tuszyn 9 (głęb. 2550m), Lutomiersk 3 (głęb. 2470m), Kalisz IG1 (głęb. 1152 m) i Niechmirów IG1 (głęb. 823,8 m).

Tabela 1.1.6.2 Parametry hydrogeologiczne w piętrze wodonośnym jury w otworach z rejonu Bełchatowa

Stratygrafia	Ośrodek skalny	Porowatość [%]	Porowatość z badań laborator. w 2009 r. [%]	Przepuszczalność [mD]
Jura górna	wapienie	1,00-16,89		150
Jura środkowa	piaskowce mułowce iłowce	1,29-21,25 2,57-6,74 0,17-2,58	**średnia 13,3** **zakres: 1,1 – 25,3 (maks - Niechmirów IG1)**	42 2,7
Jura dolna	piaskowce iłowce	2,97-16,96 0,17-2,58	**średnia 14,3** **zakres 0,5 – 31,5 (maks - Kalisz IG1)**	231

Tabela 1.1.6.3 Parametry hydrogeologiczne w piętrze wodonośnym triasu w otworach z rejonu Bełchatowa

Nazwa otworu	Trias górny nierozdzielony	Trias górny Retyk	Trias górny Kajper	Trias środkowy	Trias dolny
Biała Wielka IG1	n 1-5% k b.o.				
Bełchatów 6	n 6,6-16,7% k 1,6mD	n 0,75% k 34,5mD		n 11,5% k b.o.	n 0,3-8,3 k b.o.
Kalisz IG 1	n 1-2% k b.o.	1-20% k b.o.	b.o.	N 2,6 – 3,0%	
Studzianna IG 2	n 1,50-19,2% k 0,7-11,6mD	n 5,0-19,2% k 0,7-11,6mD	n 1,4-8,7% k 0,07-1,0mD	n 1,4-8,7% k 0,07-1,0mD	n 0,70-8,3% k 0,5-31,4mD
Badania laboratoryjne w 2009 r	**n śr. 9,6 % 0,7 – 25,6 %**				**n śr. 6,9 % 0,9 – 26,8 %**

n porowatość [%], k przepuszczalność [mD], .o. brak oznaczeń

W utworach triasowych (Tabela 1.1.6.3) porowatość na ogół jest mała i średnia, rzadko przekracza wartość 15%. Dla triasu górnego z badań laboratoryjnych uzyskano wartości od 0,7 do 25,6 % przy średniej 9,6%, a dla triasu dolnego od 0,9 do 26,8 % przy średniej 6,9 %. Współczynnik filtracji, rzadko oznaczony na próbkach rdzenia, świadczy o występowaniu w profilu skał półprzepuszczalnych. Gradient ciśnienia złożowego w głębokich poziomach przekracza gradient ciśnienia hydrostatycznego. Ruch wód w stropowych ogniwach triasu odbywa się pod wpływem ciśnień hydrostatycznych, natomiast w głębokich poziomach triasu ruch wód jest uzależniony od ciśnień geostatycznych i geodynamicznych.

Zasilanie i drenaż wód podziemnych. Zasilanie odbywa się przez infiltrację opadów atmosferycznych na wychodniach oraz poprzez słabo przepuszczalny nadkład. Moduł infiltracji efektywnej jest bardzo zróżnicowany przestrzennie. Wartość jego zależy od wielkości opadów i przepuszczalności skał odsłaniających się na powierzchni terenu. Moduł odpływu podziemnego w zlewni dolnej Pilicy wynosi 271 $m^3/d*km^2$ (Herbich, Dąbrowski, Nowakowski, 2003). Hydrogeologicznie omawiany obszar leży w zlewni Pilicy i Warty. Naturalnymi strefami drenażu są dopływy w/w rzek, a dla głębiej położonych warstw wodonośnych są w/w rzeki. Funkcję drenażu pełnią ponadto liczne ujęcia wód podziemnych.

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów (Lidia Razowska-Jaworek)

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i obecnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpnięcia górnicze lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego; Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu opracowania charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego wód z 79 otworów i wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki

hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód bńdĹcego wskaĹnikiem szczelnoŜci kolektora. (Tabela 1.1.6.4)

Charakterystykń hydrogeochemicznĹ kolektorów mezozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych wystĹpujĹcych w profilu stratygraficznym regionu BeğchatowaspeğniajĹcych podstawowe kryteria dla lokowania CO_2. SĹ to: ğğbokoŜÍ 800 ï 4000 m, miĹąszoŜÍ ponad 20 m i obecnoŜÍ izolujĹcego nadkğadu. Te warunki speğniajĹutwory jury Ŝrodkowej i dolnej oraz triasu górnego i dolnego.

Poziomy wodonoŜne kredy dolnej i jury górnej zostağy wykluczone. W basenie niecki ğódzkiej poziom górnojurajski eksploatowany jest od wielu lat bardzo intensywnie, co doprowadziğo do znacznego obniŞenia zwierciadğa wody i zaburzenia reĞimu hydrodynamicznego. Wody sğodkie, o mineralizacji 0,4 g/l siĹgajĹtu do ğğbokoŜci okoğo 1700 m, a najğğbsze studnie z ujĹciami wód do okoğo 900 m. Natomiast w utworach jury górnej, w rejonie Sarnów-Nadaje, zaledwie 250 m ğğbiej, mineralizacja wód jest wiĹksza o 80-115 g/l, a róŞnica ciŚnieŒ wynosi 45 MPa. W przypadku odnowienia siĹ szczelin na skğonach istniejĹcych tu wğğbnych struktur solnych moŞe nastĹpiĺ przepğyw pionowy wód górnojurajskich ku powierzchni, co wyklucza moŞliwoŜÍ skğadowania CO_2.

Tabela 1.1.6.4 Skğad fizyko-chemiczny wód ğğbokich poziomów wodonoŜnych w rejonie Beğchatowa

	Ciężar właściwy	Minerali-zacja	Cl	Na	Ca	Br	Wskaźnik Na/Cl	Interpretacja
	g/cm^3	g/l				mg/l		
Jura środkowa (n=20)								
średnia	1,001	17,2	10,35	7,46	1,55	100,5	0,87-1,27	1-2
maksimum	1,082	111,4	69,86	33,43	17,42	161,9		
minimum	1,013	1,2	0,124	0,036	0,027	6,6		
Jura dolna (n=18)								
średnia	1,017	23,2	14,071	7,46	1,55	151,8	0,84-1,014	3-4
maksimum	1,093	127,0	75,58	33,43	17,42	747,6		
minimum	1,001	0,46	0,07	0,036	0,027	0,06		
Trias górny (n=24)								
średnia	1,034	52,94	33,19	16,84	4,35	471,2	0,59-1,006	3-6
maksimum	1,149	167,2	95,85	54,95	20,2	1280,0		
minimum	1,003	6,0	3,19	2,07	0,12	22,0		
Trias dolny (n=11)								
średnia	1,162	235,5	142,9	55,37	26,08	714,6	0,58-0,90	5-6
maksimum	1,254	370,7	223,7	82,11	69,7	1963,4		
minimum	1,073	104,9	60,8	27,49	6,81	156,6		

Jura Ŝrodkowa

Mineralizacja wód doggeru jest bardzo zróŞnicowana i waha siĹ od 1,2 do 111 g/l, przy Ŝredniej 17,2 g/l. CiĹŞar wğaŚciwy wynosi od 1,013 do 1,082 g/cm^3. Solanki jury Ŝrodkowej charakteryzujĹ siĹ nieznacznym stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,87-1,27, co Ŝwiadczy o kontakcie z wodami infiltracyjnymi. ZawartoŚci Na wynoszĹod 0,04 do 33,4 g/l, Ŝrednio 7,5 g/l, Cl wynoszĹ od 0,12 do 69,9 g/l, Ŝrednio 10,3 g/l.

Jura dolna

Bardzo dobre wğaŚciwoŚci zbiornikowe piaskowców jury dolnej powodujĹna skğonach obszarów alimentacyjnych ğğboki zasiĹg wód infiltracyjnych. Mineralizacja wód liasu jest przeciĹtnie wiĹksza od wód doggeru i waha siĹ od 0,5 do 127 g/l, przy Ŝredniej 23,2 g/l. Solanki jury dolnej charakteryzujĹsiĹ na sğabym i Ŝrednim stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,84-1,01, co

oznacza ograniczony kontakt z wodami infiltracyjnymi. W składzie solanek dominują Na i Cl, które wynoszą 0,04-33,4 g/l i 0,07-75,6 g/l, przy średnich dla Na 7,5 g/l, a dla Cl 14 g/l. Utwory jury dolnej charakteryzują się bardzo niskimi wartościami ciśnienia o gradientach G = 0,95-1,06 MPa/10 m, co nie stwarza zagrożenia dla pionowego (ascensyjnego) przemieszczania się solanek (Bojarski, Pługochniewski i in., 1990). Nieznaczny przepływ typu lateralnego może nastąpować w czasie geologicznym od centralnych części niecki ku jego brzegom. Wynika to ze zbyt małych różnic gradientów ciśnień i dość dużej odległości solanek o mineralizacji 100 g/l od granicy wód zwykłych. Najbardziej predysponowany do przepływu wód z głębszych części basenu rejon Dymek-Gomunice, gdzie solanki występują zaledwie kilka kilometrów od obszaru wód zwykłych.
W utworach jury dolnej nie stwierdzono zależności mineralizacji od głębokości (Fig.1.1.6_1).

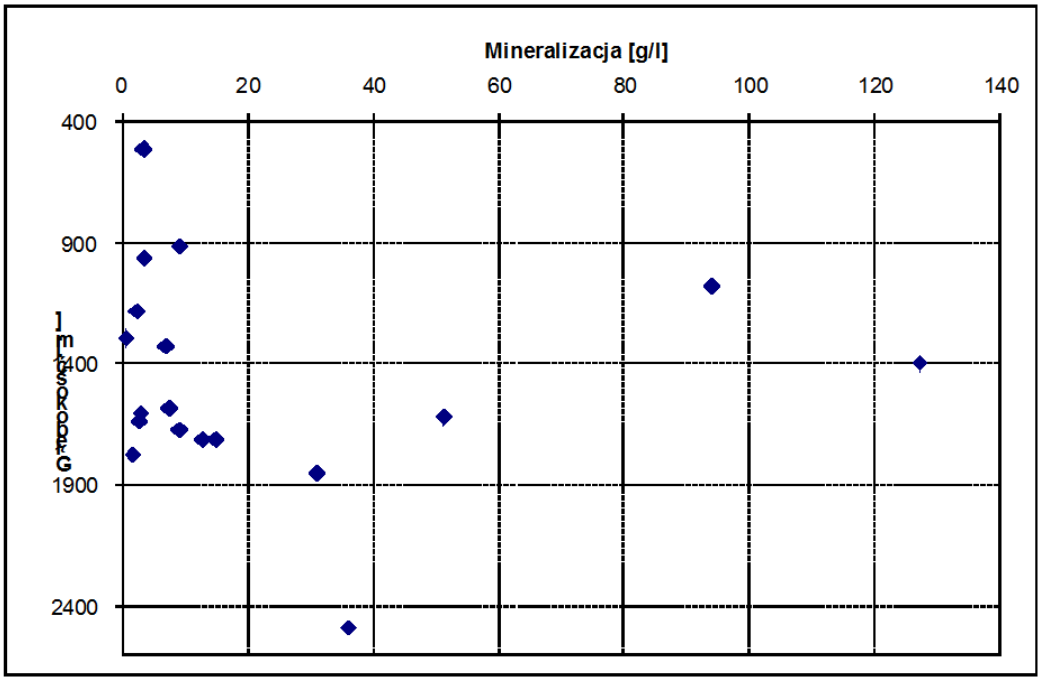


Fig. 1.1.6_1 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu poziomu jury dolnej w rejonie Bełchatowa

Trias górny
Mineralizacja wód waha się w granicach: od 6 g/l do 167,2 g/l, średnio 53 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 2 do 55 g/l, średnio 16,8 g/l, Cl wynoszą od 3,2 do 95,8 g/l, średnio 33,2 g/l. Występują tu głównie solanki reliktowe o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,59-1, oraz lokalnie solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych.

Trias dolny
Mineralizacja wód waha się w granicach: od 105 g/l do 370,7 g/l, średnio 235 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 27,5 do 82,1 g/l, średnio 55,4 g/l, Cl wynoszą od 60,8 do 223,7 g/l, średnio 142,9 g/l.
Solanki nasycone o bardzo wysokiej mineralizacji od 300 do 370 g/l otoczone aureolą solanek o mineralizacji 200-300 g/l występują na prawie całym badanym obszarze. Występują tu również solanki reliktowe o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,59-0,90, oraz lokalnie solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych. Bardzo wysoką mineralizacją solanek, 350-377 g/l, stwierdzono w zachodniej części niecki łódzkiej (Bojarski, 1996).

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO_2 (Lidia Razowska-Jaworek)

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO_2.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wysokości mineralizacji ogólnej (Tabela 1.1.6.6 i 1.1.6.5) i wskaźników hydrochemicznych określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO_2. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem molarnym Na/Cl, wagowym Cl/Br i molarnym SO_4-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl<0,75; Cl/Br<300 i SO_4x100/Cl<l.

Duży wzrost jonu Ca^{2+} przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na^+ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO_2.

Tabela 1.1.6.5 Charakterystyka typów genetycznych wód i warunków do lokowania CO_2

Typ genetyczny	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO_2
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o długowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Aby ocenić stopień szczelności kolektorów, zastosowano uproszczona metodykę na podstawie tzw. typów genetycznych wód. Wydzielono 6 typów genetycznych wód ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji. Typy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO_2), typy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO_2, a typy 5 i 6 to wody reliktowe, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO_2. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jeden z 6 typów, co zostało zestawione w tabeli.

Tabela 1.1.6.6 Typy genetyczne wód formacyjnych w otworach w rejonie Bełchatowa

Nazwa otworu	X	Y	Wiek	Strop	Spąg	Q	Miner	CW	Na/Cl	Cl/Br	Klasa
Bełchatów 10	528968	394538	J1	1670	1680	0,02	9,20	1,01	0,97		**3**
Bełchatów 10	528968	394538	J2	1500	1505	0,03	2,00	1,01			**1**
Bełchatów 10	528968	394538	T3	1752	1763	0,02	21,50	1,01	0,93		**3**
Bełchatów 11	529337	393306	J1	1607	1615	0,03	3,00	1			**1**
Bełchatów 11	529337	393306	J2	1508	1515	0,2	3,10	1	1,16		**1**
Bełchatów 11	529337	393306	T3	1745	1750	0,2	32,40	1,02	0,89		**3**
Bełchatów 7	528478	391411	J2	1548	1555		16,90	1,01			**3**
Bełchatów 7	528478	391411	T3	1618	1627	1,3	6,00	1			**2**
Bełchatów 7	528478	391411	T3	1644	1652	3,1	8,00	1,01	1,01		**1**
Bełchatów 9	527821	395888	J1	1850	1855	0,01	30,90	1,02	0,90	290272,9	**3**
Bełchatów 9	527821	395888	T3	1938	1942	0,03	68,60	1,05	0,81		**4**
Bełchatów Geo4	545273	382604	J2	1360	1375		17,59	1,01	1,02		**2**
Bełchatów Geo4	545273	382604	J3	783	817		1,37	1			**1**
Budziszewice IG1	560923	426721	J1	1325	1355	9	7,09	1,01	0,96	194,0	**3**
Budziszewice IG1	560923	426721	T1	3436	3497	0,12	104,90	1,07	0,70	388,0	**5**
Buków 1	558167	418227	T3	1652	1667		55,94	1,04	0,74		**5**
Buków 2	561575	414620	T3	2576	2590	0,04	167,20	1,15	0,88	74,9	**5**
Gidle 2	537648	345454	T1	1973	2078	9,3	151,10	1,11	0,78	169,7	**5**
Gidle 5	456289	357208	T1	2154	2160	1,5	294,20	1,2	0,70		**5**
Gidle 5	456289	357208	T3	1685	1725	18,5	19,40	1,01			**3**
Gomunice 3	527767	369883	J1	960	970	3,5	3,50	1			**1**
Gomunice 3	527767	369883	J2	815	845	3,3	1,25	1			**1**
Gomunice 3	527767	369883	T3	1025	1040	3	6,00	1	0,90	161,2	**3**
Gomunice 4	524102	364950	J1	1297	1312	1,1	0,46	1			**1**
Gomunice 4	524102	364950	T3	1715	1740	0,4	22,41	1,02			**2**
Granice 2	546998	354647	J1	1777	1798	0,36	1,61	1			**1**
Granice 2	546998	354647	J2	1777	1798	0,36	1,61	1			**1**
Jeżów IG1	570792	434879	J1	1635	1657	3	2,66	1	1,05	178,3	**2**
Jeżów IG1	570792	434879	T1	2726	3062	0,18	360,00	1,25	0,34	112,0	**6**
Jeżów IG1	570792	434879	T3	1893	1899	0,06	63,20	1,05	0,69	158,2	**5**
Kalisz IG1	449397	432078	J1	1185	1205	3,5	2,56	1	0,85	234,8	**3**
Kamieńsk 1	537745	369580	J3	778	800	1,3	0,20	1			**1**
Madaje Stare IG1	506546	439366	J3	2178	2198	0,19	96,20	1,07	0,80	442,9	**4**
Milianów 2	541106	334207	T3	1376	1381	4,8	22,70	1,02	0,66		**4**
Niechmirów IG 1	489144	392422	J1	1400	1420	6,8	127,00	1,09	0,50	101,1	**6**
Niechmirów IG 1	489144	392422	T3	1517	1536	6	148,60	1,11	0,49	118,7	**6**
Ołęgów IG 1	496704	371910	T1	2085	2097	0,3	242,00	1,16	0,66	141,6	**6**
Poddębice IG1			J3	2545	2572	3,43	129,00	1,09	0,82	940,7	**4**
Radłocin 1			J1	1081	1085	6,9	94,00	1,06	0,93	231,9	**3**
Radziątków 1	536373	384601	J2	1618	1681	25,4	11,26	1,01			**3**
Radziątków 1	536373	384601	T3	1618	1681	25,4	11,26	1,01	0,93		**3**
Radziątków 2	536373	384601	J2	1302	1393	17,3		1,01			
Radziątków 3	536373	384601	J2	1375	1444	18,5	6,51	1	1,09		**1**
Radziątków 3	536373	384601	T3	2465	2475	0,09		1,08	0,62	202,6	**6**
Radziątków 5	541573	385075	T3	2375	2400		124,90		0,63		**5**
Sarnów IG1	508896	442761	J3	2091	2105	2,9	80,00	1,06	0,84	535,2	**4**
Siomki 1	544149	387598	J2	1766	1823	2,5	30,83	1,02			
Siomki 2	543222	386978	J3	950	985	0,7		1			
Siomki 2	543222	386978	T3	1659	1662	0,48	40,66	1,03	0,83	114,4	**4**
Szwejki IG3			J2	1620	1650	14,9	8,70	1,01	0,47	601,7	**2**
Szwejki IG3			T1	3675	3710	1,39	250,40	1,17	0,60	643,8	**5**
Tuszyn 9	539382	408962	J1	2485	2490	0,03	35,99	1,03	0,84		**4**
Tuszyn 9	539382	408962	J2	1905	1915	0,9	7,38	1	0,99		**3**
Wartkowice 1			J3	1683	1696	4,2	62,93	1,04		1671,7	**2**
Wartkowice 2			J3	1549	1567	5	80,02	1,06	0,86	405,0	**2**
Wartkowice 3			J2	2142	2170	4,1	111,41	1,08	0,87	525,2	**2**
Wartkowice 3			J3	1715	1781	5,2	109,21	1,07	0,90	1585,7	**2**
Wieluń 2	466637	375231	T1	1938	2006	6,6	175,52	1,12		184,5	**5**
Wieluń 3	480672	369911	T1	1625	1655	0,5	150,90	1,11	0,84		**2**
Wieluń 6	493532	380896	T1	1995	2002	0,79	326,10	1,22	0,58	391,1	**6**
Wieluń 6	493532	380896	T3	1533	1553	0,5	108,50	1,08	0,65	151,7	**6**
Zakrzyn IG1	447245	446556	J1	1620	1640	14	51,25	1,04	0,94		**3**
Zakrzyn IG1	447245	446556	T1	3300	3316	0,24	370,68	1,25	0,39		**6**
Zaosie 2	564468	421272	J1	518	533	6,3	3,62	1	0,54		**2**
Zaosie 3	563068	419865	J1	915	925	1,05	9,10	1,01	0,69		**4**
Zaosie 3	563068	419865	T3	1202	1355	2,83	21,12	1,02	0,63		**6**
Zgierz IG1	538349	455131	J2	1915	1930	0,66	61,40	1,04	0,84	226,7	**4**

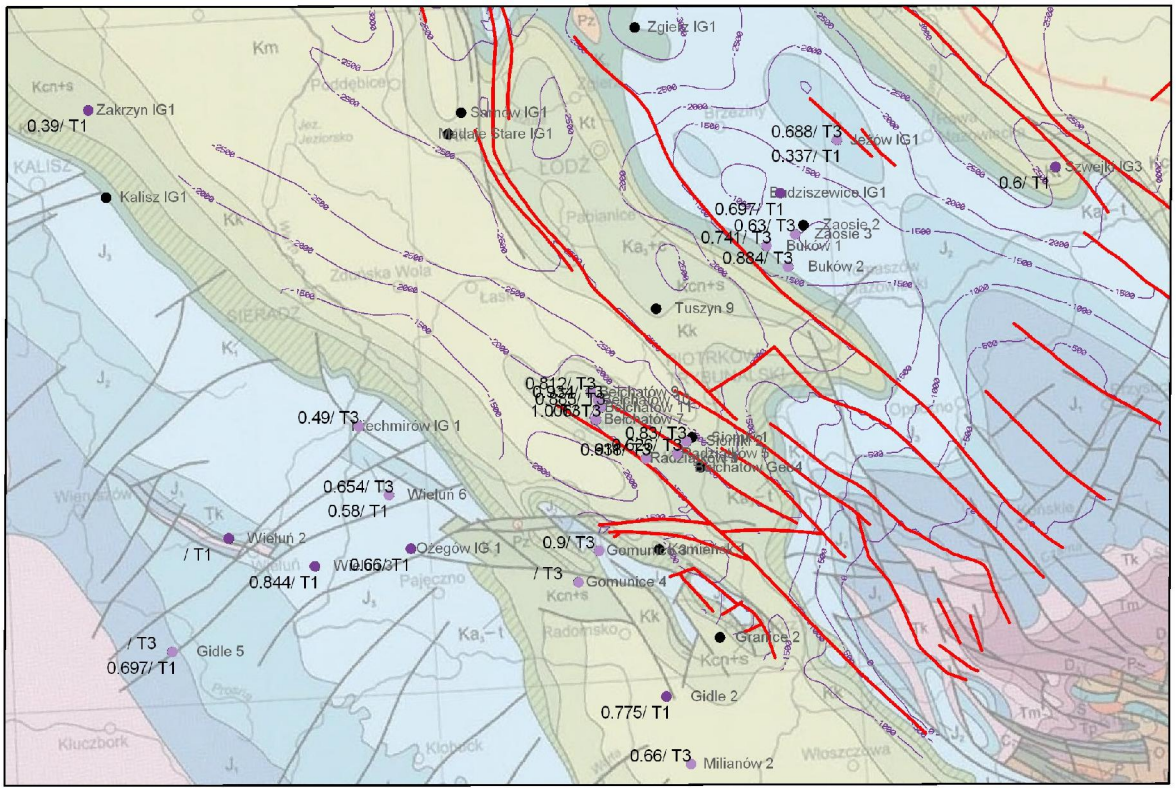


Fig. 1.1.6_2 WskaŁnik Na/Cl w wodach piŕtra triasowego w rejonie BeğchatowA na tle budowy geologicznej obszaru

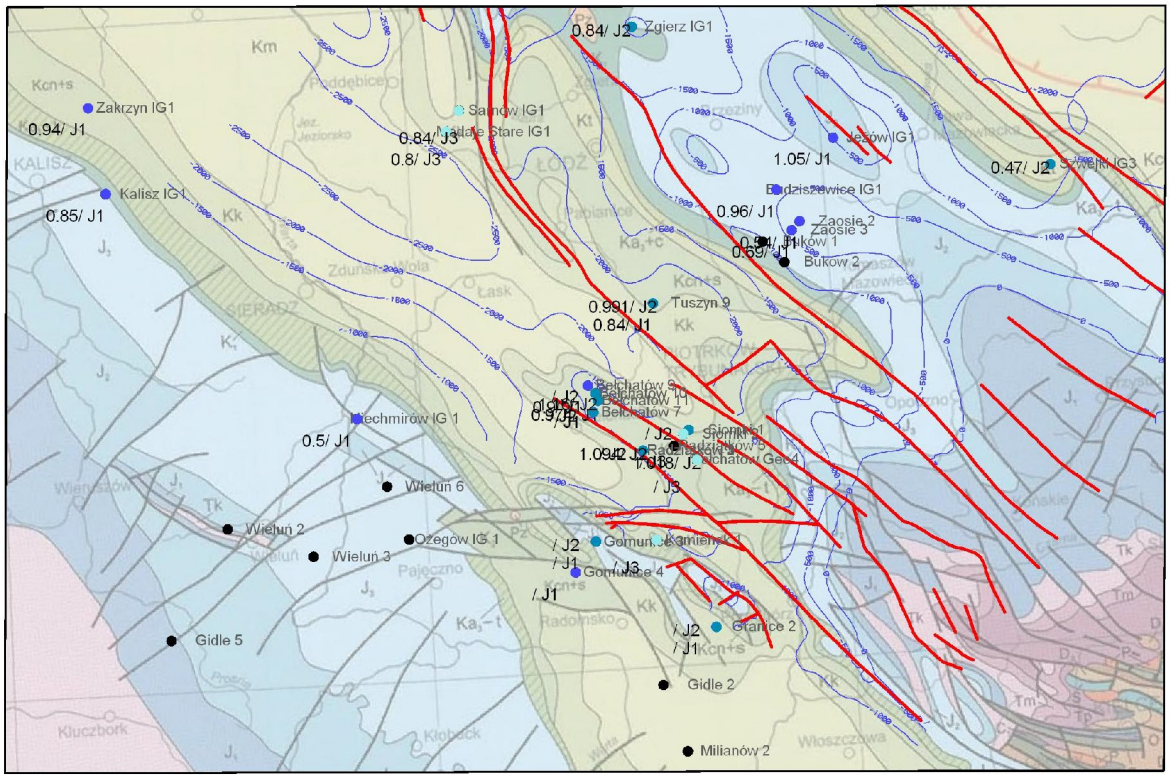


Fig 1.1.6_3 WskaŁnik Na/Cl w wodach piŕtra jurajskiego w rejonie BeğchatowA na tle budowy geologicznej obszaru

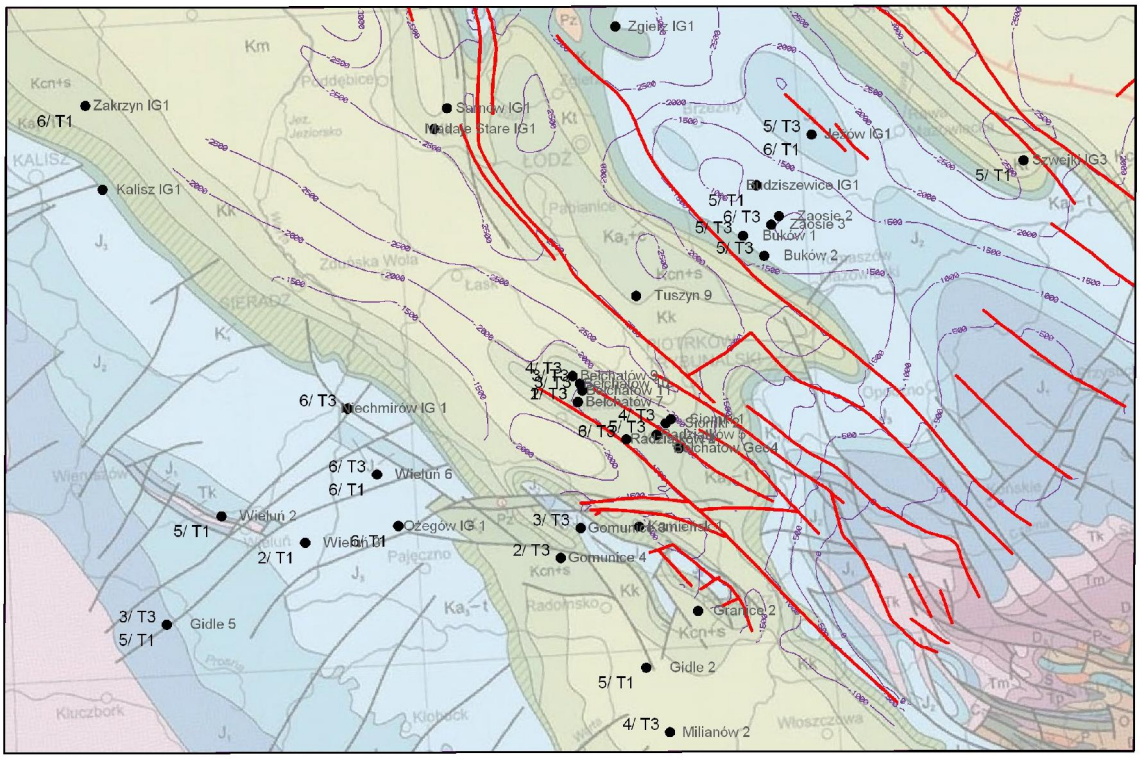


Fig. 1.1.6_4 Typy genetyczne wód piętra triasowego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

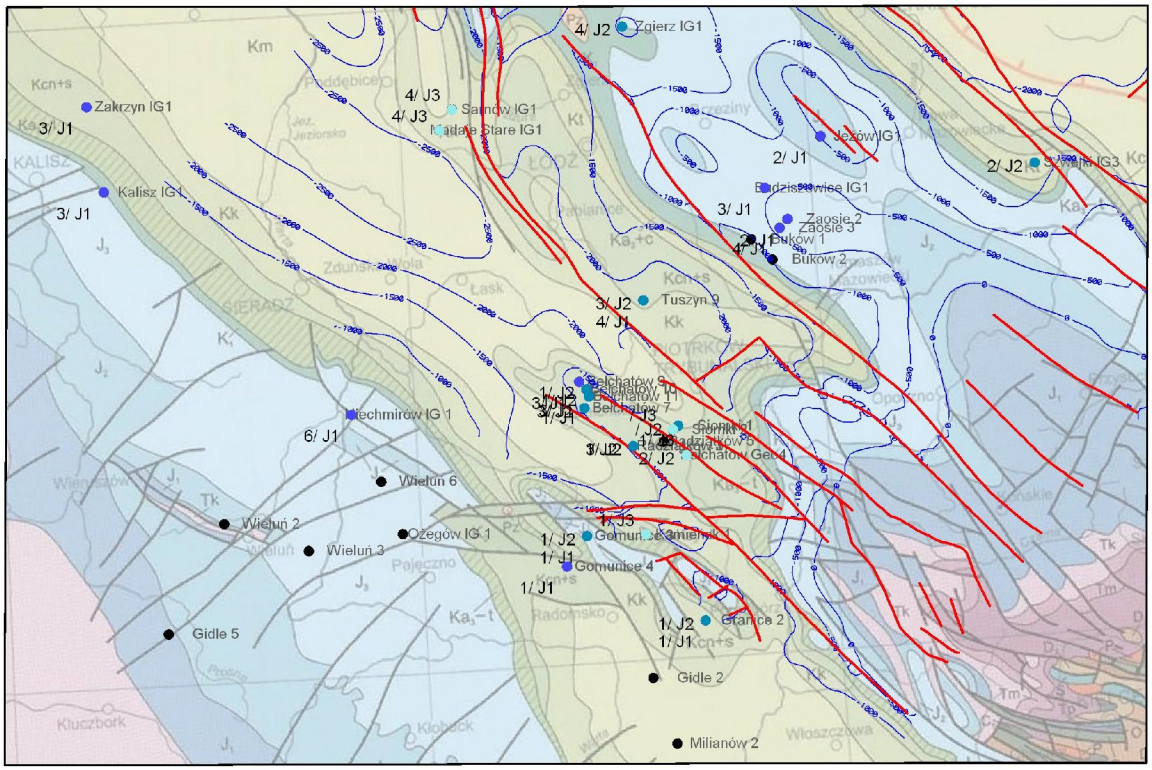


Fig. 1.1.6_5 Typy genetyczne wód piętra jurajskiego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (fig. 1.1.6.3.2 i 1.1.6.3.3), przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i wskaźnik Na/Cl. Postępujący stopień przemian chemicznych wyraża niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg^{2+} powyżej 30% mval świadczy o zachodzących wtórnych procesach długowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych. Występowanie wód typu HCO_3-Na świadczy o istnieniu wymiany wód w górnej części basenu i słabej izolacji kolektora.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

Na mapach (fig 1.1.6_4 i 1.1.6_5) przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i typ genetyczny wody jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych.

W utworach triasowych dominują typy genetyczne 5 i 6 czyli wody reliktowe, świadczące o kolektorach o bardzo dobrej szczelności. Jedynie w rejonie samego Bełchatowa i Gomunic są to typy 3 i 2, czyli wody, które miały kontakt z wodami infiltracyjnymi bądź będące pod wpływem wysadów solnych.

W utworach jurajskich występują wszystkie typy genetyczne, ale przeważają typy od 1 do 4. Od południowego-zachodu, czyli wychodni jury dolnej i środkowej są to typy 1 i 2 czyli wody infiltracyjne, świadczące o nieszczelnych kolektorach, natomiast ku północnemu-zachodowi przeważa typ 4, czyli wody zmetamorfizowane świadczące o dosyć szczelnych kolektorach.

Powyższa interpretacja zostanie wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO_2 oraz wyborze stref wyłączonych.

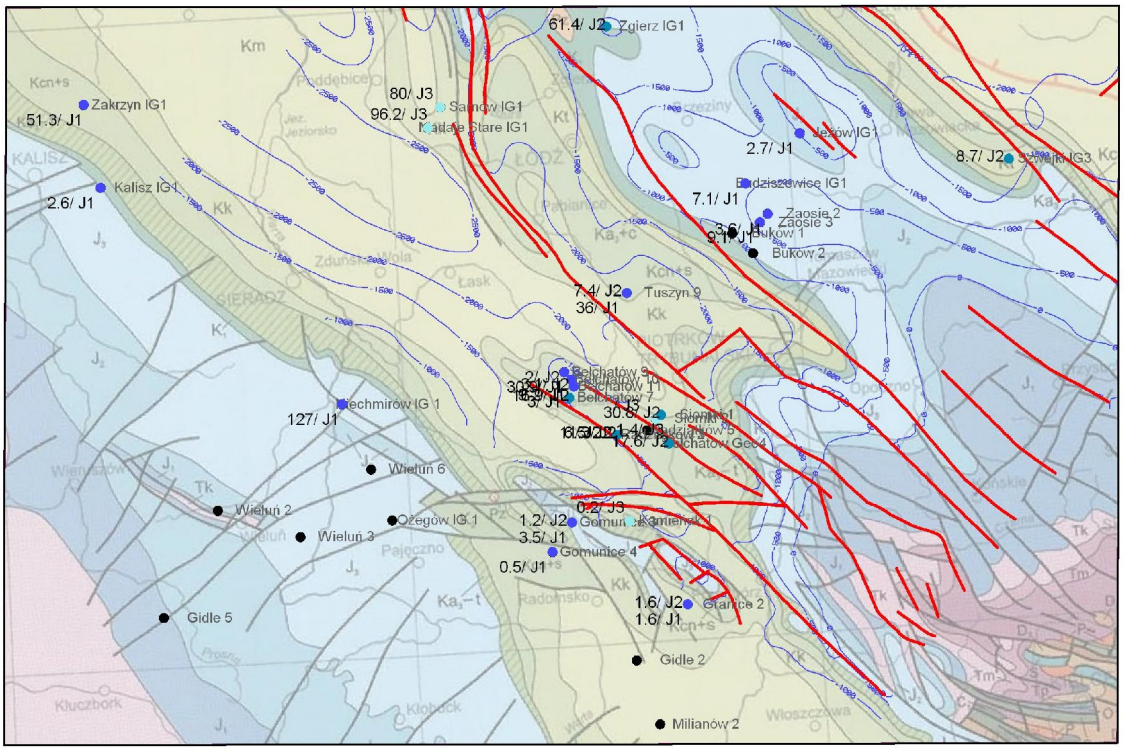


Fig. 1.1.6_6 Mineralizacja ogólna wód piętra jurajskiego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

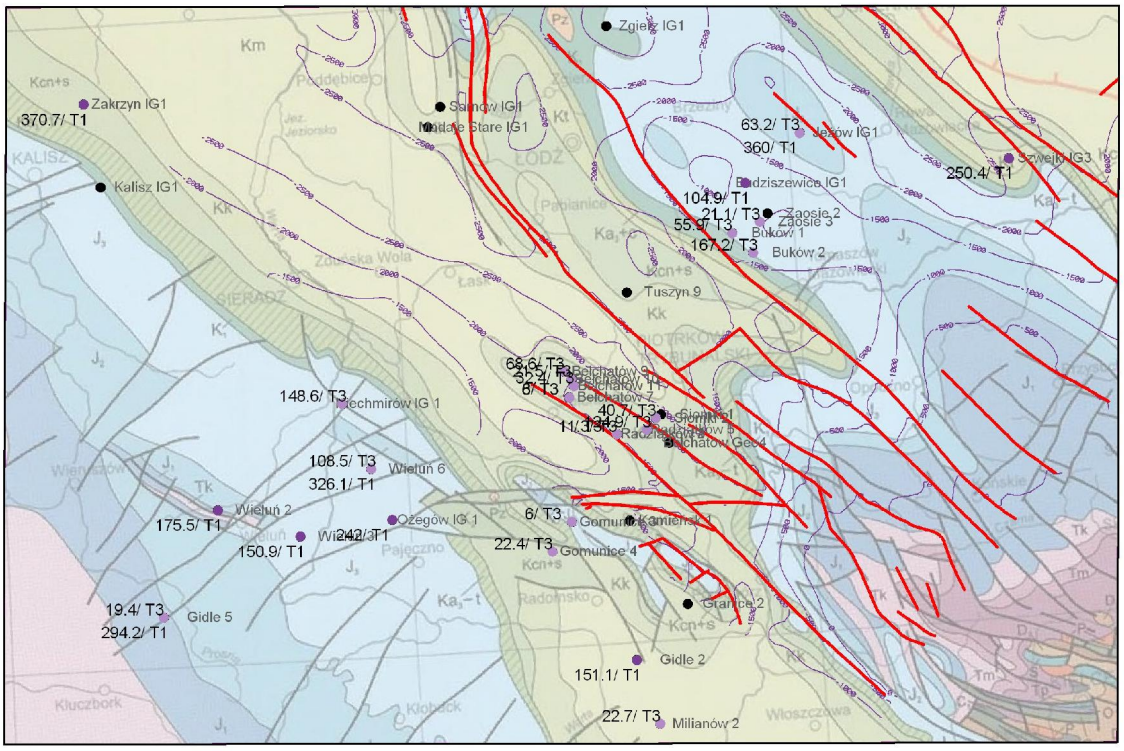


Fig. 1.1.6_7 Mineralizacja ogólna wód piętra triasowego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

Głębokość występowania strefy wymiany (mieszania) się solanek i wód słodkich (Jan Szewczyk)

Szczelność struktur geologicznych ma z oczywistych względów kluczowe znacznie dla zagadnienia sekwestracji CO_2. Jednym z możliwych wskaźników szczelności struktury może być stopień metamorfizmu wód podziemnych tzn. stopień stagnacji wód warstw wodonośnych występujących w danej strukturze. Najpopularniejszym i najszerzej dostępnym wskaźnikiem stopnia wymiany wód jest sumaryczna mineralizacja wód (sucha pozostałość TDS). W przypadku istnienia analiz składu chemicznego stopień wymiany wód może być oceniany również na podstawie relacji między wybranymi elementami składu wód. Może to być np. równoważnikowy wskaźnik sodowo-chlorkowy (rNa/rCl), bądź wskaźnik chlorkowo-bromowy (Cl/Br). Teoretycznie najlepszym wskaźnikiem odnawialności wód bądź izotopowe wskaźniki wieku wód (C-14, Cl-36é). Badania takich wskaźników dokonywane są w praktyce bardzo rzadko, a na analizowanym obszarze całkowicie ich brak. Wspólnym mankamentem wszystkich w/w metod jest konieczność posiadania próbek wód, które można uzyskać wyłącznie na podstawie bardzo mało reprezentatywnych opróbowań hydrogeologicznych.

Źródłem informacji na temat mineralizacji wód mogą być wyniki badań geofizycznych (metody elektrometryczne i profilowania geofizyki wiertniczej). W wykonanych pracach interpretacyjnych przyjęto, że wartości oporności rzeczywistej warstwy są w sposób dostatecznie dokładny odwzorowywane przez wartości oporności rejestrowanej standardową sondą gradientową. Generalnie w analizowanych otworach wiertniczych oporność wód złożowych wykazywała monotoniczny spadek wraz z głębokością (poza oporności wód w kredzie dolnej). Na podstawie tej analizy dla części otworów, dla których było to możliwe, ustalono przybliżoną głębokość występowania wód o mineralizacji mniejszej niż około 10 g/dm^3. Na ogół poniżej tak wyznaczonej

granicy następował bardzo szybki wzrost mineralizacji wraz głębokością. Na Fig. 1.1.6_8 przedstawiono mapę głębokości ocenianej na tej podstawie strefy wymiany. Uzyskany obraz jest spójny i niesprzeczny z istniejącymi danymi hydrogeologicznymi.

Podsumowując uzyskane wyniki widać konieczność prowadzenia wyprzedzających prac metodycznych pozwalających na właściwą interpretację istniejących danych archiwalnych tak geofizycznych, jak i geologicznych.

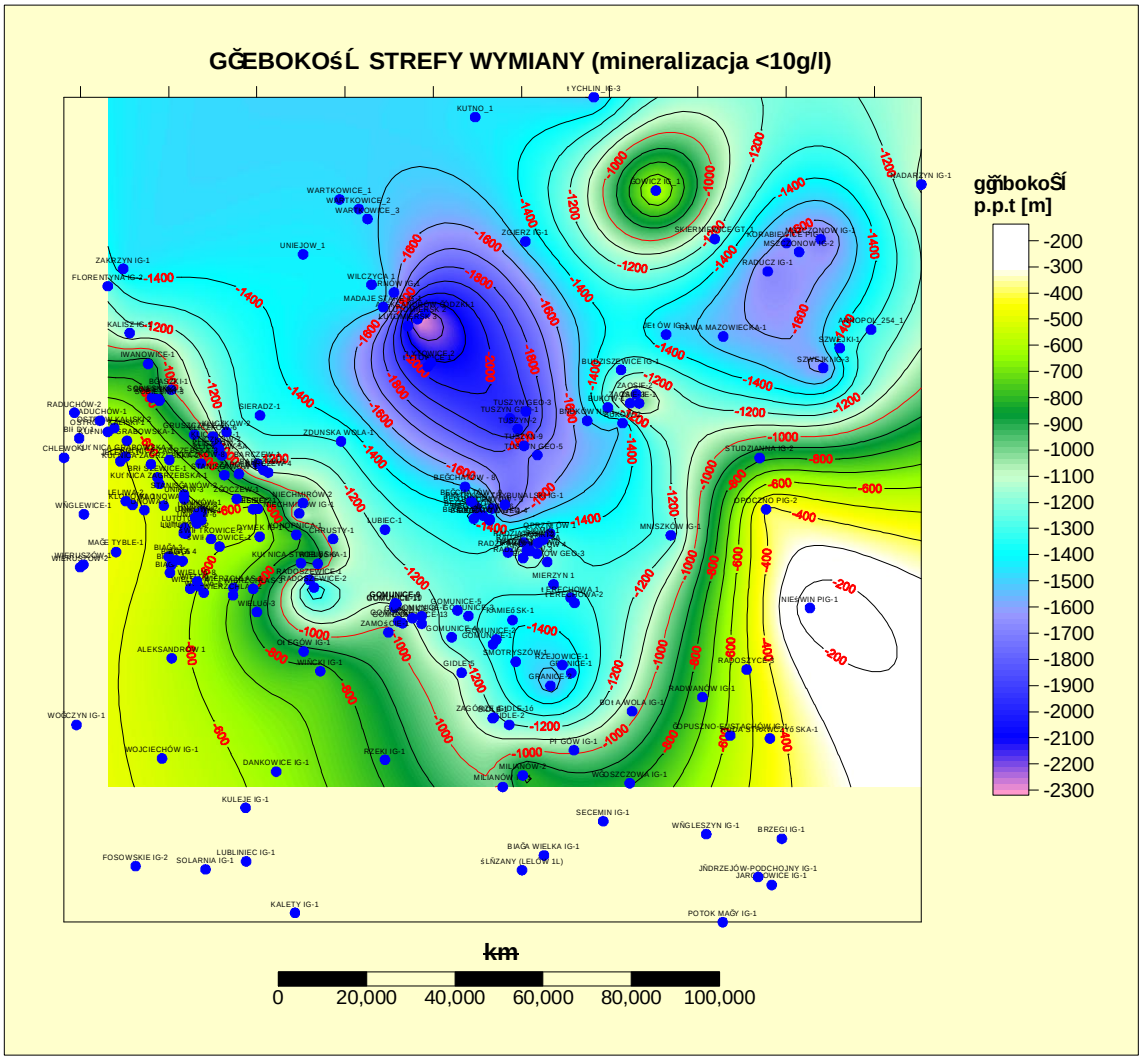


Fig. 1.1.6_8 Maksymalna głębokość strefy wymiany (mieszania) solanki z wodami słodkimi.

Parametry zbiornikowe i symulacje zgłębowe – potencjał składowania (1.1.25 – AGH)

System krążenia wód podziemnych w rejonie Bełchatowa obejmuje kilka warstw wodonośnych piaskowców, od bardzo drobnoziarnistych do średnioziarnistych, czasami gruboziarnistych. Są to naporowe warstwy wodonośne, przedzielone półprzepuszczalnymi i/lub praktycznie nieprzepuszczalnymi iłołupkami, mułowcami i mułowcami piaszczystymi. Przepuszczalne piaskowce stanowią od 40 - 80% całkowitej miąższości dolnej jury.

Większość dostępnych informacji o parametrach hydrogeologicznych skał dolnej jury zawarta jest w bazie danych przygotowanej w związku z wydaniem atlasów geotermalnych (Górecki et al, 1990, 1995).

Porowatość skał dolnojurajskich zmienia się dość regularnie w dwu subpopulacjach o normalnym charakterze rozkładu. Piaskowce drobno i średnioziarniste, stanowiące najczęstsze typy dolnojurajskich skał wodonośnych, mają średnią porowatość około 20,4%.

Oznaczony laboratoryjnie współczynnik filtracji (k_{10}) dla drugiej podstawowej subpopulacji charakteryzuje się rozkładem logarytmiczno-normalnym. Zmienia się od $1{,}3 \cdot 10^{-7}$ do $4 \cdot 10^{-5}$ [m/s] (od0,017 do 5,22 D) przy wartości $k_{10} = 1{,}8 \cdot 10^{-6}$ [m/s] (0,187 D).

Współczynniki filtracji uzyskane podczas testowania głębokich otworów w tym regionie (30 otworów) zmieniają się od $2 \cdot 10^{-7}$ do $8 \cdot 10^{-5}$ [m/s] (do 0,021 do 8,3 D). Średnia wartość kształtuje się około $5 \cdot 10^{-6}$ [m/s] (0,52 D).

Biorąc pod uwagę także rezultaty badań w otworach hydrogeologicznych (zlokalizowanych w pobliżu wychodni) Górecki et al (1995) podaje jako średnią wartość współczynnika filtracji $k_{10} = 3 \cdot 10^{-5}$ [m/s] (3,12 D).

W skali makroregionalnej, dla całego basenu dolnojurajskiego, poszczególne warstwy wodonośne mogą być traktowane jako jeden połączony system hydrauliczny. W skali lokalnej dla rozpatrywanego obszaru da się wydzielić 4 niezależne piaskowcowe warstwy wodonośne (A,B,C,D), przedzielone mułowcami i iłowcami (Tabela 1.1.6.7).

Obliczenia geochemiczne na przykładzie wybranego otworu

Przyjęto jako dane podstawowe informacje z wiercenia otworu Jeżów IG-1, ze względu na stosunkowo bliskie położenie struktury Zaosie oraz reprezentatywny skład (zasolenie >10 [g/dm^3] zalecane przez większość badaczy.

W Tabeli 1.1.6.7 przedstawiono podział warstw wodonośnych w otworze Jeżów IG-1 wg Zawiszy. Wyniki analiz chemicznych wody z utworów hettangu pokazano w Tabeli 1.1.6.8.

Tabela 1.1.6.7 Wydzielone warstwy wodonośne dla odwiertu Jeżów IG-1 w utworach dolnej jury wg L. Zawiszy

Warstwa	**Głębokość [m]**
A – warstwa wodonośna toarsu górnego	678-890
B – warstwa wodonośna górnego pliensbachu (domer)	1020-1125
C - warstwa wodonośna synemuru	1390-1442
D - warstwa wodonośna hettangu	1635-1770

Tabela 1.1.6.8 Wyniki analiz chemicznych wody z odwiertu JeĽów IG-1 z utworów dolnej jury (warstwa D)

Parametr	**WartoŚĆ parametru**
Odczyn pH	6
CiężAr wĄaŚciwy, [kg/m^3]	1009,3
Suma skĄadników staĄych, [mg/dm^3]	12900,00
Typ genetyczny wody	Cl-Ca
SkĄad jonowy wody, [mg/dm^3]	
- kationy	
Na^+	4250,00
K^+	36,00
Ca^{2+}	361,73
Mg^{2+}	111,13
Fe^{3+}	18,00
- aniony	
Cl^-	8027,78
Br^-	54,16
J^-	1,92
HCO_3^-	170,51
WskaŹniki hydrochemiczne:	
rNa/rCl	0,82
rCl-rNa/rMg	4,55
rCa/rMg	1,97
rNa/rK	200,84
Cl^-/Br^-	148,22
Br/J	28,16

Z wykorzystaniem symulatora SOLMINEQ zbudowano model rekombinacyjny wody na dnie otworu JeĽów IG-1. Wykonano obliczenia wstępne geochemicznego wpĄywu zatĄaczania CO_2 na wodę. Wyniki obliczeŃ zestawiono w Tabelach 1.1.6.9, 1.1.6.10, 1.1.6.11 i 1.6.1.12.

Tabela 1.1.6.9 Wyniki rekombinacji skĄadu wody zĄoŽowej (odwiert JeĽów IG-1) dla temperatury 25º[C] i ciŚnienia 100 [bar]

Parametry ogólne				
Odczyn pH	6,0			
CiŚnienie parcjalne CO_2, [bar]	0,128			
ZasadowoŚĆ ogólna, [mg/dm^3]				
- HCO_3^-	0,1705E+03			
- CO_3^{2-}	0,8308E+02			
- $CaCO_3$	0,1398E+03			
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm^3]				
- H_2CO_3	0,2558E+03			
- HCO_3^- suma	0,1705E+03			
- CO_3^{2-} suma	0,5305E-01			
SkĄad jonowy wody				
ZawartoŚĆ	ZawartoŚĆ jonów	AktywnoŚĆ	Współczynnik	$-Log_{10}$

jonów zmierzona	obliczona	jonów	aktywnoŝci jonów	aktywnoŝci
[mg/dm^3]	[mg/dm^3]			
Ca^{2+}361,73	0,3575E+03	0,2859E-02	0,3193	2,5439
Mg^{2+}111,13	0,1098E+03	0,1703E-02	0,3757	2,7687
Na^{+}4250,00	0,4187E+04	0,1320E+00	0,7222	0,8794
K^{+}36,00	0,3552E+02	0,6343E-03	0,6958	3,1977
Cl^{-}8027,78	0,7929E+04	0,1562E+00	0,6958	0,8064
HCO_3^{-}170,51	0,1614E+03	0,1949E-02	0,7339	2,7103
H^{+}	0,1241E-02	0,1000E-05	0,8091	6,0000
OH^{-}	0,2426E-03	0,1016E-07	0,7095	7,9932
Fe^{2+}18,00	0,1764E+02	0,1012E-03	0,3193	3,9948
$CaCO_3$	0,4091E-01	0,4324E-06	1,0541	6,3641
$CaHCO_3^{-}$	0,9458E+01	0,7176E-04	0,7642	4,1441
$CaOH^{+}$	0,2983E-04	0,4008E-09	0,7642	9,3971
$FeCl^{+}$	0,5875E+00	0,4665E-05	0,7222	5,3312
$FeCl_2$	0,1823E-08	0,1522E-13	1,0541	13,8176
$FeOH^{+}$	0,3168E-02	0,3251E-07	0,7448	7,4880
$Fe(OH)_2$	0,2177E-07	0,2563E-12	1,0541	12,5912
$FeOOH^{-}$	0,1185E-09	0,9972E-15	0,7448	15,0012
H_2CO_3	0,2558E+03	0,4362E-02	1,0541	2,3603
CO_3^{2-}	0,2006E-01	0,9114E-07	0,2716	7,0403
KCl	0,9203E+00	0,1306E-04	1,0541	4,8841
KCO_3^{-}	0,9351E-04	0,6792E-09	0,7173	9,1680
$MgCO_3$	0,1182E-01	0,1483E-06	1,0541	6,8290
$MgHCO_3^{+}$	0,4590E+01	0,3899E-04	0,7222	4,4090
$MgOH^{+}$	0,3668E-03	0,6888E-08	0,7729	8,1619
NaCl	0,1609E+03	0,2912E-02	1,0541	2,5358
$CaCl_2$	0,1159E+01	0,1105E-04	1,0541	4,9566

Tabela 1.1.6.10 Wyniki rekombinacji skğadu wody zğoŨowej (odwiert JeŨów IG-1) dla temperatury 40°[C] i ciŝnienia 100 [bar]

Parametry ogólne				
Odczyn pH	5,9			
Ciŝnienieparcjalne CO_2, [bar]	0,171			
ZasadowoŝĆ ogólna, [mg/dm^3]				
- HCO_3^{-}	0,1705E+03			
- CO_3^{2-}	0,8385E+02			
- $CaCO_3$	0,1398E+03			
Rozpuszczony wňgiel nieorganiczny, [mg/dm^3]				
- H_2CO_3	0,2558E+03			
- HCO_3^{-} suma	0,1705E+03			
- CO_3^{2-} suma	0,7260E-01			
Skğad jonowy wody				
ZawartoŝĆ jonów zmierzona	ZawartoŝĆ jonów obliczona	AktywnoŝĆ jonów	Współczynnik aktywnoŝci jonów	-Log$_{10}$ aktywnoŝci
[mg/dm^3]	[mg/dm^3]			
Ca^{2+}361,73	0,3566E+03	0,2790E-02	0,3125	2,5544

Mg^{2+}111,13	0,1099E+03	0,1674E-02	0,3690	2,7762
Na^{+}4250,00	0,4186E+04	0,1312E+00	0,7178	0,8821
K^{+}36,00	0,3545E+02	0,6285E-03	0,6908	3,2017
Cl^{-}8027,78	0,7928E+04	0,1550E+00	0,6908	0,8095
HCO_3^{-}170,51	0,1602E+03	0,1923E-02	0,7297	2,7161
H^{+}	0,1579E-02	0,1267E-05	0,8061	5,8971
OH^{-}	0,6053E-03	0,2518E-07	0,7049	7,5989
Fe^{2+}18,00	0,1734E+02	0,9738E-04	0,3125	4,0116
$CaCO_3$	0,6472E-01	0,6838E-06	1,0536	6,1651
$CaHCO_3^{-}$	0,1172E+02	0,8850E-04	0,7605	4,0530
$CaOH^{+}$	0,8703E-04	0,1164E-08	0,7605	8,9342
$FeCl^{+}$	0,1072E+01	0,8457E-05	0,7178	5,0728
$FeCl_2$	0,6700E-08	0,5590E-13	1,0536	13,2526
$FeOH^{+}$	0,6922E-02	0,7063E-07	0,7407	7,1510
$Fe(OH)_2$	0,1563E-06	0,1840E-11	1,0536	11,7353
$FeOOH^{-}$	0,7307E-09	0,6114E-14	0,7407	14,2137
H_2CO_3	0,2558E+03	0,4361E-02	1,0536	2,3605
CO_3^{2-}	0,2315E-01	0,1025E-06	0,2649	6,9891
KCl	0,1057E+01	0,1500E-04	1,0536	4,8240
KCO_3^{-}	0,1059E-03	0,7642E-09	0,7127	9,1168
$MgCO_3$	0,1487E-01	0,1865E-06	1,0536	6,7293
$MgHCO_3^{+}$	0,4354E+01	0,3676E-04	0,7178	4,4347
$MgOH^{+}$	0,9498E-03	0,1775E-07	0,7694	7,7508
NaCl	0,1619E+03	0,2930E-02	1,0536	2,5332
$CaCl_2$	0,1364E+01	0,1299E-04	1,0536	4,8862

Tabela 1.1.6.11 Wyniki rekombinacji skğadu wody zğoŨowej (odwiert JeŨów IG-1) dla temperatury 40°[C] i ciŜnienia 100 [bar] z dodanym CO_2 w stňŨeniu 4%

Parametry ogólne	
Odczyn pH	3,62
CiŜnienie parcjalne CO_2, [bar]	35,85
ZasadowoŜĺ ogólna, [mg/dm^3]	
- HCO_3^{-}	0,1900E+03
- CO_3^{2-}	0,9345E+02
- $CaCO_3$	0,1558E+03
Rozpuszczony wňgiel nieorganiczny, [mg/dm^3]	
- H_2CO_3	0,5357E+05
- HCO_3^{-} suma	0,1900E+03
- CO_3^{2-} suma	0,4310E-03

Skğad jonowy wody			
ZawartoŜĺ jonów zmierzona	ZawartoŜĺ jonów obliczona	AktywnoŜĺ jonów	Wspóğczynnik aktywnoŜci jonów
[mg/dm^3]	[mg/dm^3]		
Ca^{2+}361,73	0,3561E+03	0,2786E-02	0,31
Mg^{2+}111,13	0,1097E+03	0,1672E-02	0,3690
Na^{+}4250,00	0,4186E+04	0,1312E+00	0,7178
K^{+}36,00	0,3545E+02	0,6285E-03	0,6908
Cl^{-}8027,78	0,7928E+04	0,1550E+00	0,6908
HCO_3^{-}170,51	0,1787E+03	0,2145E-02	0,7297
H^{+}	0,2965E+00	0,2380E-03	0,8061
OH^{-}	0,3189E-05	0,1327E-09	0,7

Fe^{2+}18,00	0,1734E+02	0,9741E-04	0,3125
$CaCO_3$	0,3841E-03	0,4058E-08	1,0536
$CaHCO_3^-$	0,1306E+02	0,9859E-04	0,7605
$CaOH^+$	0,4578E-06	0,6122E-11	0,7605
$FeCl^+$	0,1072E+01	0,8460E-05	0,7178
$FeCl_2$	0,6702E-08	0,5592E-13	1,0536
$FeOH^+$	0,3648E-04	0,3722E-09	0,7407
$Fe(OH)_2$	0,4340E-11	0,5107E-16	1,0536
$FeOOH^-$	0,1080E-15	0,9041E-21	0,7407
H_2CO_3	0,5357E+05	0,9133E+00	1,0536
CO_3^{2-}	0,1375E-03	0,6093E-09	0,2649
KCl	0,1057E+01	0,1500E-04	1,0536
KCO_3^-	0,6291E-06	0,4541E-11	0,7127
$MgCO_3$	0,8826E-04	0,1107E-08	1,0536
$MgHCO_3^+$	0,4851E+01	0,4095E-04	0,7178
$MgOH^+$	0,4997E-05	0,9340E-10	0,7694
NaCl	0,1619E+03	0,2930E-02	1,0536
$CaCl_2$	0,1362E+01	0,1298E-04	1,0536

Tabela 1.1.6.12 Wyniki rekombinacji skğadu wody zğoŨowej (odwiert JeŨów IG-1) dla temperatury 40º[C] i ciŜnienia 100 [bar] z dodanym CO_2 w stňŨeniu 4%

Parametry ogólne			
Odczyn pH	3,60		
CiŜnienie parcjalne CO_2, [bar]	35,85		
ZasadowoŜĺ ogólna, [mg/dm^3]			
- HCO_3^-	0,1905E+03		
- CO_3^{2-}	0,9367E+02		
- $CaCO_3$	0,1562E+03		
Rozpuszczony wňgiel nieorganiczny, [mg/dm^3]			
- H_2CO_3	0,5357E+05		
- HCO_3^- suma	0,1905E+03		
- CO_3^{2-} suma	0,4348E-03		
Skğad jonowy wody			
ZawartoŜĺ jonów zmierzona	ZawartoŜĺ jonów obliczona	AktywnoŜĺ jonów	Wspóğczynnik aktywnoŜci jonów
[mg/dm^3]	[mg/dm^3]		
Ca^{2+}361,73	0.3560E+03	0.2794E-02	0.3133
Mg^{2+}111,13	0.1098E+03	0.1677E-02	0.3699
Na^+4250,00	0.4188E+04	0.1313E+00	0.7184
K^+36,00	0.3544E+02	0.6291E-03	0.6914
Cl^-8027,78	0.7931E+04	0.1552E+00	0.6914
HCO_3^-170,51	0.1793E+03	0.2154E-02	0.7302
H^+	0.3140E+00	0.2522E-03	0.8066
OH^-	0.3156E-05	0.1314E-09	0.7055
Fe^{2+}18,00	0.1734E+02	0.9766E-04	0.3133
$CaCO_3$	0.3896E-03	0.4116E-08	1.0536
$CaHCO_3^-$	0.1314E+02	0.9926E-04	0.7610
$CaOH^+$	0.4544E-06	0.6080E-11	0.7610
$FeCl^+$	0.1075E+01	0.8493E-05	0.7184
$FeCl_2$	0.6736E-08	0.5620E-13	1.0536

$FeOH^+$	0.3458E-04	0.3531E-09	0.7413
$Fe(OH)_2$	0.4199E-11	0.4941E-16	1.0536
$FeOOH^-$	0.9092E-16	0.7613E-21	0.7413
H_2CO_3	0.5357E+05	0.9133E+00	1.0536
CO_3^{2-}	0.1387E-03	0.6165E-09	0.2657
KCl	0.1060E+01	0.1503E-04	1.0536
KCO_3^-	0.6080E-06	0.4392E-11	0.7133
$MgCO_3$	0.8731E-04	0.1095E-08	1.0536
$MgHCO_3^+$	0.4544E+01	0.3840E-04	0.7184
$MgOH^+$	0.4741E-05	0.8866E-10	0.7699
NaCl	0.1572E+03	0.2844E-02	1.0536
$CaCl_2$	0.1369E+01	0.1304E-04	1.0536

Podsumowanie

Wraz ze wzrostem temperatury (z 25 na 40°[C]) nieznacznie obniża się odczyn pH wody (z 6 na 5,9), natomiast ogólna zasadowość pozostaje bez zmian. Podwyższenie temperatury skutkuje niewielkim wzrostem stężenie jonów takich jak: H^+, OH^-, $CaCO_3$ i $CaOH^+$ i równie niewielkim spadkiem Fe^{2+}.

Woda nasycona CO_2 (w ilości 4% wagowo) ma zmieniony odczyn pH wynoszący 3,62 w stosunku do solanki nienasyconej gazem. Ciśnienie parcjalne CO_2 wzrasta do 36 [bar], wzrasta również zasadowość ze 170 do 190 [mg/dm^3]. Zauważyć należy duże różnice w zawartości jonów dla wody nasyconej CO_2 w stosunku do wody nienasyconej. I tak kilkakrotnie wzrosła zawartość jonów: H^+ i H_2CO_3, natomiast zmalała dla: OH^-, $CaCO_3$, $CaOH^+$, $FeOH^+$, CO_3^{2-}, KCO_3^-.

Podwyższenie ciśnienia ze 100 do 160 [bar] dla wody nasyconej CO_2 nie skutkowało wyraźnymi zmianami zawartości jonów w solance.

Przygotowano model badawczy do symulatora TOUGHreact w celu badania długotrwałego oddziaływania nasyconej CO_2 solanki z minerałami. Model ten zostanie uruchomiony po uzyskaniu dodatkowych informacji mineralogicznych i hydrogeologicznych.

1.1.7 Wyznaczenie stref wyłączonych z sekwestracji CO_2

O wyłączeniu może zadecydować występowanie ujęć wodnych, głównych zbiorników wód podziemnych, a także starych zlikwidowanych otworów, co do których zachodzi podejrzenie możliwości ucieczki mediów złożowych wskutek nieszczelności zacementowania. Ostatnie zagadnienie szczegółowo przeanalizować zespół AGH (wybrano najistotniejsze zagadnienia dla tematyki tego rozdziału) o czym poniżej. AGH dokona również analiz układów sekwestracyjnych w wybranym rejonie pod kątem przydatności lub nieprzydatności jako potencjalnych składowisk (zadanie 1.1.32).

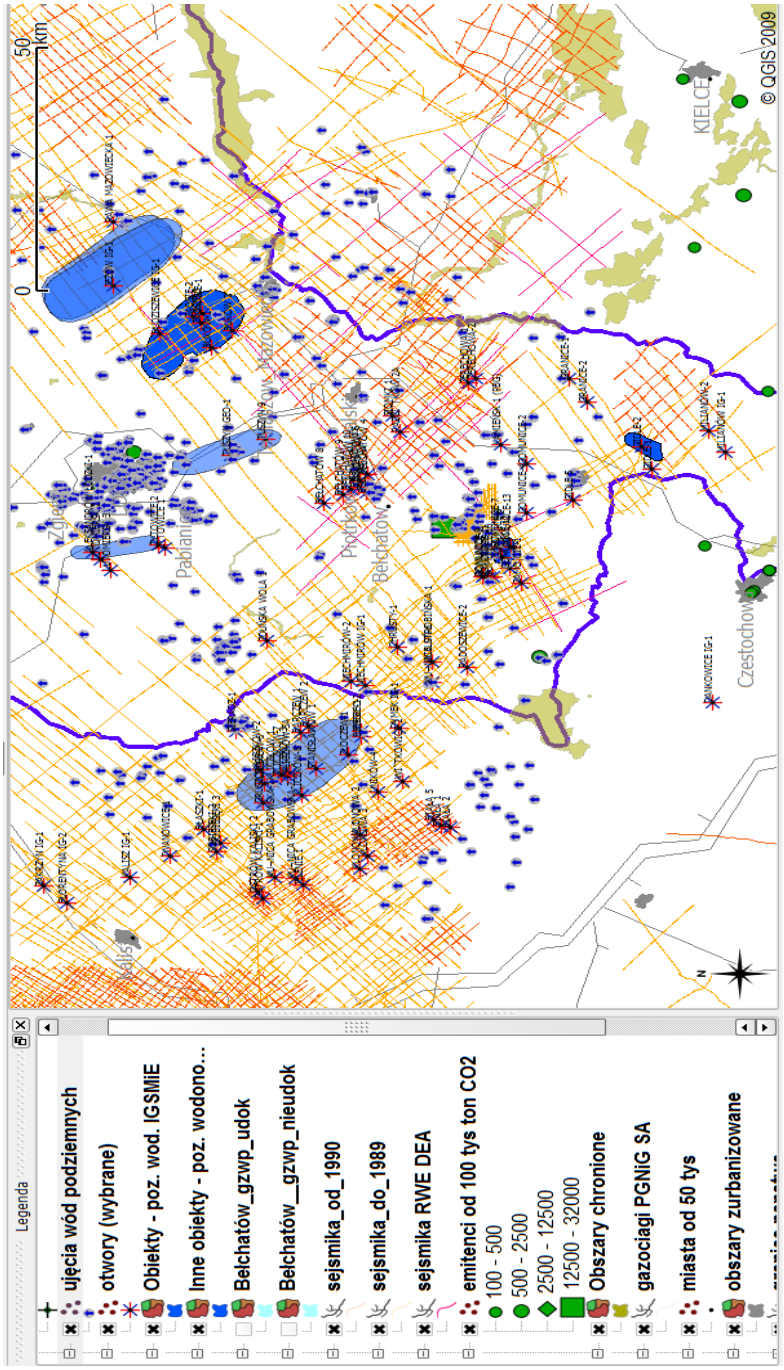


Fig. 1.1.7_1 Ujęcia wód podziemnych w rejonie Bełchatowa (czynne, głębokość ponad 100 metrów)

Samo wystňpowanie ujňĺ wodnych (Fig. 1.1.7_1) moŨe byĺ przeciwskazaniem do lokalizacji odwiertu zatğaczajŃcego CO2 (nie moŨna prowadziĺ robót geologicznych w strefie ochronnej ujňcia, siňgajŃcej do kilkunastu-kilkudziesiňciu metrów od studni ï Lidia Razowska-Jaworek), jednakŨe obecnoŜĺ ujňĺ w obrňbie danej struktury nie wyklucz jej przydatnoŜci do sekwestracji.

Natomiast obecnoŜĺ Gğównych Zbiorników Wód Podziemnych (zwğaszcza górnojurajskich i dolnokredowych ï patrz rozdziağ 1.1.6) wymaga ostroŨnoŜci przy typowaniu struktury w ich obrňbie.

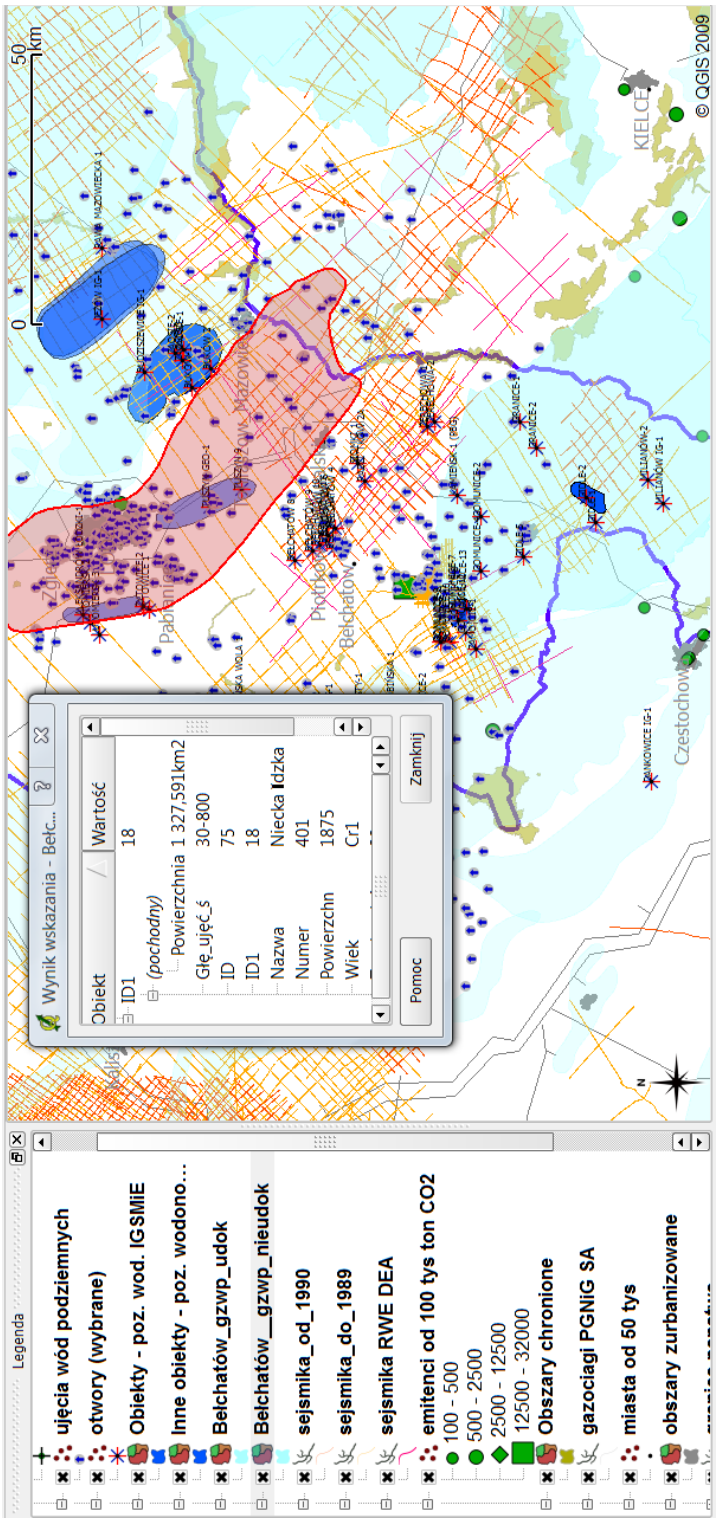


Fig. 1.1.7_1 GZWP w rejonie Beğchatowa (zaznaczony rezerwowy zbiornik dolnokredowy)

Zagadnienia stanu technicznego i szczelności otworów (1.1.7 – AGH, wybrane)

Na podstawie danych przemysłowych oraz rozeznania literaturowego dotyczącego trudności występujących podczas wykonywania zabiegów cementowania w otworach wiertniczych na Niżu Polskim oraz przyczyn braku skuteczności cementowania kolumn rur okładzinowych można stwierdzić że spowodowane są one :

- skomplikowanymi warunkami geologiczno-technicznymi w poszczególnych otworach wiertniczych,
- stanem fizyczno-mechanicznym zaczynu cementowego, który ulega zmianom w różnych stadiach wiązania, począwszy od stanu płynnego przez stan żelu do stanu nieprzepuszczalnej substancji po jej całkowitym związaniu (stwardniały zaczyn cementowy),
- wpływem rozkładu ciśnień (porowych, złożowych i szczelinowania) w górotworze na możliwość migracji gazu ziemnego w przestrzeni pozarurowej.

Nie można rozpatrywać przyczyn braku dobrego wiązania stwardniałego zaczynu cementowego ze skałą i/lub rurą okładzinową bez uwzględnienia profilu geologiczno-złożowego. Tylko ich dokładne powiązanie decyduje o doborze konstrukcji otworu, sposobie rurowania i cementowania. Dla zdecydowanej większości otworów wiertniczych główne problemy w przekroju geologicznym Niżu Polskiego można opisać następująco:

- ✓ utwory retyku i kajpru podatne są na kawernowanie i sypanie, zwłaszcza skały ilastych;
- ✓ utwory pstrego piaskowca charakteryzują się normalnym gradientem ciśnienia złożowego (0,0107 MPa/m) oraz niskim - w zdecydowanej większości przypadków - gradientem ciśnienia szczelinowania (0,014 -0,018 MPa/m) oraz podatnością na rozpękiwanie;
- ✓ utwory cechsztyńskie, będące naprzemianległym układem skał pochodzenia węglanowego i chemicznego ze sporadycznymi warstwami skał ilastych, stwarzają szczególne zagrożenia ze względu na:
  - niespodziewane dopływy zgazowanych wód złożowych (solanek) z pułapek w cyklotemie Ohre i/lub Line, znajdujących się pod anomalnie wysokim ciśnieniem,
- ✓ dopływ gazu ziemnego lub solanek o normalnym gradiencie ciśnienia złożowego (0,0107-0,011 MPa/m) z utworów czerwonego spągowca oraz "normalne" wartości gradientu ciśnienia szczelinowania (0,018 -0,021 MPa/m).

Przeprowadzane na bieżąco przez Serwisy Cementacyjne analizy cementowania w otworach wiertniczych na Niżu Polskim wykazują że najczęstsze przyczyny braku dobrego związania stwardniałego zaczynu cementowego z rurą okładzinową lub skałą to:

- nie usunięty osad filtracyjny lub istnienie kanalików z płuczką wiertniczą w interwałach między-powierzchniowych,
- istnienie kanalików lub powierzchni z wolną wodą,
- nadmierne nagromadzenie naprężeń w układzie rura okładzinowa - kamień cementowy,
- nadmierne nagromadzenie naprężeń hydraulicznych w układzie skała zbiornikowa - kamień cementowy lub otwór wiertniczy - rura okładzinowa i kamień cementowy,
- nadmierne naprężenia termalne (np. nadmierne spadki temperatur podczas próbnej eksploatacji itp.)
- objętościowa kurczliwość cementu,
- brak szorstkości powierzchni rury okładzinowej.

Dodatkową trudnością podczas opracowywania receptur zaczynów uszczelniających dla cementowania otworów wiertniczych na Niżu Polskim jest odpowiedni dobór składników zaczynu

pod kątem trwałości korozyjnej stwardniałych zaczynów w warunkach otworowych.

Trwałość stwardniałego zaczynu cementowego w agresywnym środowisku otworu wiertniczego zależy głównie od chemicznej aktywności produktów hydratacji materiału wiążącego w stosunku do otaczającego środowiska. Wiązanie i twardnienie zaczynu cementowego w kontakcie z wodami złożowymi, zawierającymi jony agresywne, prowadzić może do powstawania związków chemicznych o małej wytrzymałości mechanicznej lub nie wykazujących właściwości wiążących. W miarę upływu czasu może dochodzić do zwiększenia przepuszczalności stwardniałego zaczynu cementowego oraz obniżenia jego wytrzymałości mechanicznej i przyczepności do stali oraz skały.

Do podstawowych kryteriów odporności stwardniałych zaczynów cementowych na agresję, spowodowaną chemicznym oddziaływaniem środowiska, zaliczyć należy:

- możliwie najniższą zawartość $Ca(OH)_2$ (portlandytu),
- obecność w stwardniałym zaczynie jak największej ilości fazy CSH,
- niską zawartość fazy C_3A w cemencie,
- możliwie najniższą porowatość ogólną (z maksymalnym udziałem porów żelowych i możliwie najniższym porów kapilarnych).

Szczegółowy obraz mechanizmu korozji i zmian, zachodzących pod jej wpływem w mikrostrukturze stwardniałego zaczynu cementowego w konkretnych warunkach złożowych, można uzyskać poprzez przeprowadzenie wieloletnich obserwacji popartych badaniami próbek, poddanych działaniu roztworów o składach, odpowiadających wodom złożowym w określonych temperaturach. Długoletnie badania oddziaływania środowiska otworu wiertniczego na parametry stwardniałych zaczynów cementowych mogą przyczynić się do oceny przydatności różnych rodzajów zaczynów cementowych do uszczelniania kolumn rur okładzinowych w danych warunkach geologiczno - złożowych.

Obserwowane w praktyce uszkodzenia stwardniałego zaczynu cementowego wskutek korozji chemicznej są różnorodne i trudne do usystematyzowania ze względu na nakładanie się na siebie różnych zjawisk. Przy zetknięciu z wodą i rozpuszczonymi w niej składnikami reakcje korozji pomiędzy zaczynem cementowym a czynnikami agresywnymi można przedstawić jako zakłócenie stanu równowagi w stwardniałym zaczynie przez długowanie i odprowadzanie składników na zewnątrz oraz jako reakcje prowadzące do zniszczenia jego mikrostruktury przez powstawanie związków o niskiej wytrzymałości lub związków pęczniejących. Poznanie całości zagadnienia korozji stwardniałego zaczynu cementowego i właściwa ocena konkretnych przypadków jest bardzo trudna ze względu na dużą ilość występujących w tym procesie czynników.

Zagadnienie trwałości stwardniałych zaczynów jest szczególnie istotne przy cementowaniu otworów wiertniczych przeznaczonych do sekwestracji CO_2 .

Otwory wiertnicze przeznaczone do zatłaczania CO_2 stanowią potencjalną drogę dla wycieków magazynowanego dwutlenku węgla. Wycieki CO_2 mogą zachodzić poprzez lub wzdłuż otworu po zatłoczeniu CO_2 i problem ten dotyczy wszystkich rodzajów geologicznego magazynowania CO_2. W przypadku składowania w złożach ropy naftowej i gazu, problem ten dotyczy nie tylko otworów do zatłaczania CO_2, ale również otworów uprzednio zlikwidowanych korkami cementowymi. Z tego względu bardzo ważny z punktu widzenia bezpieczeństwa ekologicznego składowania CO_2 jest dobór odpowiedniego cementu przy projektowaniu i wykonywaniu otworu do zatłaczania $C0_2$ oraz następnie jego likwidowania. Wycieki poprzez skorodowany zaczyn cementowy są określane jako znaczące ryzyko dla środowiska naturalnego.

Wycieki poprzez uszkodzenia stwardniałego zaczynu uszczelniającego górotwór spowodowane są zachodzącą korozją węglanową. Korozja węglanowa lub kwasowęglanowa spowodowana jest obecnością w wodzie lub powietrzu agresywnego $C0_2$ i polega ona na długowaniu

z cementu wapnia, najpierw wolnego $Ca(OH)_2$, a w miarę jego wymycia także z uwodnionych krzemianów i glinianów. Jest to spowodowane tworzeniem kwaśnego węglanu wapniowego i odprowadzenia go na zewnątrz.

Nagromadzenie tylu trudności, które mogą oddziaływać w połączeniu z przedstawioną charakterystyką geologiczno-złożową, wskazuje na złożoność procesów technologii cementowania, dlatego nie jest możliwe stosowanie standardowych technologii z wykorzystaniem "prostych" zaczynów cementowych, gdyż nie ma pewności przeprowadzenia skutecznego zabiegu cementowania otworu wiertniczego.

Poniżej zestawiono krótką charakterystykę oddziaływania na stwardniały zaczyn cementowy najczęściej występujących w wodach złożowych związków chemicznych.

- chlorek sodowy NaCl – jeśli występuje jako czysta sól, jest w zasadzie nieszkodliwy, natomiast bardzo stężone roztwory NaCl mogą powodować ługowanie wodorotlenku wapniowego ze stwardniałego zaczynu cementowego (agresywność zostaje zwiększona przy obecności soli substancji towarzyszących, zwłaszcza siarczanu magnezowego i chlorku magnezowego).
- chlorek wapniowy $CaCl_2$ – stosowany jest jako domieszka do zaczynu w celu przyspieszania wiązania. Jego roztwory o niewielkim nasyceniu nie są szkodliwe w stosunku do stwardniałego zaczynu, jednak roztwory stężone (bliskie granicy nasycenia) przy stałym oddziaływaniu mogą powodować uszkodzenia wskutek tworzenia się soli Friedela.
- chlorek magnezowy $MgCl_2$ – łatwo rozpuszczalny w wodzie, w stosunku do stwardniałego zaczynu cementowego jest silnie agresywny,
- siarczan magnezowy $MgSO_4$ – reprezentuje połączoną agresywność siarczanową i magnezową. Ze względu na dużą rozpuszczalność $MgSO_4$ jony siarczanowe mogą łatwo przenikać do tworzywa i tworzyć głównie sól Candlota, ale także gips. W wyniku podwójnej wymiany powstaje równocześnie trudno rozpuszczalny wodorotlenek magnezowy, nie wykazujący właściwości wiążących.
- siarczan sodowy Na_2SO_4 – w stosunku do stwardniałego zaczynu cementowego jest silnie agresywny, powodując typową agresywność siarczanową
- siarczan potasowy K_2SO_4 – powoduje podobnie jak siarczan sodowy korozję siarczanową
- siarczan wapniowy $CaSO_4$ – działa na stwardniały zaczyn znacznie słabiej niż siarczany omówione wcześniej. Wynika to zarówno z jego małej rozpuszczalności, jak również z tego, że nie reaguje z $Ca(OH)_2$, a tylko z C_3A, przy czym po wyczerpaniu C_3A reakcja ustaje.
- węglan sodowy Na_2CO_3 – w stosunku do stwardniałego zaczynu jest w zasadzie nieszkodliwy, jednak ze względu na krystalizację z dużą ilością cząsteczek wody i zwiększenie przy tym objętości może być przyczyną pewnych uszkodzeń
- węglan magnezowy $MgCO_3$ – trudno rozpuszczalny w wodzie, w stosunku do stwardniałego zaczynu jest obojętny, ale w obecności kwasu węglowego rozpuszcza się, tworząc szkodliwy kwaśny węglan magnezowy $Mg(HCO_3)_2$.
- chlorek potasowy KCl, węglan sodowy Na_2CO_3, kwaśny węglan sodowy $NaHCO_3$, węglan wapniowy $CaCO_3$ – są nieszkodliwe dla stwardniałego zaczynu cementowego.

Przedstawienie modeli układów sekwestracyjnych w Polsce (rejon Bełchatowa); modele parametryczne i dynamiczne (1.1.32 – AGH)

Do realizacji zadania wykorzystano regionalny model statyczny dolnej jury dla NE części obszaru badań oraz symulator GEM (Computer Modelling Group) z uwagi na jego wszechstronność (w tym moduł PVT) i kompatybilność z danymi z Petrela.

Zbudowany model dynamiczny został zaimportowany do programu GEM i zmodyfikowany celem przeprowadzenia symulacji procesu zatłaczania:

- wprowadzono informacje o zaileniu oraz porowatości wygenerowane metodą krigingu w Petrelu,
- zbudowano nowy rozkład przepuszczalności 3D opierający się na geofizycznym modelu Zawiszy o równaniu:

$$K_{XY} = 195000 \cdot \phi^{3,15} \cdot \left[1 - V_{sh}^{\ 0,61}(1-\phi)^{3,18}\right]^2$$

przyjęto, że przepuszczalność pionowa stanowi 10% przepuszczalności poziomej.

Model ten opiera się na danych laboratoryjnych, geofizycznych i hydrodynamicznych utworów dolnej jury. Z uwagi na możliwość zaniżenia zailenia podczas budowy modelu statycznego wprowadzono dodatkowy wariant obniżający przepuszczalność XY (poziomą) i przepuszczalność pionową do 60%.

Zmodyfikowano siatkę (grid) modelu wprowadzając lokalne zagęszczenie strefy zatłaczania blokami o wymiarach w kierunkach X Y 200x200 m.

Na podstawie analizy głębokościowej regionalnego modelu statycznego 3D przyjęto, że głównymi poziomami zbiornikowymi dolnojurajskiej struktury Zaosie będą:

- warstwy piaskowcowe pliensbachu,
- warstwy piaskowcowe synemuru i hettangu.

Ograniczenie zatłoczenia CO_2 do tych warstw wynika z następujących przesłanek:

- prawdopodobnego uszczelnienia występującego w warstwach toarku oraz batonu,
- ciśnienia hydrostatycznego wyższego niż 70 bar (ciśnienie krytyczne CO_2),
- temperatury złożowej zbliżonej i wyższej od temperatury krytycznej CO_2.

CO_2 może występować w trzech stanach skupienia – stałym, ciekłym i gazowym. W stanie stałym ma budowę krystaliczną. Pozostawanie CO_2 w określonym stanie fazowym jest uzależnione od temperatury i ciśnienia – współrzędne punktu krytycznego wynoszą około 31°C i 7,4 MPa. Najbardziej korzystne jest składowanie CO2 w temperaturach superkrytycznych (ok. 40°C) przy ciśnieniu wyższym niż 7,4 MPa. W tych warunkach jednak, z uwagi na własności kinematyczne faza gazowa CO2 posiada relatywnie najwięksą ruchliwość (skłonność do migracji lateralnej) – co nakłada na operatora magazynu geologicznego dodatkowe wymagania monitoringu.

Jako najlepsze warunki magazynowania CO2 trzeba uznać strukturę o odpowiedniej pojemności magazynowej CO2 – najlepiej większej od 40-60 MtCO2 o ciśnieniu zatłaczania (w stropie struktury) 80-120 bar, o średniej głębokości 800-1200m, średniej temperaturze złożowej niższej 35-50oC, porowatości 25-35% i przepuszczalności rzędu 1-2 D, przy średniej miąższości efektywnej większej niż 50-80m położone w odległości 30-100 km od emitenta. Lokalizacje składowiska geologicznego powinna mieć potwierdzoną szczelność nadkładu przy zminimalizowanym prawdopodobieństwie migracji CO_2 do wód w wyższych horyzontach. Ta szczelność powinna z dużym prawdopodobieństwem zostać potwierdzona także testami hydrodynamicznymi oraz wynikami modelowania migracji płynu zatłaczanego.

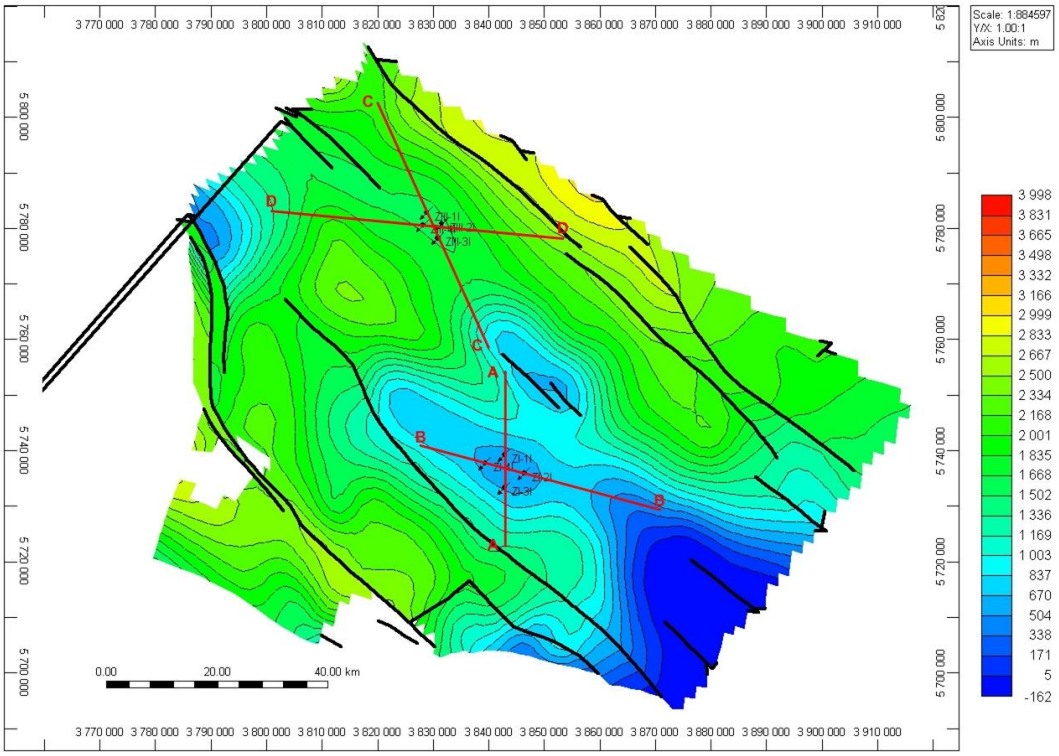


Fig. 1.1.7_3 Regionalna mapa strukturalna stropu utworów pliensbachu

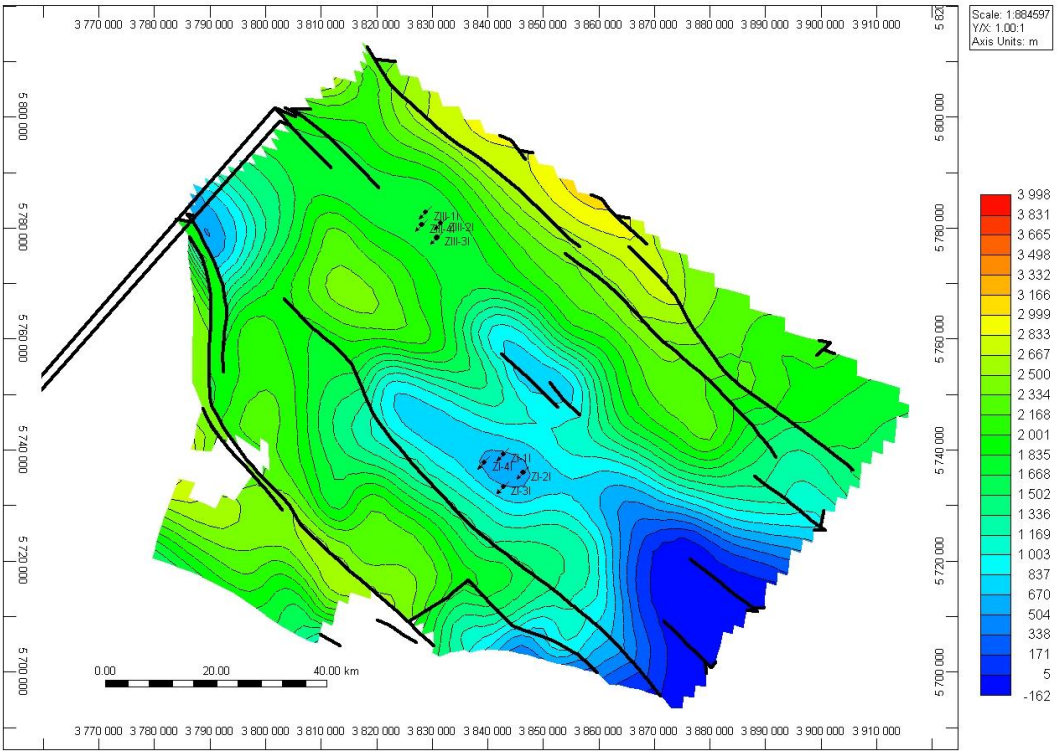


Fig. 1.1.7_4 Regionalna mapa strukturalna stropu utworów synemuru/hettangu

Lokalizacja taka jest mniej bezpieczne od struktur położonych głębiej – z uwagi na zbliżoną do wody gęstość (rzędu 800 kg/m^3) i mniejszą lepkość w porównaniu do głębiej położonych magazynów CO_2. Wariant magazynowania w głębokości 800m-2800 m jest bardziej narażony na możliwość migracji lateralnej, zaś w przypadku magazynowania w strukturze głębszej (np. 2800m-4000m) bardziej prawdopodobna może być migracja pionowa – o ile nadkład nad zbiornikiem taką migrację umożliwi.

Optymalne lokalizacje magazynów CO_2 (dla głębokości do 1200 m) gwarantują niski koszt wiercenia, niski koszt zatłaczania oraz maksymalne upakowanie zatłaczanego płynu w złożu.

Na Rys. 7 pokazano regionalną mapę strukturalną stropu pliensbachu a na Rys. 8 regionalną mapę strukturalną stropu synemuru/hettangu.

Własności PVT

Własności PVT dla CO_2 wyznaczono według równania stanu Penga – Robinsona oraz modelu Jossi – Stiel - Thodosa (Fig. 1.1.7_5 – przykład dla zakresu ciśnienia 7 - 12 MPa/ temperatury 32 - 40 °C).

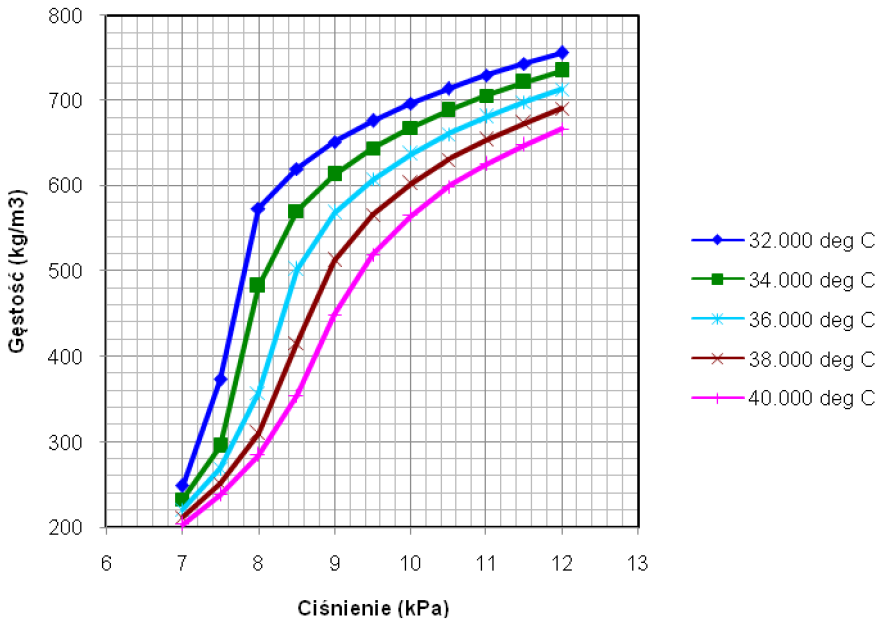


Fig. 1.1.7_5 Zmiana gęstości CO_2 w zakresie ciśnień 7 – 12 [MPa] i temperatur 32 – 40 [°C]

Niebezpieczeństwem zatłaczania CO_2 w pobliżu punktu krytycznego jest możliwość znacznego schłodzenia strefy przyodwiertowej w przypadku zatłoczenia „zimnego" CO_2 w temperaturze rzędu 35 C.

Przyjęto ciśnienie złożowe na poziomie - 1000 m ppm równe ciśnieniu hydrostatycznemu. Z uwagi na ograniczenia numeryczne przyjęto temperaturę 31,5 °C jako temperaturę minimalną w stropie modelu Zaosie I. Temperatura modelu zmienia się od 32 °C do 40 °C.

Założono minimalny wpływ regionalnego przepływu wód dolnojurajskich na proces zatłaczania (rzędu 0,3 m/rok). Dla omawianego wariantu bazowego nie wprowadzono istotnego ruchu wód przyjmując v_{reg} = 0 m/rok.

Warunki zatłaczania

Przyjęto zatłaczanie do dwóch antyklin dolno jurajskich Zaosie I i Zaosie III (na Fig. 1.1.7_3). Do obu struktur zatłoczono 2 mln t/rok łącznie ośmioma otworami. Przyjęto, że z uwagi na możliwą małą zwięzłość piaskowców represja ciśnienia dynamicznego nie przekroczy 20 barów (tzn. Δp =20 bar w odniesieniu do ciśnienia hydrostatycznego). Przyjęto uszczelnienie na poziomie K = 10^{-5} md - co przekłada się na wartość ciśnienia progowego (δ) jako 20 - 30 bar.

Wyniki symulacji

Tabela 1.1.7.1 Zestawienie podstawowych parametrów zatłaczania dla poszczególnych odwiertów struktury Zaosie I

Czas (od rozpoczęcia zatłaczania) [rok]	**Ciśnienie denne [MPa]**	**Wydajność zatłaczania [t/d]**	**Zatłaczanie sumaryczne [kt]**
ZI-1I			
1	7,281	1487	543
5	7,233	1487	2714
10	7,286	1487	5429
20	7,376	1487	10857
50	7,543	1487	27144
100	7,063	0	27163
150	6,973	0	27163
200	6,935	0	27163
ZI-2I			
1	7,156	1487	543
5	7,099	1487	2714
10	7,144	1487	5429
20	7,226	1487	10857
50	7,454	1487	27144
100	7,016	0	27163
150	6,928	0	27163
200	6,891	0	27163
ZI-3I			
1	7,914	1487	543
5	7,801	1487	2714
10	7,789	1487	5429
20	7,812	1487	10857
50	7,917	1487	27144
100	7,170	0	27163
150	7,076	0	27163
200	7,036	0	27163
ZI-4I			
1	7,410	1487	543
5	7,332	1487	2714
10	7,362	1487	5429
20	7,422	1487	10857
50	7,600	1487	27144
100	7,077	0	27163
150	6,987	0	27163
200	6,949	0	27163
Całkowita masa zatłoczonego CO_2			**108652 kt**

Tabela 1.1.7.2 Zestawienie podstawowych parametrów zatłaczania dla poszczególnych odwiertów struktury Zaosie III

Czas (od rozpoczęcia zatłaczania) [rok]	**Ciśnienie denne [MPa]**	**Wydajność zatłaczania [t/d]**	**Zatłaczanie sumaryczne [kt]**
ZIII-1I			
1	17,014	1487	543
5	16,985	1487	2714
10	17,057	1487	5429
20	17,195	1487	10857
50	17,433	1487	27144
100	16,928	0	27163
150	16,828	0	27163
200	16,785	0	27163
ZIII-2I			
1	17,139	1487	543
5	17,115	1487	2714
10	17,186	1487	5429
20	17,323	1487	10858
50	17,557	1487	27144
100	17,056	0	27163
150	16,955	0	27163
200	16,911	0	27163
ZIII-3I			
1	17,150	1487	543
5	17,134	1487	2714
10	17,209	1487	5429
20	17,346	1487	10857
50	17,579	1487	27144
100	17,087	0	27163
150	16,986	0	27163
200	16,943	0	27163
ZIII-4I			
1	17,098	1487	543
5	17,080	1487	2714
10	17,156	1487	5429
20	17,295	1487	10858
50	17,531	1487	27144
100	17,031	0	27163
150	16,929	0	27163
200	16,886	0	27163
	Całkowita masa zatłoczonego CO_2		**108652 kt**

1.1.8 Przedstawienie modeli układów sekwestracyjnych w Polsce (rejon Bełchatowa) i wskazanie stref oraz wybranych struktur o własnościach szczególnie korzystnych dla geologicznego składowania CO_2

Przedmiotem zadania jest opracowanie modeli parametrycznych kolektorów i uszczelnień dla wytypowanych obszarów (struktur) w oparciu o uśrednione wartości parametrów petrologicznych, parametrów petrofizycznych z karotażu i analiz laboratoryjnych (formaty Petrel/Gocad).

Przestrzenne modele parametryczne kolektorów i uszczelnienia dla wybranych obszarów i struktur (Jacek Chełmiński, Ewa Szynkaruk, Maciej Tomaszczyk, współpraca - Bartosz Papiernik)

Aby uzyskać model przestrzenny w pierwszym etapie konieczne jest stworzenie modelu strukturalnego (*structural modelling*). W jego skład wchodzi: przestrzenny model dyslokacji (*fault model*) na obszarze badań, który umożliwia naniesienie zarysu pierwotnego gridu 3D obejmującego kolumny (*pillars*) rozciętego równolegle do przebiegu dyslokacji między powierzchnią stropową i spągową modelu między trzema powierzchniami szkieletowymi (*skeleton)* powiązanymi z przebiegiem uskoków za pośrednictwem górnego, środkowego i dolnego punktu kształtującego. Procedura ta jest określana jako, tzw. *pillar gridding*. Utworzone komórki *pillar gridu* mają w płaszczyźnie XY nieregularny kształt determinowany przebiegiem dyslokacji i całkowitą dostępną przestrzenią modelowania.

Kolejnym krokiem jest wprowadzenie do modelu tzw. horyzontów czyli granic geologicznych powstałych z przekształcenia tzw. powierzchni (*surfaces)*, najczęściej regularnych siatek interpolacyjnych, RSI (=*gridów 2D*), obliczonych w Petrelu lub Gocadzie na podstawie wyników interpretacji sejsmiki i/lub danych otworowych (*well tops*), bądź importowanych w formie RSI obliczonych w programach Zmap+, CPS-3, IRAP, EarthVision.

Pomiędzy, tak utworzone horyzonty można wprowadzać kolejne granice sekwencji stratygraficznych (*zones*), np. obliczane metodami „superpozycyjnymi" przez odjęcie modeli miąższości kolejnych warstw. W obrębie sekwencji można wprowadzić także sekwencje niższego rzędu (*sub-zones)*. Finalny etap budowy osnowy stratygraficznej modelu stanowi wprowadzenie warstw (*layers*).

Model uskokowy

Model uskokowy *Fault Model*, w większości programów dedykowanych do tworzenia modeli przestrzennych decyduje o formie osnowy stratygraficznej 3D, kształtując szkielet modelu (skeleton) a tym samym *Pillar grid* (Fig. 1.1.8_1). Nieciągłości wchodzące w skład modelu uskokowego można tworzyć na podstawie interpretacji sejsmicznej uskoków lub importu uskoków wyinterpretowanych w programach SeisWorks czy Charisma lub Kingdom (w formacie tzw. *Fault Sticks*).

Precyzyjne opracowanie modelu uskokowego decyduje w dużej stopniu o jakości osnowy stratygraficznej. Drobne błędy, np w strefach kontaktu uskoków, wpływają na powstawanie czasami drastycznych artefaktów w szkielecie modelu i/lub w ukształtowaniu horyzontów ograniczających sekwencje stratygraficzne modelu.
Uskoki wchodzące w skład modelu mogą się krzyżować, dyslokacje niższej rangi (stowarzyszone) mogą wygasać na uskokach głównych.

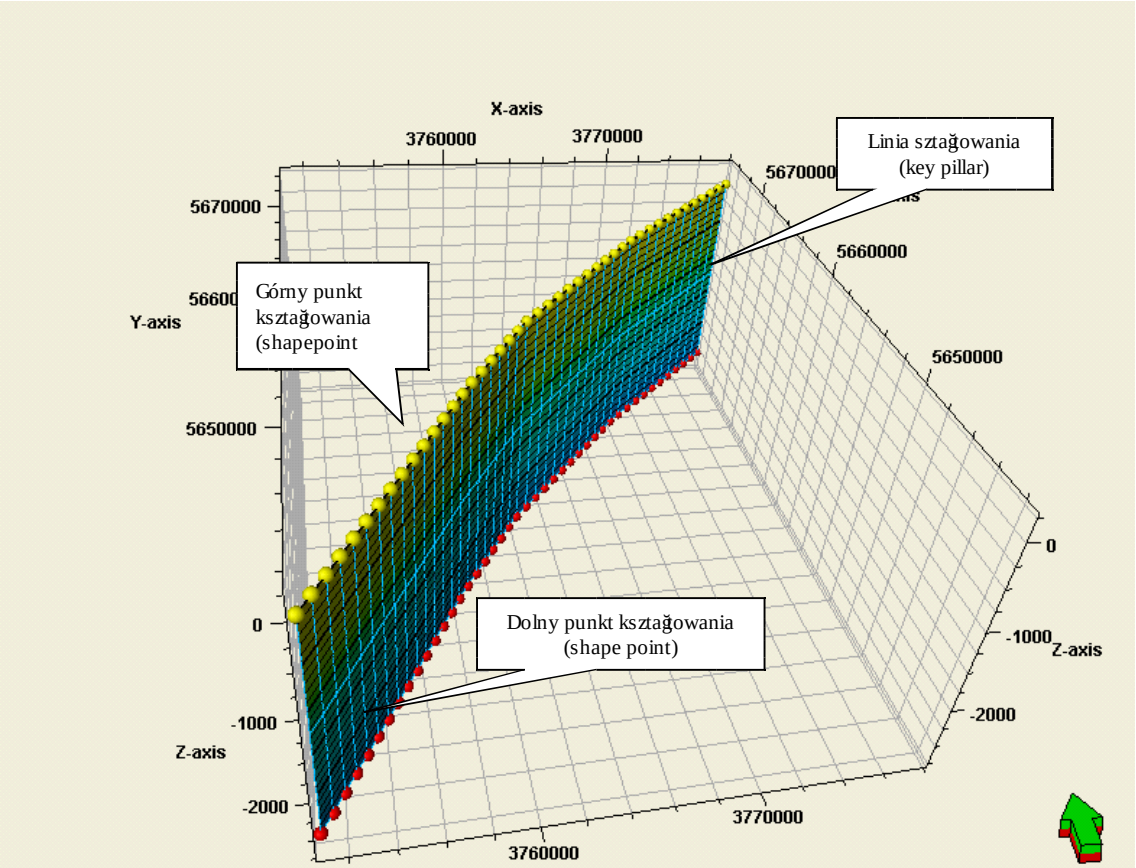


Fig. 1.1.8._1 Elementy składowe uskoku w modelu uskokowym na przykładzie uskoku liniowego

Poszczególne uskoki składają siń z linii kształtujących (Key pillars). W zależności od zadeklarowanego typu uskoku każda linia kształtująca może zawierać: 2 -5 punktów kształtujących w zależności od typu uskoku:

Pionowy (Vertical ï 2 punkt, bez możliwości zmiany nachylenia),
Liniowy (Linear - 2 punkty - z możliwości nachylenia powierzchni uskokowej)
Listryczny (Listric 3 punkt - możliwość ukształtowania wklęsłej lub wypukłej powierzchni)
Zakrzywiony (Curved 5 - punktów, daje możliwość dowolnego modelowania kształtu powierzchni uskokowej)

W procesie obliczania powierzchni uskokowej można też wykorzystać tzw. linie trendu, wyznaczone w kierunkach I, J lub arbitralnym, definiujące kierunki przebiegu siatki w pomiędzy dwoma uskokami lub na obrzeżach grida3D.

Model przestrzenny

Przedstawiony model uskokowy kształtuje wewnętrzną budowń modelu 3D (Fig. 1.1.8_2). Dalszy etap jego horyzontalnego podziału stanowi procedura tzw. *pillar griddingu*, - obliczenia 3 powierzchni szkieletowych (skeleton) składających siń z oczek o nieregularnym kształcie, uwarunkowanych ukształtowaniem modelu uskokowego. Oczka trzech powierzchni szkieletowych są ukształtowane w taki sposób, można przez nie przeprowadzić zestaw pionowych komórek modelu (kolumn- *pillars*) równolegle do dyslokacji budujących model uskokowy

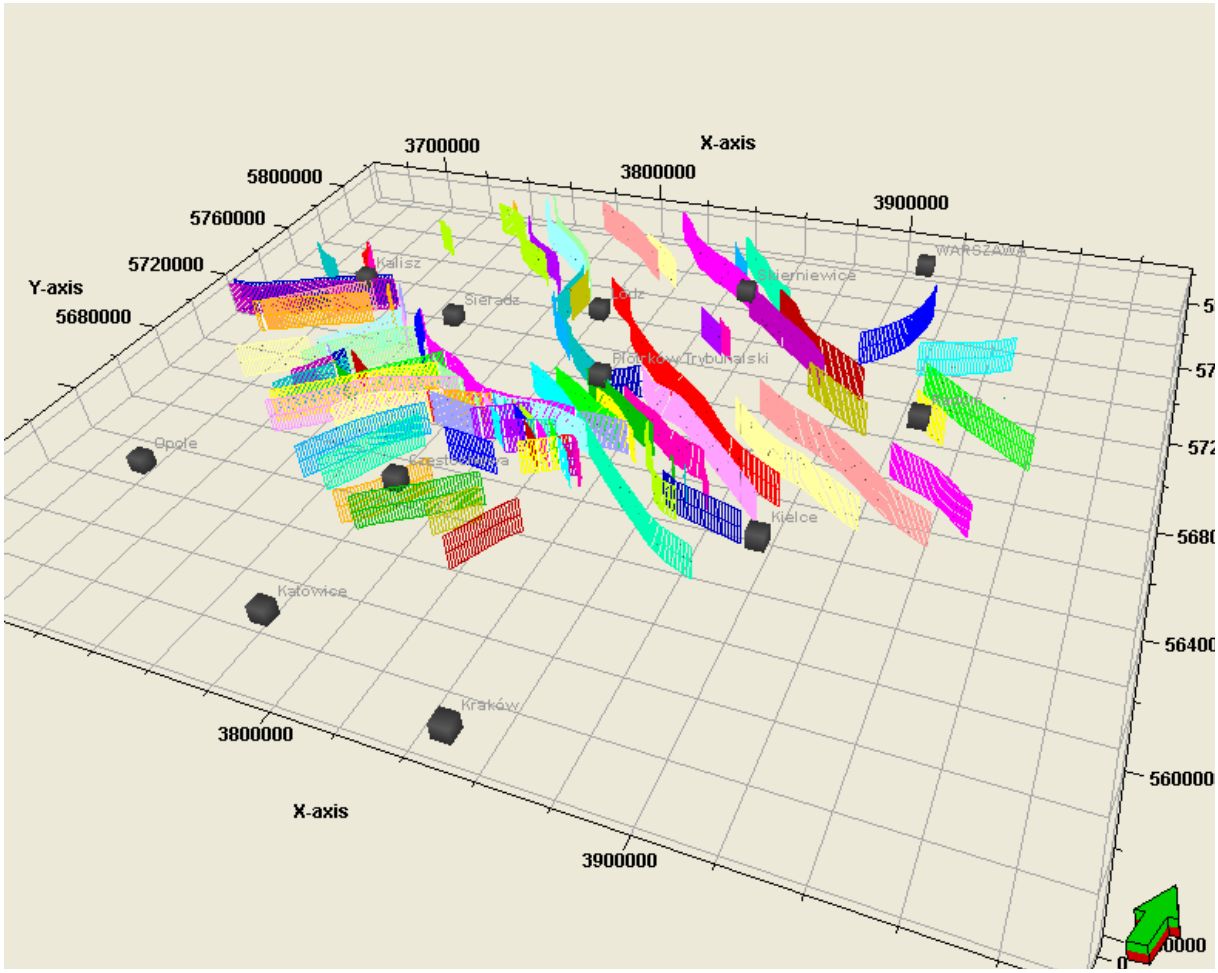


Fig. 1.1.8._2 Model uskokowy opracowany na obszarze niecki łódzkiej i antyklinorium Środkowopolskiego w rejonie Bełchatowa.

W trakcie *pillar griddingu* następuje zamiana współrzędnych geometrycznych (XYZ) na współrzędne stratygraficzne I,J, K, zrotowane względem północy.
Do podstawowych parametrów deklarowanych podczas obliczania gridu szkieletowego należą:

- określenia spacjowania horyzontalnego (I,J);
- określenie rotacji siatki względem północy;
- określenie sposobu modelowania uskoku (linia ciągła lub łamana);
- technika estymacji gridu szkieletowego (*vector field* lub *local iteration);*
- określenie sposobu rozgęszczenia komórek pionowych wzdłuż uskoków, iloś uskoków i linii trendów;
- wykorzystanie poligonu ograniczającego;
- wygładzenie modelu.

Wprowadzenie sekwencji stratygraficznych (zones) i ich wewnętrzne warstwowanie (layers)

Po zakończeniu procedury modelowania uskoków i opracowaniu modelu szkieletowego należy dokonać pionowego podziału gridu geologicznego na sekwencje stratygraficzne (*zones*). Podstawowy podział na sekwencje jest wykonywany w wyniku wprowadzenia granic strukturalnych sekwencji (*horizons*) w wyniku zastosowania procedury *Make horizons.*
Dane wejściowe do opracowania modelu stanowią
Interpretowane linie sejsmiczne w formatach Charisma, IESX, Seisworks, GMA, Seismic

Micro Technology, Petrel i in.

Powierzchnie w formie regularnych siatek interpolacyjnych (gridy 2D), np. w formatach Zmap+, CPS-3, IRAP, EarthVision, i in.

Stratygrafia w odwiertach (tzw. *Well tops*)

Dane punktowe lub otworowe (np. cyfrowane kontury, dane otworowe, itp).

Do modelowania poszczególnych horyzontów można stosować do trzech uzupełniających się zbiorów danych wejściowych.

Powstałe horyzonty można zdefiniować jako powierzchnie:

podstawowe modelu (*base*)

zgodne (*conformable*)

erozyjna (*erosional*)

nieciągła (discontinuos, *górna granica jest niezgodnością erozyjną, dolna kontaktową*)

Obliczane modele horyzontów uwzględniają obecność dyslokacji, pozwalając na modelowanie uskoków normalnych i odwróconych, a także uskoków synsedymentacyjnych i zawiasowych. Program umożliwia elastyczne modelowanie ukształtowania strefy przyuskokowej i wielkości zrzutów, zmiennej dla poszczególnych dyslokacji. Nawet w przypadku wykorzystania precyzyjnych regularnych modeli powierzchni strukturalnych, proces obliczania horyzontów ponownie oblicza mapę strukturalną z wykorzystaniem algorytmu *Convergent Gridder* bądź *Minimum Curvature* obliczana jest nieregularna, rozcięta uskokami siatka (*Horizon*). Ponowne przeliczanie oraz zamiana układu współrzędnych wpływają na osłabienie precyzji modelu. Błędy tego rodzaju można zredukować poprzez ponowne dowiązanie modelu do danych wejściowych (*Well tops*). W wyniku obliczenia horyzontów model zostaje podzielony na sekwencje stratygraficzne. Jego dalszej stratyfikacji można dokonywać wprowadzając w istniejące sekwencję (zones) kolejne „kompleksy stratygraficzne" o mniejszej miąższości (sub-zones), z wykorzystaniem procedury make Zones. Kompleksy takie można wprowadzać w obrębie istniejącej sekwencji (zone) np. wprowadzając modele izochorowe nad lub pod horyzont stanowiący spąg lub strop sekwencji. Dodatkowo powstałe granice sekwencji niższego rzędu można dowiązać do danych punktowych (np. miąższości pomierzonej w odwiertach).

Procedurę *make zones* można wprowadzić następujące rodzaje sekwencji:

Constant – o stałej miąższości;

Isochore – model miąższości (grid 2D);

Conformable – na podstawie danych punktowych generowany jest strukturalny grid 2D powierzchni stropu (spągu) kompleksu niższej rangi;

Percentage – miąższość kompleksu jest deklarowana jako procent całkowitej miąższości sekwencji;

Rest – w przypadku wprowadzenia kilku kompleksow niższego rzędu, pozostała resztkowa część pierwotnej sekwencji stanowi sekwencję „resztkową";

Wprowadzanie sekwencji niższego rzędu odbywa się w kierunku od stropu do spągu lub odwrotnie. Dla sekwencji ograniczonych powierzchniami niezgodności można zadeklarować procedurę rekonstrukcji spągu lub zerodowanej części warstwy.

Stropy i spagi utworzonych sekwencji można finalnie dowiązać do otworów za pomocą procedury *well adjustment*. Procedura umożliwia również korektę objętości powstałych kompleksów niższego rzędu.

Dla procedur *Make horizons* i *Make zones* istnieje możliwość obliczenia współczynnika ryzyka (*uncertinity)*.

Warstwowanie (Layering)

Ostatni etap opracowania osnowy stratygraficznej stanowi Ăuwarstwienieò powstağych sekwencji stratygraficznych (Fig. 1.1.8_3). Warstwy w modelu moŨna wyznaczyĺ w sposób:

- ✓ proporcjonalny (*proportional layering*) ï wyznaczajŃc stağŃiloŜĺ warstw w cağej sekwencji (*zone)*
- ✓ równolegle do stropu sekwencji, zachowujŃc stağŃmiŃŨszoŜĺ warstw *(Proportional)*
- ✓ równolegle do spŃgu sekwencji, zachowujŃc stağŃmiŃŨszoŜĺ warstw
- ✓ stosujŃc warstwowanie uğamkowe (wyznaczajŃc stağŃ proporcjň poszczegolnych warstw wzglňdem miŃŨszoŜci cağej sekwencji stratygraficznej.

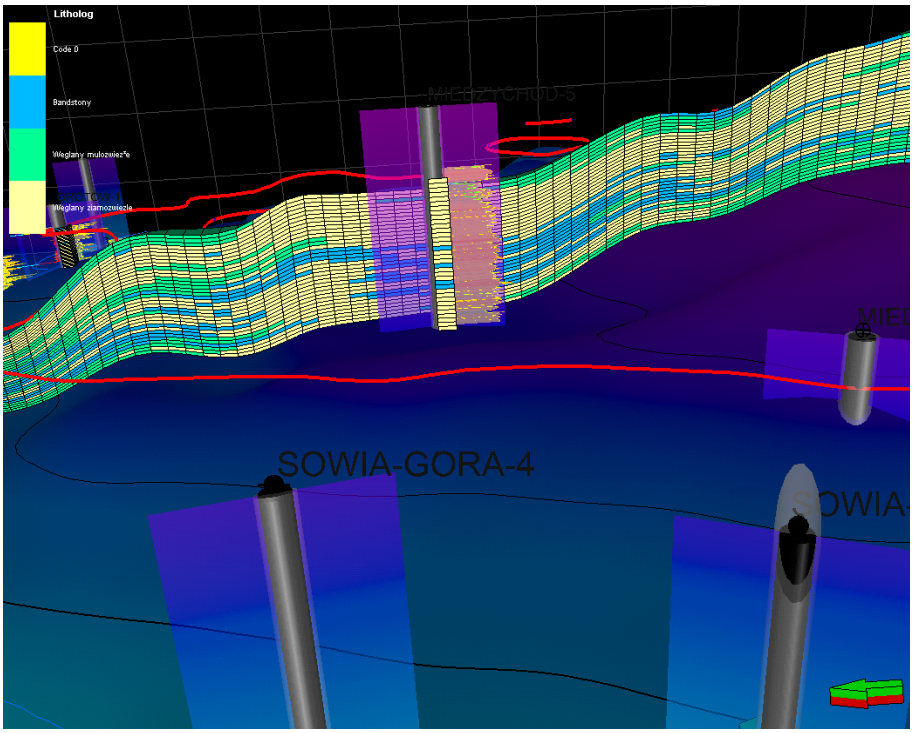


Fig. 1.1.8_3 Przykğad warstwowania horyzontalnego sekwencji

MiŃŨszoŜĺ warstw (*layers*) zawsze stanowi kompromis pomiňdzy rozdzielczoŜciŃ oraz iloŜciŃ danych wejŜciowych, a rozdzielczoŜciŃ modelu i jego cağkowitŃ kubaturŃ MiŃŨszoŜĺ warstw w poszczególnych sekwencjach moŨna róŨnicowaĺ, biorŃc pod uwagň miŃŨszoŜĺ sekwencji, a takŨe jej znaczenie dla poszukiwaŒ naftowych czy procesu zatğaczania dwutlenku wňgla. By uniknŃĺ nadmiernego rozczğonkowania modelu moŨna zadeklarowaĺ minimalnŃ miŃŨszoŜĺ rekonstruowanych sekwencji (*zones*) i warstw (*layers*). Standardowo wartoŜĺ minimalna wynosi 1m.

Model danych w otworach (Upscaling/Well model)

Pierwszy etap przeksztağcania osnowy strukturalnej w model litologiczno ï zbiornikowy stanowi utworzenie tzw. modelu otworowego czy inaczej *upscaling* danych otworowych do postaci komorek *[cells*] rozlokowanych wzdğuŨ trajektorii wierceŒ W pğaszczyŦnie pionowej iloŜĺ komórek modelu otworowego jest uzaleŨniona od gňstoŜci warstwowania (*layering*) poszczególnych sekwencji (*sequences, zones*) stratygraficznych modelu 3D. Dane wykorzystywane do stworzenia modelu otworowego obejmujŃ ciŃgğe krzywe geofizyczne, nieregularnie rozmieszczone w profilu otworu dane laboratoryjne, a takŨe dane dyskretne, takie jak zakodowana

cyfrowo litologia, zmiennoŚĆ facjalna czy stratygrafia. Importowane do modelu dane majŃ postaĆ krzywych geofizycznych (format ĂlasÒ lub ĂlisÒ) bŃĆT odpowiednio formatowanych plików tekstowych ASCII.

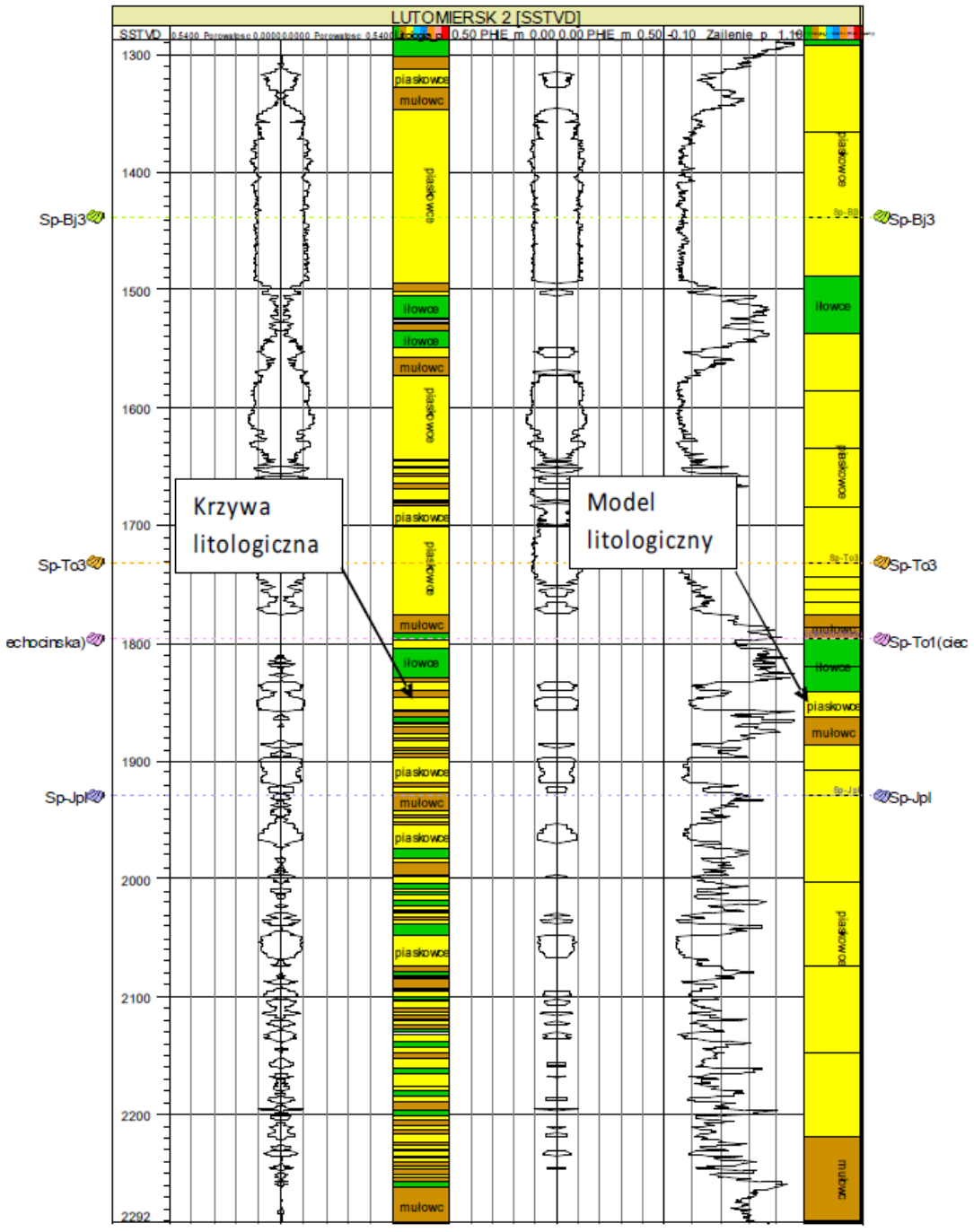


Fig. 1.1.8_4 Krzywa litologiczna i model otworowy litologii ï ilustracja wpğywu miŃŠszoŜci warstw (layers) na rozdzielczoŜĆ modelu

Standardowe procedury *upscaling*ôu (Fig. 1.1.8_4) obejmujŃ szereg technik uŜredniania. Do najprostszych, czŃsto stosowanych technik uŜredniania naleŽy metoda Ŝredniej arytmetycznej. Jest wykorzystywana szczególnie do przetwarzania zbiorów danych o duŽej liczebnoŜci, wykazujŃcych ciŃgğŃ zmiennoŜĆ, takich jak np. zailenie czy porowatoŜĆ, a znacznie rzadziej przepuszczalnoŜĆ (Fig. 1.1.8_5).

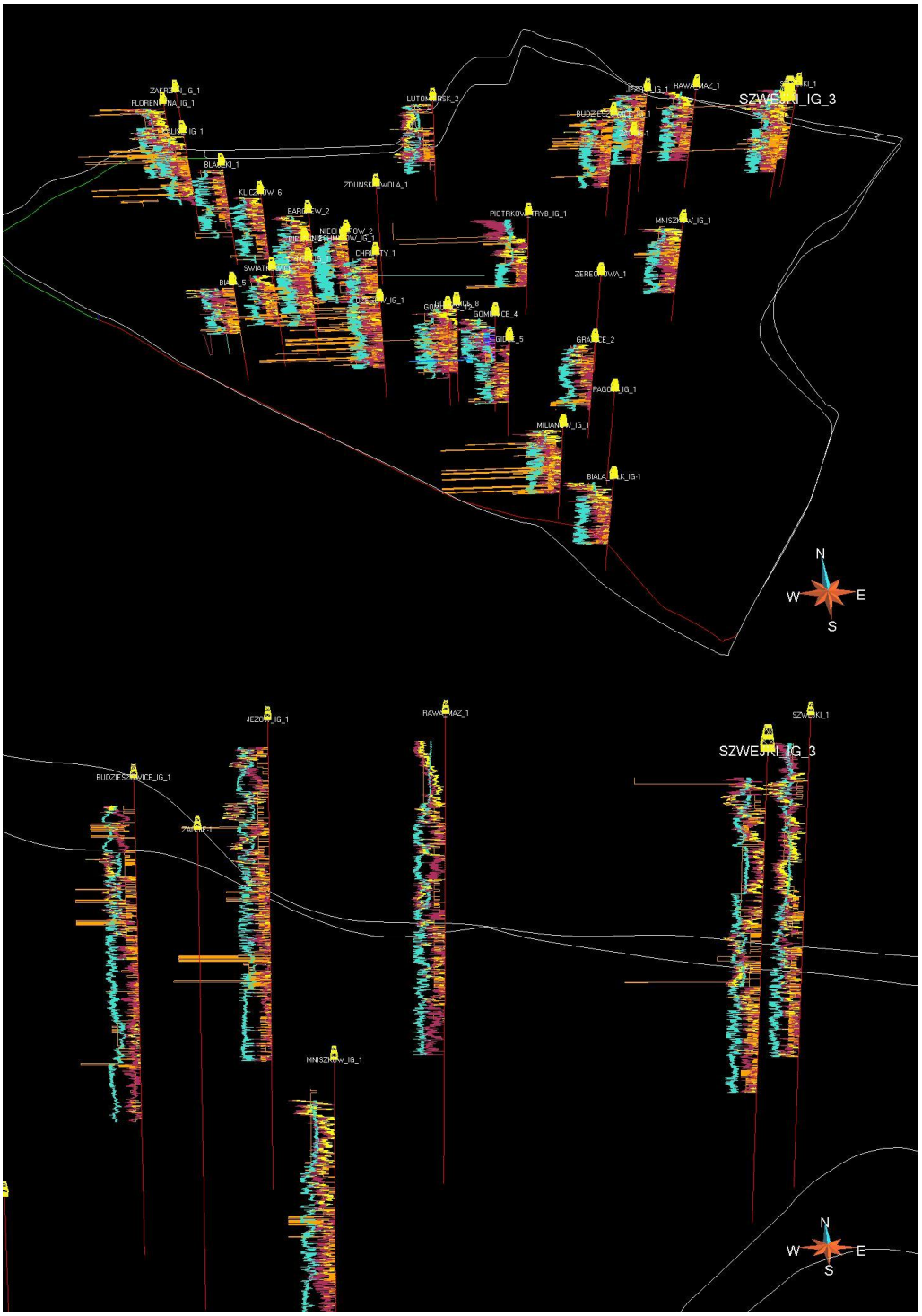


Fig. 1.1.8_5 Otwory wiertnicze z rejonu Bełchatowa z wizualizacją wartości poszczególnych krzywych otworowych, litologii, porowatości całkowitej, porowatości efektywnej oraz zailenia ï dla pełnego profilu

Finalnym efektem jest model strukturalno-parametryczny (litologiczny). W naszym przypadku jest to model układu sekwestracyjnego dolnego triasu dla rejonu Bełchatowa (Fig. 1.1.8_5 i 1.1.8_6). Poniżej przedstawiono też przekrój przez model strukturalno-parametryczny (litologiczny) układu sekwestracyjnego dolnego triasu.

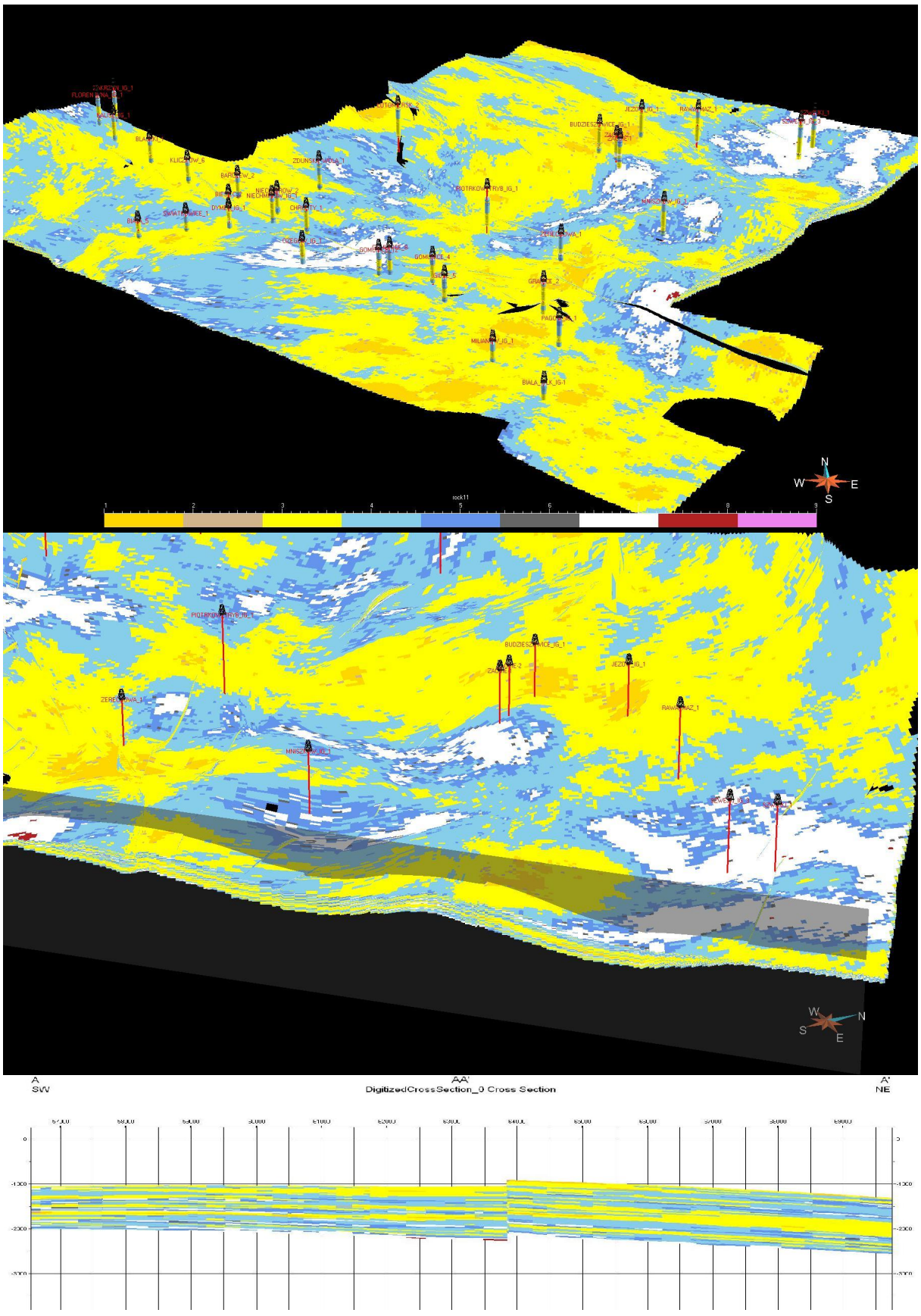


Fig. 1.1.8_6 Przedstawienie modelu litologicznego ukğadu sekwestracyjnego dolnego triasu Przekrój wzdğuÕlinii A-Aô

OkreŜlanie zailenia i litologii z profilowaŒgeofizyki wiertniczej na potrzeby konstrukcji modeli litologicznych (Jan Szewczyk, Teresa Adamczak)

Od poczŃtku wykonywania badaŒgeofizycznych w otworach wiertniczych miarŃ zailenia uznawana byğa i jest wielkoŜŕ naturalnego promieniowania gamma (PG ang. GR). Profilowania gamma, które istniağy w analizowanych otworach wiertniczych nie posiadağy standaryzacji. Z tego teŨ powodu w procesie interpolacji stosowano tu przybliŨony sposób ich standaryzacji poprzez arbitralne przyjŃcie wielkoŜci zailenia w reprezentatywnych dla danego odcinka pomiarowego skağ o wysokim zaileniu (iğowców) oraz niskim zaileniu (na ogóğ piaskowców). MiarŃ poprawnoŜci tak zdefiniowanej skali zailenia byğa zgodnoŜŕ obliczanej w oparciu o relacjŃ **2** (rozdziağ **1.1.5**) z obliczeŒporowatoŜci cağkowitej na podstawie profilowania neutronowego.

PorowatoŜŕ skağ okreŜlono na podstawie gŃcznej interpretacji profilowania neutronowego, profilowaŒgamma oraz profilowaŒ Ŝrednicy otworu. Ze wzglŃdu na brak kalibracji i standaryzacji zarówno profilowaŒ neutronowych jak i profilowaŒ gamma w procesie dowiŃzania skal wykorzystywane byğy wyniki badaŒlaboratoryjnych.

Przy okreŜleniach litologii ograniczono wydzielane typy litologiczne do ich podstawowych typów tj. piaskowców, wapieni, dolomitów, anhydrytów, margli, iğowców oraz muğowców. PorowatoŜŕ efektywna poszczególnych warstw reprezentujŃcych róŨne typy litologiczne obliczona byğa dla 34 otworów z rejonu BeğchatowaŔ (Tabela 1.1.8.1; Fig. 1.1.8_7 i 1.1.8_8) na podstawie zaleŨnoŜci statystycznych stosowanych przy analogicznych obliczeniach wykonywanych w „Atlasach zasobów geotermalnych na NiŨu PolskimŔ (Górecki W., 2006).

Korzystanie z uzyskanych danych, szczególnie przy analizach ich zmiennoŜci przestrzennej, powinno byŕ prowadzone z duŨŃ ostroŨnoŜciŃ. Wydaje siŃ, ŨŜe w przypadku potrzeby uzyskania bardziej szczegóğowej wiedzy, opartej m.in. na danych równieŨ z wiŃkszej liczby otworów, powinien byŕ podjŃty wyprzedzajŃcy temat badawczy o charakterze metodycznym.

Zailenie jest pojŃciem stosowanym gğównie w interpretacjach geofizycznych i jest traktowane jako iloŜciowa miara wpğywu skğadników ilastych skağ na reakcje wiŃkszoŜci geofizycznych metod pomiarowych. NajpowaŨniejszym mankamentem wykonywanych dotychczas profilowaŒ naturalnego promieniowania gamma (szczególnie archiwalnych) jest brak porównywalnoŜci jednostek pomiarowych. Jednym ze sposobów rozwiŃzania tego zagadnienia moŨe byŕ standaryzacja statystyczna tych profilowaŒ (Szewczyk, 1998). CzasochğonnoŜŕ tego sposobu standaryzacji praktycznie wykluczyğa moŨliwoŜŕ jej zastosowania w ramach prowadzonych prac interpretacyjnych

Stosowanie wartoŜci zailenia obliczanego w wyniku iloŜciowych interpretacji danych geofizycznych w poszczególnych otworach wiertniczych dla okreŜlania regionalnej zmiennoŜci tego parametru (a poŜrednio zmian litofacjalnych, a takŨe przepuszczalnoŜci skağ), jest przedsiŃwziŃciem ryzykownym i nieuprawnionym.

Czy poziom naturalnego promieniowania gamma moŨe byŕ traktowany jako iloŜciowa miara zailenia piaskowców jury dolnej i Ŝrodkowej? - wydaje siŃ to byŕ intuicyjnie oczywiste. Nikt jednak tego nie udowodniği nawet nie podjŃto staraŒ aby tŃ zasadniczŃ kwestiŃ wyjaŜniŕ.

Tabela 1.1.8.1 Otwory w rejonie Bełchatowa,
dla których określono szczegółowo zailenie i litologiń

Nazwa otworu wiertniczego:	Głębokość końcowa [m]	Rok wykonania	Inwestor
Barczew-2	2691,2	1970	PGNiG
Białą-5	2149,00	1970	PGNiG
Biesiec-2	3019,80	1992	PGNiG
Błaszki-1	3602,00	1985	PGNiG
Buków-1	5105,00	1978	PGNiG
Budziszewice IG-1	5601,00	1983	PIG
Chrusty-1	3571,70	1974	PGNiG
Dymek IG-1	2797,00	1972	PIG
Florentyna IG-2	3882,00	1982	PIG
Gidle-5	2765,00	1969	PGNiG
Gomunice-4	2056,00	1968	PGNiG
Gomunice-8	3095,00	1971	PGNiG
Gomunice-12	3031,00	1989	PGNiG
Gruszczyce-2	3299,00	1983	PGNiG
Jeżów IG-1	3062,00	1972	PIG
Kalisz IG-1	3600,00	1974	PIG
Kliczków-6	3353,30	1970	PGNiG
Lutomiersk-2	3204,00	1971	PGNiG
Milianów IG-1	3229,40	1968	PIG
Mniszków IG-1	3028,00	1972	PIG
Niechmirów IG-1	2892,00	1971	PIG
Niechmirów-2	3587,00	1974	PGNiG
Ołęgów IG-1	2875,00	1970	PIG
Pągów IG-1	3200,50	1967	PIG
Piotrków Trybunalski IG-1	4849,00	1982	PIG
Rawa Mazowiecka-1	5458,50	1977	PGNiG
świńkowice-2	2380,00	1972	PGNiG
Szwejki-1	4000,00	1983	PGNiG
Szwejki IG-3	5501,00	1988	PIG
Zakrzew IG-1	4912,00	1984	PIG
Zamoście-1	2910,00	1990	PGNiG
Zaosie-2	2071,00	1989	PGNiG
Zduńska Wola-1	3393,50	1975	PGNiG
Żerechowa-1	4139,20	1976	PGNiG

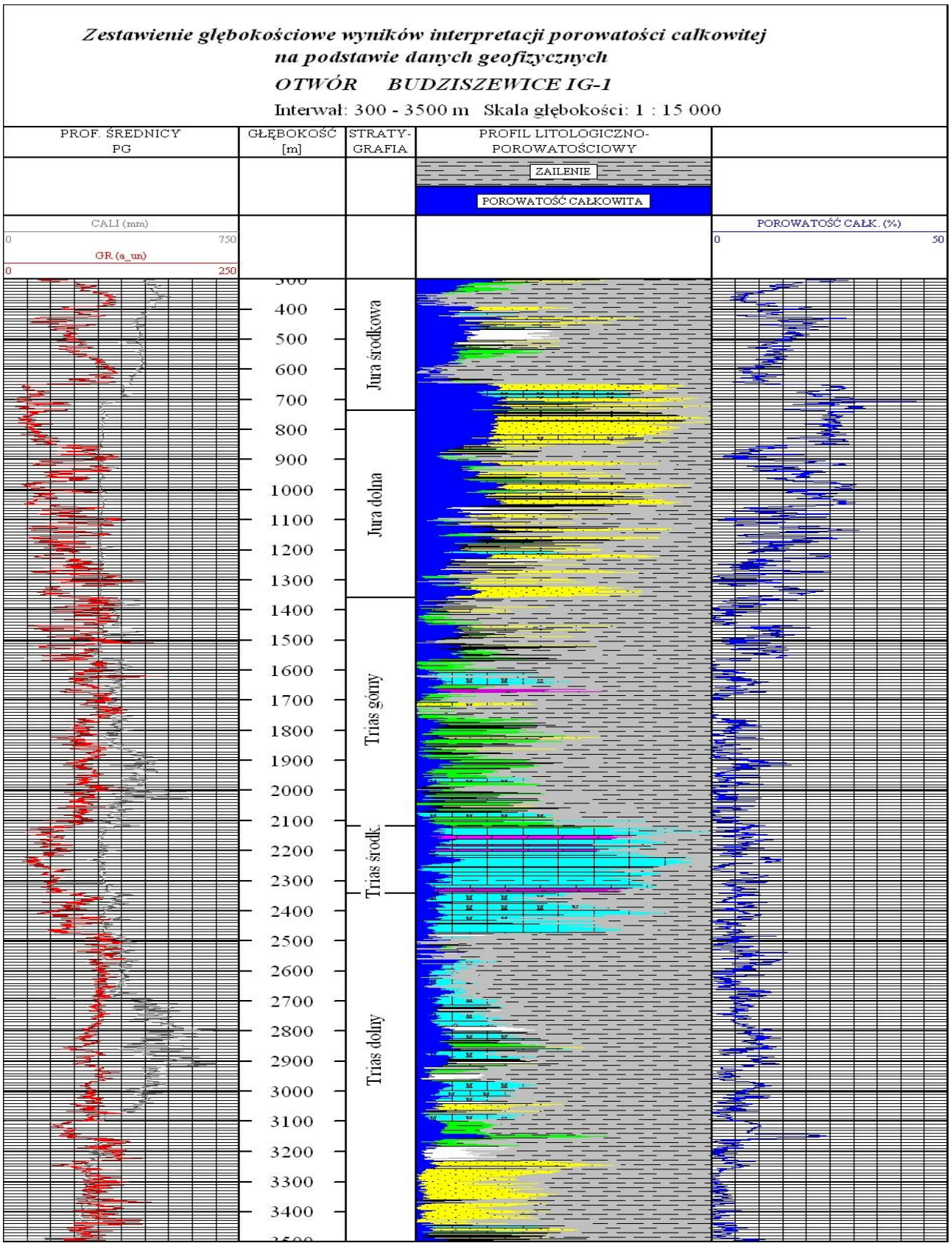


Fig. 1.1.8_7 Interpretacja krzywych geofizyki wiertniczej dla otworu Budziszewice IG-1

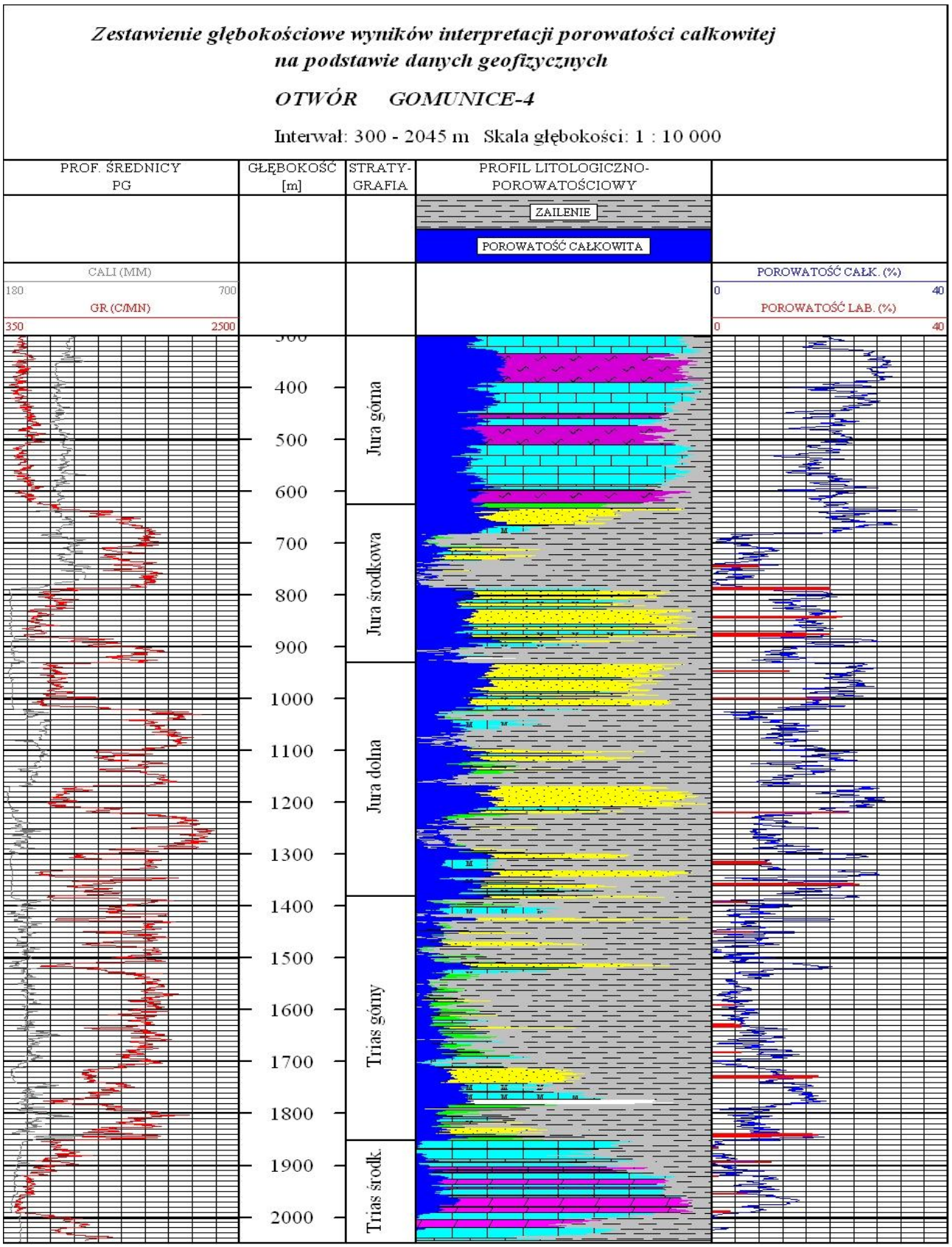


Fig. 1.1.8_8 Interpretacja krzywych geofizyki wiertniczej dla otworu Gomunice-4

Model temperatur (Jan Szewczyk)

Ze względu na istotne znaczenie izotermy +31.5°C dla oceny warunków występowania ciekłego CO_2, dla izotermy tej obliczono przybliżoną głębokość jej występowania na analizowanym obszarze. Źródłem danych o temperaturze były wyniki archiwalnych profilowań temperatury wykonanych w otworach wiertniczych. Na obszarze objętym badaniami wykonano pomiary temperatury w warunkach zbliżonych do ustalonych w blisko 20 otworach wiertniczych. Na Fig. 1.1.8_9 przedstawiono zestawienie głębokościowe wyników tych pomiarów. Głównym czynnikiem kształtowania temperatury podpowierzchniowej jest ziemski strumień cieplny. Dla analizowanego obszaru jego wartość ma relatywnie średnie i niskie wartości zawierające się w przedziale 58 - 82 mW/m^2.

Nie tyko jednak naturalne czynniki przyrodnicze kształtują temperaturę podpowierzchniową Ziemi. Proces wiercenia otworu, samo jego istnienie i związane z nim zaburzenie naturalnego pola cieplnego (np. konwekcja płynów w otworze czy pionowa cyrkulacja wód złożowych) jest także źródłem znacznych zakłóceń naturalnego reżimu termicznego warstw skalnych. W płytszych częściach otworów wartości temperatury są generalnie zawyżone, a w głębszych fragmentach - zaniżone. Miarą wielkości tego zaburzenia jest różnica temperatury obserwowanej w otworach w stosunku do jej wartości w strefie przypowierzchniowej Ziemi kształtowanej przez współczesny klimat.

Wykonanie otworu wiertniczego w sposób nieodwracalny zmienia stan naturalnej równowagi termicznej mas skalnych. Możliwość występowania zarówno konwekcyjnej cyrkulacji pionowej płynów wypełniających otwór wiertniczy, jak i wód złożowych znajdujących się w przestrzeni poza rurowej (jeśli otwór był zarurowany), wpływają na to, że proces pełnego powrotu do stanu równowagi termicznej nie następuje praktycznie nigdy. Otwór wiertniczy pozostaje, niezależnie od upływu czasu od jego zakończenia, czynnikiem zakłócającym naturalną temperaturę w tym ośrodku.

Wpływ tego przyrodniczego czynnika wraz ze wspomnianym zaburzeniem wpływają na to, że np. izoterma +31.5°C występuje dla badanego obszaru w przedziale głębokości od około 600 m do ponad 1000 m. Odpowiedź na pytanie na jakiej głębokości należy spodziewać się wystąpienia tej temperatury na poszczególnych fragmentach badanego obszaru wymaga uzyskania wiedzy na temat rozkładu rzeczywistych niezaburzonych temperatur.

Najprostszym, jak już wspomniano, kryterium określenia stopnia poprawności rejestrowanej w otworze wiertniczym temperatury jest jej przybliżona zgodność z temperaturą gruntu dla badanego obszaru. Wielkość odstępstwa od tej temperatury jest ilościową ogólną miarą oceny stopnia poprawności danych termicznych. Dla badanego obszaru wartość temperatury dla strefy przypowierzchniowej zawiera się w przedziale 9 +/-0.5°C (wartość ta oznaczona jako GST została zaznaczona na Fig. 1.1.8_9, (Szewczyk, 2009). Jak widać większość pokazanych danych pomiarowych wykazuje znaczne zawyżenie temperatury w jego najpłytszej części sięgające średnio około 10°C.

Opisane zaburzenia są istotnym utrudnieniem w uzyskaniu dokładnych informacji związanych z reżimem termicznym Ziemi, przede wszystkim na temat rzeczywistej nie zaburzonej temperatury ośrodka skalnego.

Dokonany w ostatnich latach postęp w zakresie poznania pola geotermicznego Ziemi, w tym mechanizmów kształtujących jej temperaturę podpowierzchniową, pozwala m.in. na aktywną weryfikację danych temperaturowych. Umożliwia to tym samym określenie dokładniejszych wartości temperatury górotworu. Zaproponowana metodyka korekt (obliczeń) temperatury pozwala nie tylko na obliczenie wartości temperatury w otworach posiadających dany termiczne, ale nawet na uzyskanie przybliżonej informacji o temperaturze w sytuacji całkowitego braku danych termicznych. Jest to pierwsza próba zastosowania tej metody wprowadzania korekt. Przyjmuje się

w niej przy wprowadzaniu korekty paleoklimatycznej (paleotemperatura okresu zlodowacenia Wisły plus korekta ocieplenia holoceńskiego), na obecnym początkowym etapie badań upraszczającego założenia o jednorodności ośrodka. Uzyskane rozwiązania prowadzą teoretycznie do eliminacji zaburzenia związanego z procesem wiercenia otworu. Na dalszych etapach badań powinno się rozwiązać to zagadnienie z uwzględnieniem niejednorodności ośrodka.

W odniesieniu do danych pomiarowych z badanego obszaru, dla których posiadano obliczone wartości strumienia, dokonano powyższych korekt. **Korekty te nie zawsze prowadzą do wyników, które można uznać za dostatecznie wiarygodne**.

Na Fig. 1.1.8_9 przedstawiono mapę głębokości występowania izotermy **+31.5°C**. Jak widać, czego należało się spodziewać, izoterma ta występuje na głębokości większej niż to wynikało na podstawie danych przed korektą średnia głębokość jej występowania wynosi około **926 m**. Dla porównania dla otworu Toruń-1 posiadającego unikalny współczesny dokładny pomiar temperatury, dokonane po ponad 20-to letniej (!) stójce otworu znajdującego się na obszarze o zbliżonej wartości strumienia, głębokość ta wynosi około 850 m.

Generalnie uzyskany obraz jest zbliżony do wcześniej pokazanego rozkładu gęstości strumienia cieplnego. Obraz strumienia cieplnego z oczywistych względów jest wyraźnie mniej zróżnicowany - zróżnicowanie jest związane, jak można przypuszczać, z wpływem odmiennej przewodności cieplnej nadkładu na badanym obszarze.

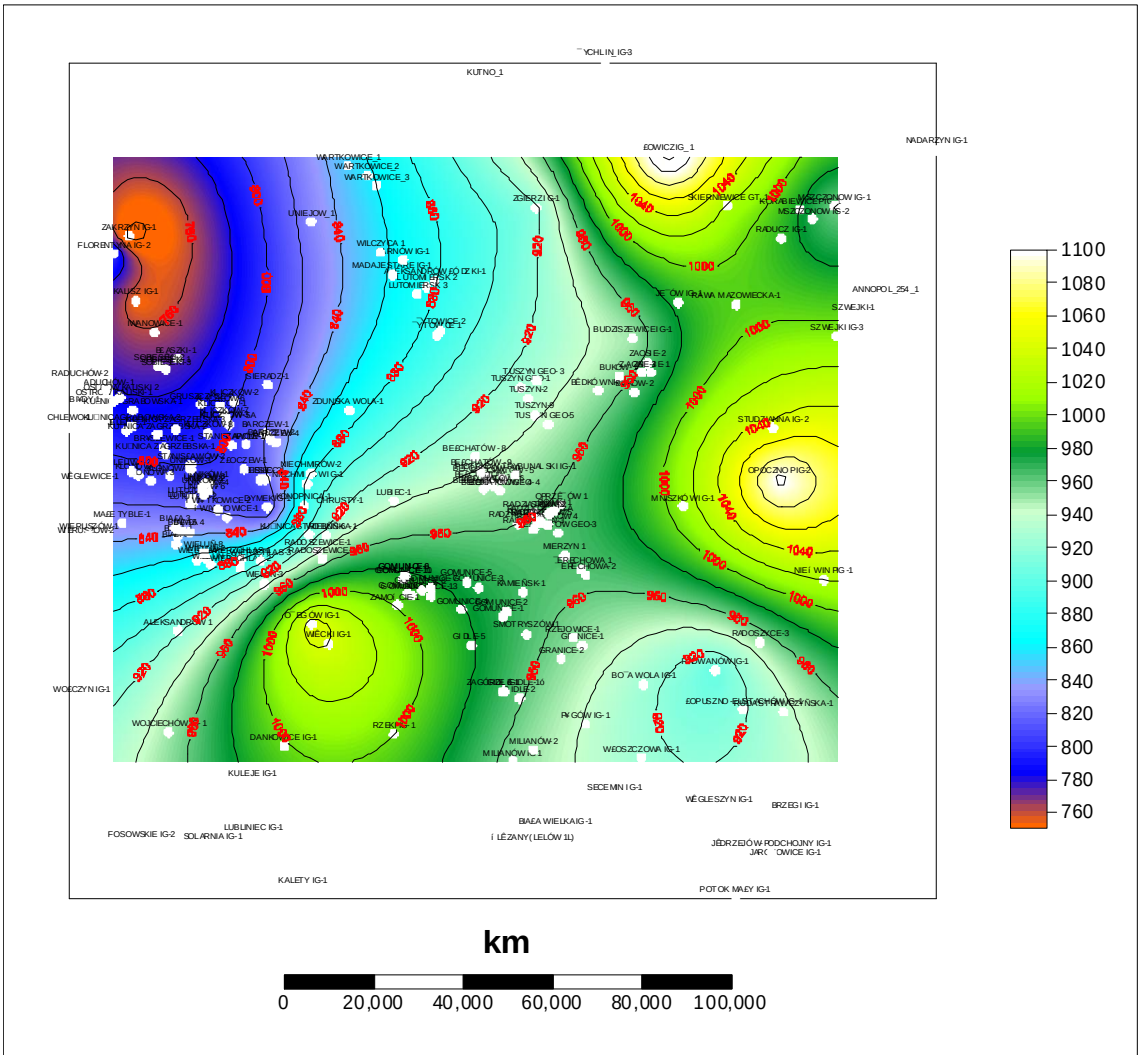


Fig. 1.1.8_9 Szacunkowa maksymalna głębokość występowania izotermy 31.5 °C (graniczna temperatura występowania CO_2 w stanie nadkrytycznym)

1.1.9 Ocena rozprzestrzeniania siň zatğoczonego CO_2 w mediach zğoÕowych dla wytypowanych obszarów

W ramach zadania opracowano regionalny model hydrogeologiczny kolektora dolnojurajskiego dla wybranego obszaru w rejonie Beğchatowa i wykonano dla niego modelowania rozpğywu dwutlenku wňgla z wykorzystaniem oprogramowania MODFLOW (Zbigniew Kaczorowski).

Natomiast AGH wykonağ w ramach zadania 1.1.34 symulacje rozpğywu dwutlenku wňgla dla nieco mniejszego obszaru innŃmetodŃ

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora J_1 na wybranym obszarze (Zbigniew Kaczorowski)

W oparciu o model budowy geologicznej ï powierzchnie stropu i spŃgu osadów jury dolnej oraz przebieg gğównych dyslokacji (patrz teÕFig 1.1.3_32-1.1.3_34) ï wykonano model przepğywu wód podziemnych dla obszaru od Pğocka na póğnocy po SkarÕysko KamiennŃna poğudniu i od Kalisza na zachodzie do Rawy Mazowieckiej na wschodzie.

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 4.

Model podzielono kwadratowŃ siatkŃ dyskretyzacyjnŃ na 200 kolumn, 160 wierszy i 7 warstw. Krok siatki wynosi dx=dy 1000 m. Obszar objňty modelowaniem wynosi 19 200 km^2. Warstwy modelu dzielŃobszar wystňpowania osadów jury dolnej gğňbokoŜciowo:

I warstwa ï od powierzchni stopu jury dolnej do rzňdnej 0 m n.p.m.,

II warstwa ï obszar wystňpowania osadów jury dolnej pomiňdzy rzňdnymi 0 a -500 m n.p.m.,

III warstwa ï obszar wystňpowania osadów jury dolnej pomiňdzy rzňdnymi -500 a -1000 m n.p.m.,

IV warstwa ï obszar wystňpowania osadów jury dolnej pomiňdzy rzňdnymi -1000 a -1500 m n.p.m.,

V warstwa ï obszar wystňpowania osadów jury dolnej pomiňdzy rzňdnymi -1500 a -2000 m n.p.m.,

VI warstwa ï obszar wystňpowania osadów jury dolnej pomiňdzy rzňdnymi -2000 a -2500 m n.p.m.,

VII warstwa ï obszar wystňpowania osadów jury dolnej pomiňdzy rzňdnymi -2500 a -3600 m n.p.m.

Ze wzglňdu na brak peğnego modelu budowy litofacjalnej rozpatrywanego obszaru, jako zağoÕenie poczŃtkowe przyjňto, Õe model bňdzie obejmowağ tylko osady cağej jury dolnej, traktowane w cağoŜci jako warstwa wodonoŜna (Fig. 1.1.9_1 i 1.1.9_2). MiŃszoŜĺ osadów jury dolnej wynosi od okoğo 50 do 1400 m. Warstwy leÕŃce powyÕej i poniÕej traktowano jako nieprzepuszczalne.

Na modelowanym obszarze zadano warunki brzegowe:

II rodzaju ï na obszarze wychodni utworów jury dolnej na powierzchni terenu ï wielkoŜĺ infiltracji efektywnej zadano w wysokoŜci 40-50 mm/a,

II rodzaju - wydatki otworów zatğaczajŃcych CO_2,

I rodzaju GHB ï granica NE; rzňdna zwierciadğa wody 0 m n.p.m., oddalona o 150-300 km, granica NW; rzňdna zwierciadğa wody 0 m n.p.m., oddalona o 200-300 km, granica SW; rzňdna zwierciadğa wody od 80-320 m n.p.m., oddalona o 30-150 km.

Dla modelowanego obszaru parametry warstwy wodonoŜnej wedğug badaŒlaboratoryjnych przedstawiajŃsiň nastňpujŃco:

- porowatoŜĺ cağkowita: od 0,76 do 27,17 % - wartoŜci Ŝrednie w otworze wynoszŃ 1,08ï 25,26%
- przepuszczalnoŜĺ od 0,1 do 1342 mD - wartoŜci Ŝrednie w otworze wynoszŃ0,2 ï 636.3 mD.

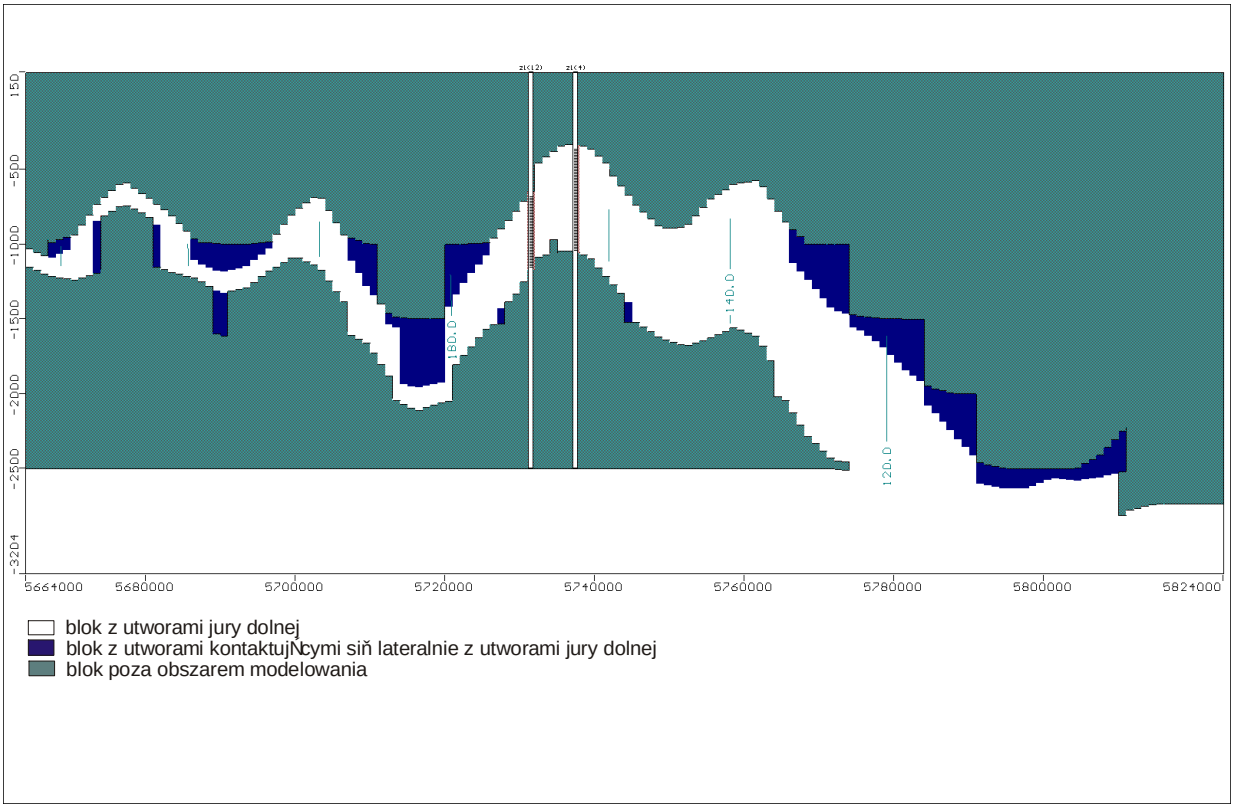
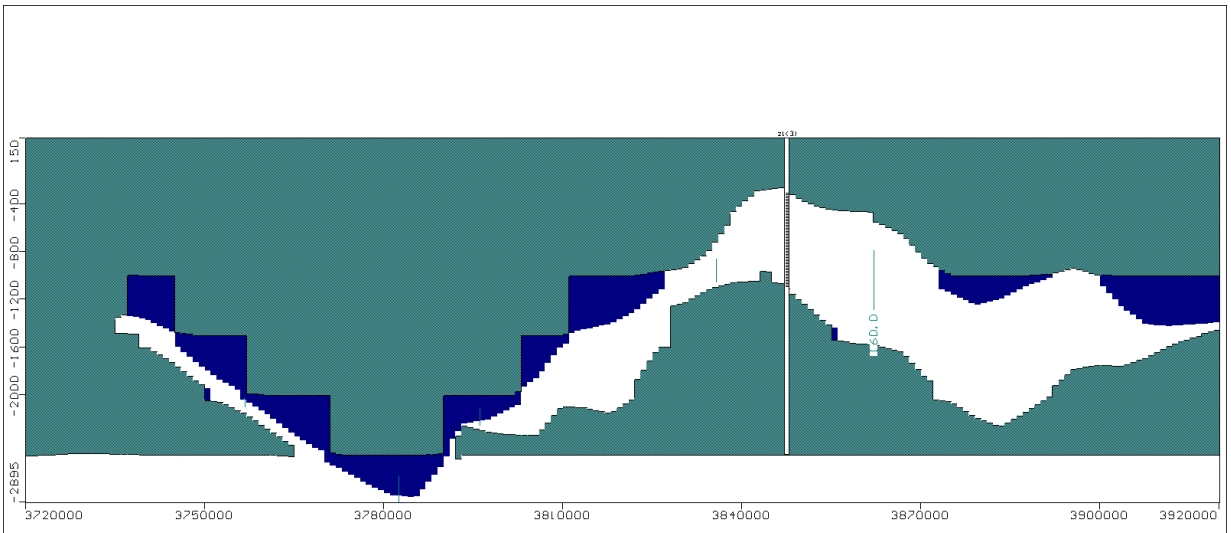


Fig. 1.1.9_1 Przekrój N-S przez modelowany obszar



Ryc. 1.1.9_2 Przekrój W-E przez modelowany obszar

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej programem Modflow, z pakietu Visual Modflow, dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych (Fig. 1.1.9_3) do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła wód podziemnych/piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w bazie Bo-hydro, danych z „Atlasu wód geotermalnych...” i danych z Banku Hydro dla modelowanego obszaru. Wynosi ono od 70 m n.p.m. na NW granicy modelowanego obszaru do 340 m n.p.m. na SE granicy modelu w obszarze wychodni jury dolnej.

Struktura modelu i parametry warstwy wodonośnej zostały skorygowane i oszacowane podczas kalibracji i weryfikacji modelu. Korekty polegały na wykonaniu lateralnych kontaktów utworów jury dolnej ze skałami sąsiadującymi (utworami jury środkowej i/lub górnej). Kontakty te mogą występować w obszarze stref tektonicznych, w których różnice w położeniu stropu/spągu osadów jury dolnej wynoszą od kilkuset metrów do dwóch kilometrów. Przewodność warstwy wodonośnej po kalibracji modelu zmienia się od 0,2 do 7 m/d (od 2,3 $*10^{-6}$ do 8,1 $*10^{-6}$ m/s), a w obszarze stref uskokowych, w granicach od 0,005 do 0,01 m/d (od 5,8 $*10^{-8}$ do 1,2 $*10^{-7}$ m/s).
Wartości porowatości efektywnej przyjęto w granicach 8-20 %.
Współczynnik zasobności sprężystej przyjęto b=0,00001.

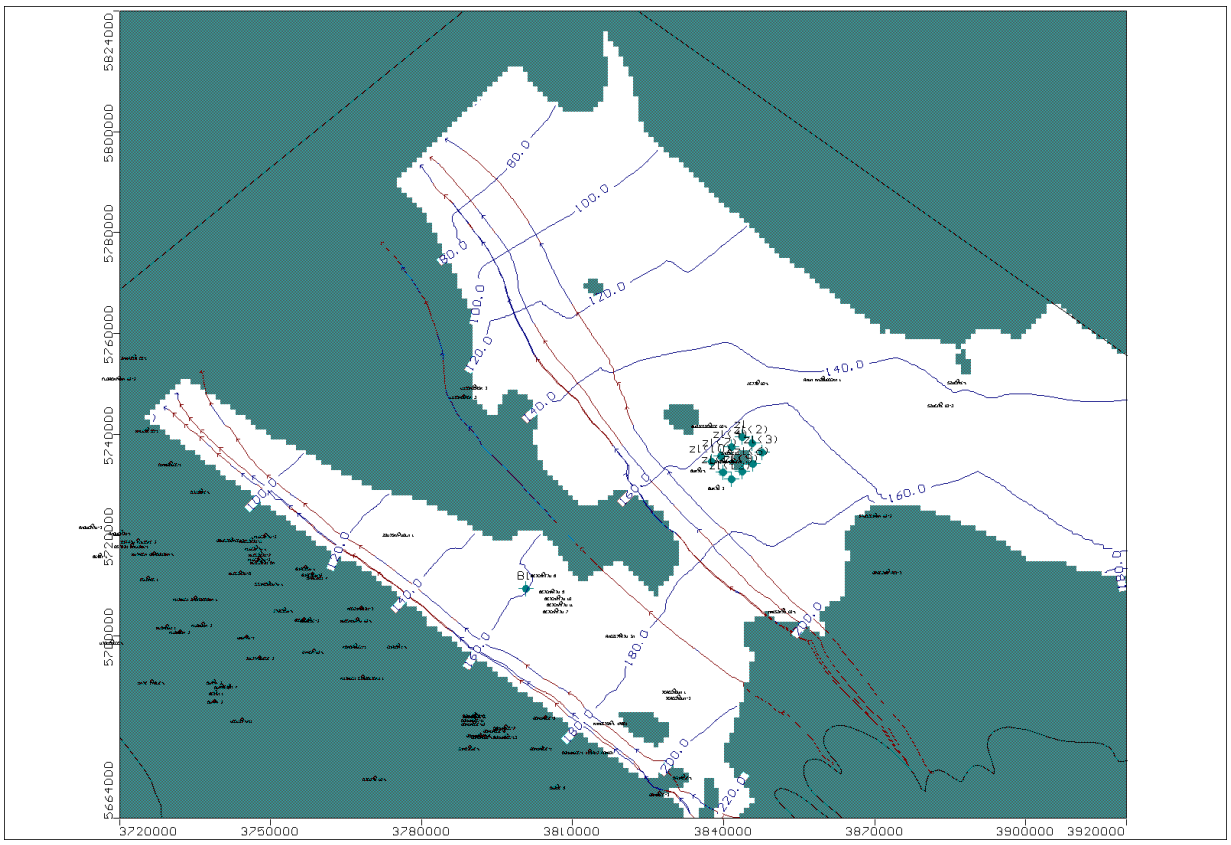


Fig. 1.1.9_3. Rozkład ciśnień piezometrycznych w czwartej warstwie modelu (głębokość pomiędzy -1000 a -1500 m n.p.m.) - warunki pierwotne.

W warunkach naturalnego krążenia zasilanie warstwy wodonośnej wynosi 64932,75 m^3/d;

- dopływ z infiltracji opadów atmosferycznych – 58699,72 m^3/d,
- dopływ z wychodni - SW granica modelu – 6233,03 m^3/d,
- odpływ z warstwy wodonośnej wynosi 64926,14 m^3/d,
- odpływ z wychodni – NW i NE granica modelu – 64926,14 m^3/d.

Przy zadanej konstrukcji modelu następuje wymiana wód pomiędzy utworami jury dolnej i utworami kontaktującymi się z nimi lateralnie i jej bilans wynosi 51540 m^3/d odpływu z utworów jury dolnej.

Przepływ następuje z SE na NW. Czas przepływu wody przez modelowany obszar wynosi od 60-140 tys. lat czyli prędkość filtracji wynosi 1,2-2,8 m/a.

Obliczenia prognostyczne

W celu symulacji zatłaczania CO_2 do warstwy wodonośnej założono, że do osadów jury dolnej zostanie zatłoczone 300 000 000 Mg CO_2. Przy gęstości CO_2 wynoszącej 0,7 Mg/m^3 da to 428571428,6 m^3 cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu deponowania wynoszącym 30 lat (Fig. 1.1.9_4) i 15 otworach zatłaczających wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 2609,26 m^3/d (108,72 m^3/h).

Zatłaczanie CO_2 do warstwy wodonośnej zlokalizowano w rejonie pomiędzy otworami Budziszewice i Zaosie w osiowej części antykliny. W jego wyniku przepływy w warstwie wodonośnej wynosiły: 104073.2 m^3/d,:
- dopływ z infiltracji opadów atmosferycznych - 58699.72 m^3/d,
- dopływ z wychodni - SW granica modelu - 6233.01 m^3/d,
- dopływ otworami zatłaczającymi - 39138.89 m^3/d.

Odpływ z warstwy wodonośnej wynosi 104013.5 m^3/d,:
- odpływ z wychodni – NW i NE granica modelu - 64926.11 m^3/d,
- zasoby sprężyste warstwy - 39087.43 m^3/d.

W przypadku pojedynczego otworu zatłaczającego, zafiltrowanego na całym odcinku występowania osadów jury dolnej (w badanym rejonie jej miąższość wynosi około 800 m) represja, przy zatłaczaniu 2609,26 m^3/d przez 30 lat wyniesie 2,2 m w bloku obliczeniowym (1000x1000 m) co da represję w otworze zatłaczającym około 4,4 m. Przy naporze na strop warstwy, wynoszącym w warunkach naturalnych 460 m stanowi to około 1 % ciśnienia.

W efekcie zatłaczania CO_2 przez 15 otworów z wydatkiem 2609,26 m^3/d każdy pogłębienie zwierciadła wody w modelowanym obszarze podniosło się do 27 m, przy czym najwyższe represje występowały w centralnym obszarze zatłaczania (Fig. 1.1.9_4). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej stanowi to wzrost ciśnienia o 6 %.

Bilans wymiany wód pomiędzy utworami jury dolnej i utworami kontaktującymi się z nimi lateralnie, w chwili zaprzestania zatłaczania wynosi 44540 m^3/d odpływu z utworów jury dolnej.

Zasięg represji wynoszącej 2 m sięga 45,5 km na NW, 56,5 km na SE i odpowiednio 33,5 i 36 km na SW i NE. Lej represji rozprzestrzenia się wzdłuż osi antykliny. Jego zasięg prostopadły do osi antykliny jest mniejszy i w osiach sąsiednich synklin redukuje się do wartości około 1m.

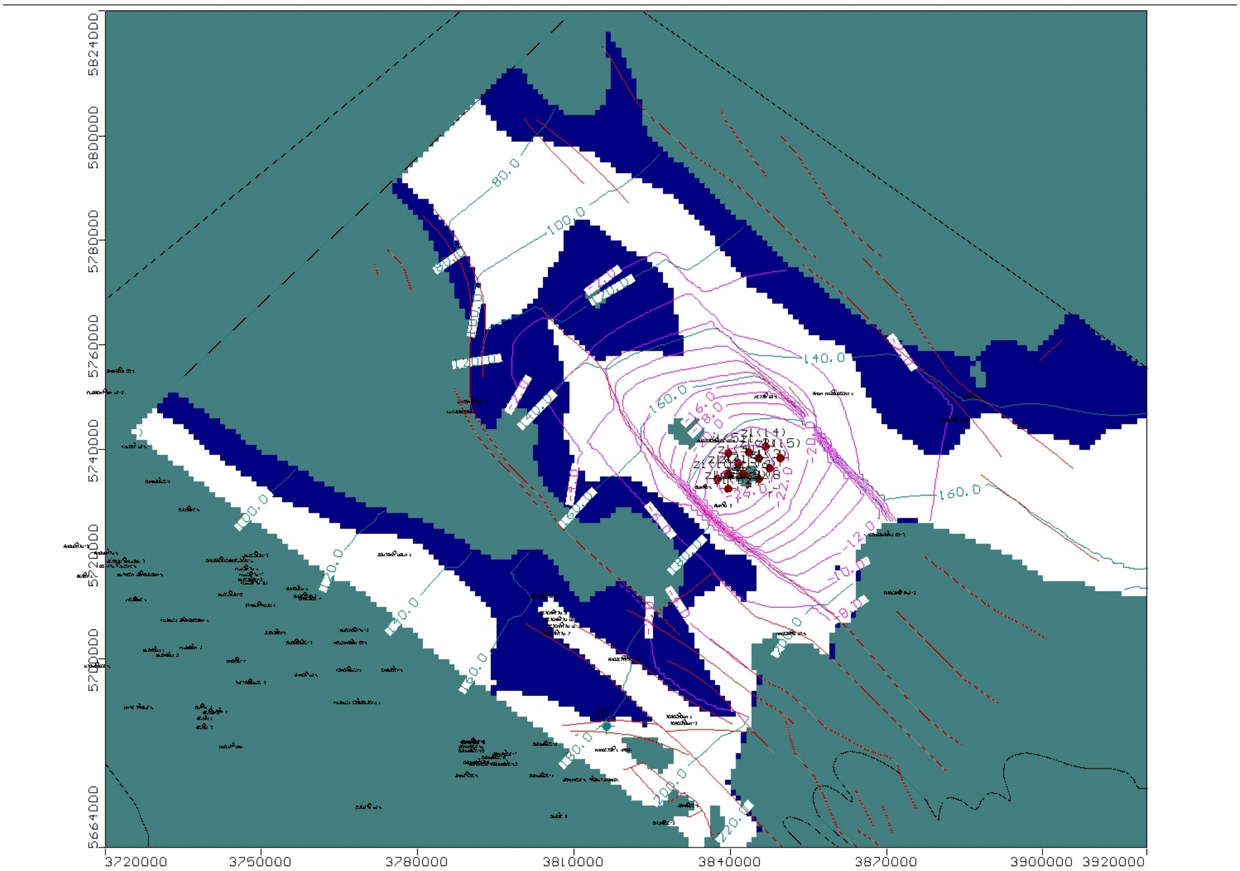
Różnica w przepływach, w stosunku do warunków naturalnych wynosi 39140.41 m^3/d i stanowi to 60 % wartości przepływu w warunkach naturalnych. Jest to prawie w całości ilość zatłoczonego CO_2 do warstwy wodonośnej.

Po zaprzestaniu zatłaczania na skutek przepływu w warstwie wodonośnej w kierunku NW następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania.

Rozkład obniżania się ciśnień w centrum zatłaczania, w czasie przedstawia się jak poniżej:
- 0 lat – represja 27 m,
- 20 lat – represja 6 m,
- 70 lat – represja 3 m,

- 1000 lat ï represja 0,9 m,
- 2000 lat ï represja 0,35 m,
- 3000 lat ï represja 0,15 m.

Spadek ciŜnienia do warunków naturalnych nastŃpi po okoğo 3000 lat od zaprzestania zatğaczania.



blok z utworami jury dolnej
blok z utworami kontaktujŃcymi siň lateralnie z utworami jury doln
blok poza obszarem modelowania
linie prŃdu, strzağki co 10 000 lat czasu przepğywu
izolinie ciŜnieŒw jurze dolnej
izolinie represji w jurze dolnej
z1 otwory zatğaczajŃce

Ryc. 1.1.9_4. Rozkğad ciŜnieŒpiezometrycznych i izolinii represji w czwartej warstwie modelu (gğňbokoŜĆ pomiňdzy -1000 a -1500 m n.p.m.) po 30 latach zatğaczania CO_2

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest znacznym uproszczeniem struktury geologicznej bňdŃcej przedmiotem modelowania. Po wykonaniu modelu budowy litofacjalnej bňdzie moŨliwa dalsza weryfikacja modelu hydrogeologicznego i dokğadniejszego okreŜlenia kontaktów hydraulicznych pomiňdzy poszczególnymi warstwami o dobrych wğaŜciwoŜciach zbiornikowych.

Spadek ciŜnieŒw warstwie wodonoŜnej wskazuje na przepğyw wód z prňdkoŜciŃ od 1,2 do 2,8 m/a równolegle do stref tektonicznych. Strefy tektoniczne peğniŃ rolň utrudniajŃcŃ przepğyw, jak równieŨ umoŨliwiajŃ lateralne kontakty przepuszczalnych skağ róŨnowiekowych (z jury Ŝrodkowej i górnej). Ze wzglňdu na sğabo rozpoznane warunki rozkğadu ciŜnieŒw SW czňŜci modelowanego obszaru moŨliwe sŃ odchylenia od obecnie uzyskanych kierunków przepğywu.

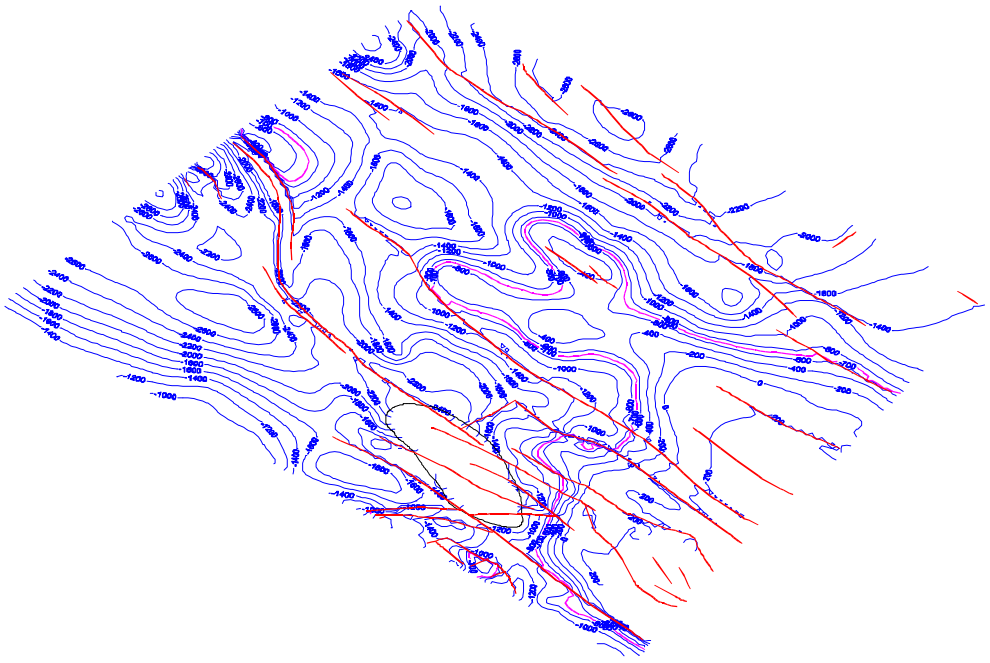


Fig. 1.1.9_5 Mapa stropu utworów jury dolnej w modelowanym obszarze

Rzędne stropu utworów jury dolnej wynoszą od trzystu kilkudziesięciu metrów n.p.m. w rejonie wychodni (obszar SE modelu) do -3600 m n.p.m. (obszar N i NW modelu). Ze względów technicznych obszar przeznaczony do sekwestracji CO_2 powinien znajdować się na głębokości nie mniejszej niż 800-1000 m. W rozpatrywanym obszarze przeznaczonym do sekwestracji (Zaosie-Budziszewice) rzędne stropu jury dolnej wynoszą od -800 do -300 m n.p.m. Przy rzędnych terenu około 200 m n.p.m. obszar ten nie powinien być brany pod uwagę przy geologicznej sekwestracji CO_2 (Ryc.1.1.9_5) w przypadku najpłytszego kolektora i górnego toarku (pod nim jest mniej szczelne uszczelnienie dolnego toarku, potem kolektor w pliensbachu a poniżej kolejny kolektor). Podczas zatłaczania CO_2 na mniejszych głębokościach będzie on przechodzić z cieczy nadkrytycznej w gaz.

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO_2 jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką przepuszczalność filtracji, wprowadzany CO_2 będzie tworzyć zasoby sprężyste warstwy wodonośnej. Będzie to powodować wzrost ciśnienia w rejonie składowania, natomiast przepływy będą się zmieniać w niewielkim stopniu.

Wzrost ciśnienia wynoszący tylko około 27 m w bloku obliczeniowym wynika z dużej miąższości utworów jury dolnej w rejonie zatłaczania (500-800 m).

Po zaprzestaniu zatłaczania nastąpi sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania. W okresie do 3000 lat nastąpi powrót ciśnienia do warunków naturalnych, czyli CO_2 zostanie rozprowadzone po warstwie wodonośnej. W okresie 5000 lat front zatłaczanego CO_2 przesunie się od 13 do 25 km od najbardziej na NW wysuniętych otworów zatłaczających. W warunkach naturalnych przepływ wód w tym okresie wynosiłby 6-14 km.

Ocena rozprzestrzeniania siń zatgoczonego CO_2 w oparciu o komputerowe symulacje zatgaczania (1.1.34 ï AGH)

Przedmiotem zagadnienia jest analiza wyników modelowania rozpgywu CO_2 w utworach dolnej jury do celów magazynowania CO_2.

Wykorzystano do tego celu przestrzenny 3D model komputerowy obrazujĎcy zmiennoŠÍ litologicznoï zbiornikowĎklastycznych utworów jury (KSE WGGiOś AGH) oraz jako wstĕp do II Segmentu dla rejonu Begchatowa - przestrzenny model numeryczny zatgaczania CO2 do struktury Zaosie I i Zaosie III wykonany KIG WWNiG AGH (zadanie 1.1.32).

Zaosie I

Wykonano szereg symulacji Šredniookresowych (100-300 lat) dla dwóch podstawowych modeli numerycznych zbudowanych w rejonie Budziszewic dla warstw dolnojurajskich (Pliensbach/Synemur/Hettang).

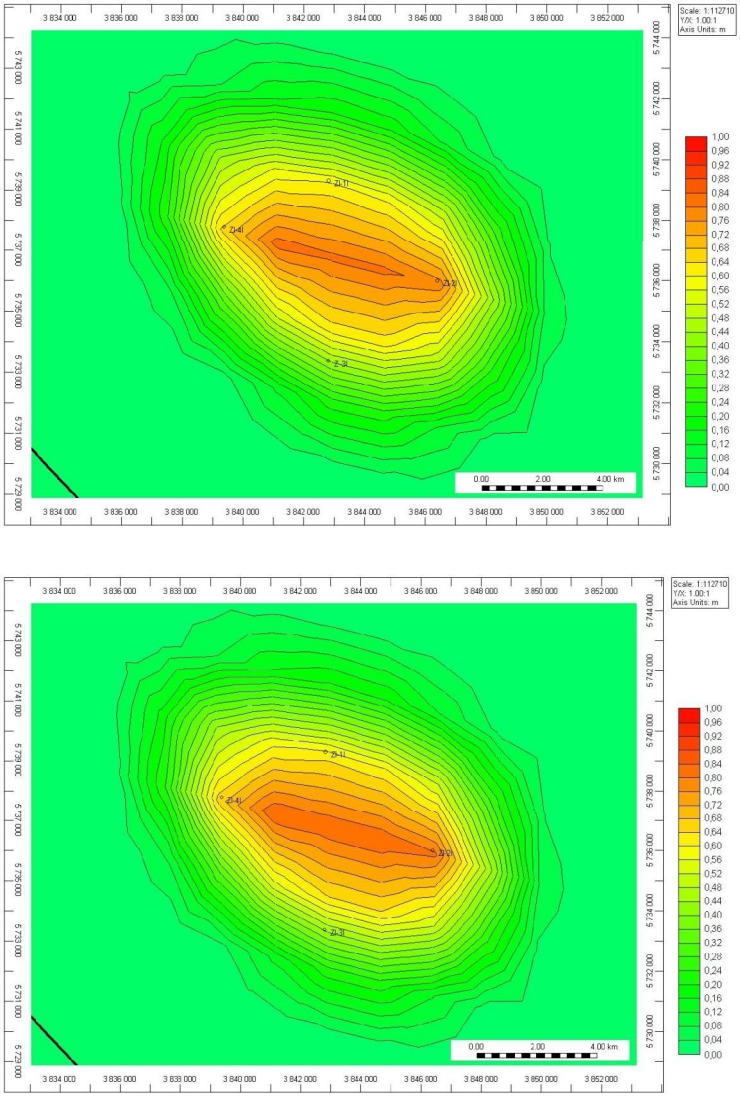


Fig. 1.1.9_6 Zmiana zasiĕgu rozpgywu CO2 w regionalnym modelu dla struktury Zaosie I Rozkgad nasycenia CO2 po 100 latach (u góry) oraz po 200 latach (na dole)

Obserwuje siň stabilizacjň zasiňgu rozpğywu CO2 na rysunku powyŨej (Fig. 1.1.9_6), potwierdzajŃca wczeŜniejsze sugestie o ograniczeniu moŨliwej migracji CO2 w tej strukturze ï pod warunkiem wystňpowania temperatury zğoŨowej wyŨszej niŨ32°C.

Model prezentowany na Fig. 1.1.9_6 ï zbudowany zostağ na zağoŨeniu temperatury przewyŨszajŃcej temperaturň krytycznŃ CO2 (31°C). W takim przypadku CO2 moŨe zachowywaĺ siň w zğoŨu w sposób niestabilny ï w sekcji magazynowej mogŃ powstaĺ prŃdy konwekcyjne wywoğane znacznŃróŨnicŃgňstoŜci fazy ciekğej i fazy gazowej.

Jest faktem, Ũe ciŜnienie w stropowej czňŜci antykliny bňdzie utrzymywaĺ siň na poziomie 68 barów (1.1.9_7) ï jeszcze po okresie 150 lat od zatğoczenia CO2. W tym okresie ciŜnienie bňdzie zmierzaĺ do wyrównania ï 62 barów (w stropie). W przypadku potwierdzenia szczelnoŜci tej struktury w aspekcie braku nieciŃgğoŜci w rejonie (uskoków przewodzŃcych) oraz zmian geochemicznych nadkğadu ï moŨna zağoŨyĺ, Ũe zatğoczony gaz bňdzie ulegağ powolnej mineralizacji oraz stopniowemu rozpuszczaniu w okalajŃcej i poŜcielajŃcej wodzie.

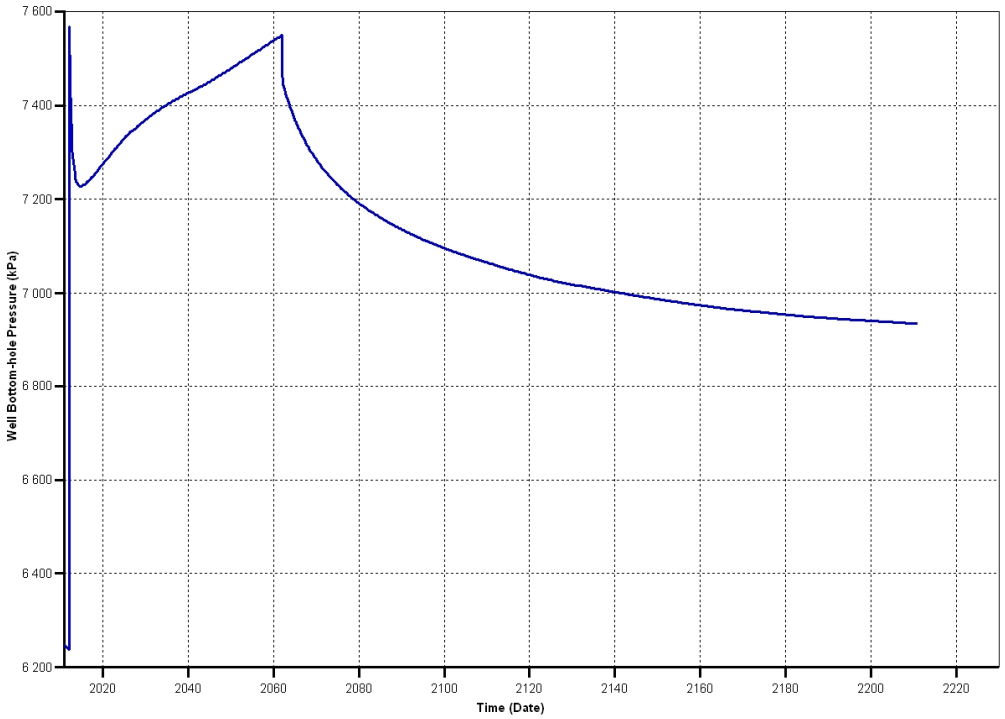


Fig. 1.1.9_7 Zmiana ciŜnienia w otworze zatğaczajŃcym ï podczas i po zakoŒczeniu tğoczenia CO2

W takim przypadku konieczne jest zbudowanie dodatkowego modelu nieizotermicznego z reakcjŃ geochemicznŃ(TOUGHREACT) w tym rejonie.

Z pewnoŜciŃï w przypadku zatğaczania CO_2 do tej struktury naleŨy rozwaŨyĺ zatğaczanie znacznie podgrzanego CO2 ï o temperaturze rzňdu 40-45°C z uwagi na wystňpujŃcy efekt Joule'a-Thomsona powodujŃcy dodatkowe schğodzenie podczas rozprňŨania gazu w strefie przyodwiertowej.

Analiza przekroju pionowego nasycenia CO2 w strukturze Zaosie I (Fig. 1.1.9_8)ï pokazuje na znacznie wiňksze pojemnoŜci magazynowania w tej strukturze (po wyjaŜnieniu problemów termodynamicznych). W prezentowanym modelu przedstawiony jest magazyn o pojemnoŜci 100 Mt CO2.

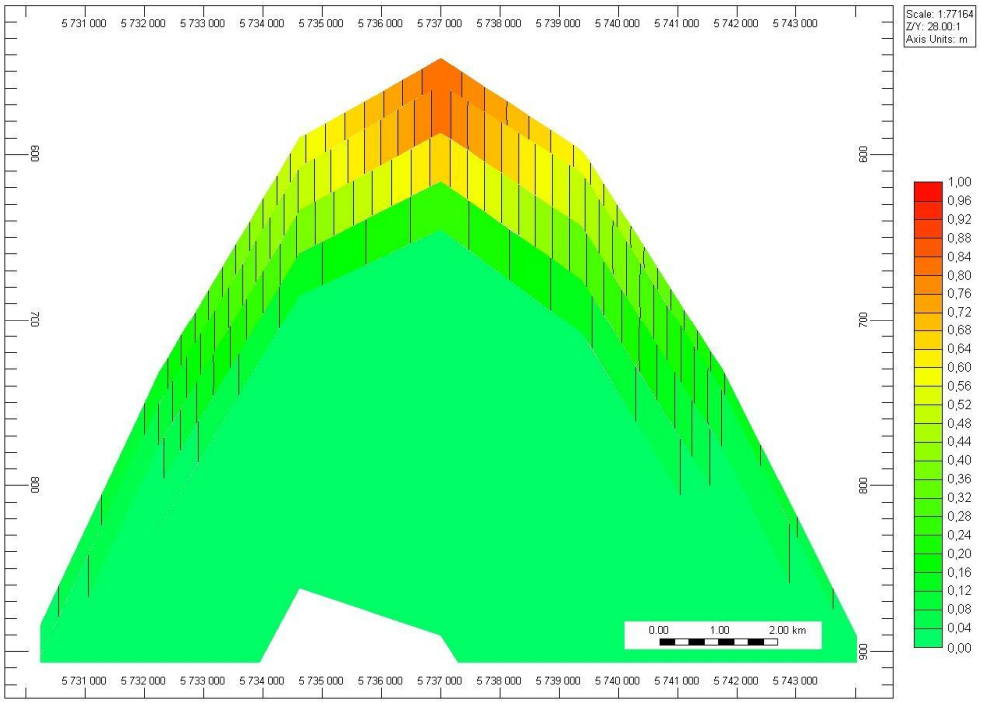


Fig. 1.1.9_8 Przekrój pionowy rozpływu CO2 w strukturze Zaosie I

Zaosie III

Na Fig. 1.1.9_10 pokazano zasięg zmian nasycenia CO2 w strukturze Zaosie III po 100 i 150 latach od zakończenia tłoczenia CO2. Obserwuje się przesunięcie obszaru rozpływu CO2 ï pokazane na Fig. 1.1.9_10. Zasięg rozprzestrzeniania się obszaru zajętego przez CO2 maleje w czasie. Prognozuje się jego zwiększony nieznacznie rozwój w kierunku północno-zachodnim zgodnie z gradientem przepływu regionalnego wód dolnojurajskich.

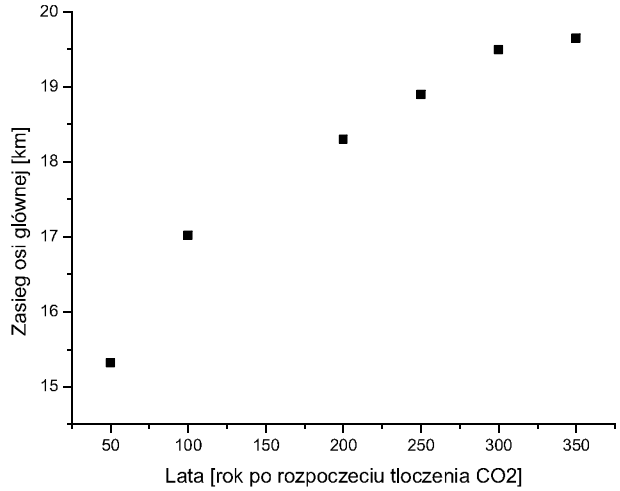


Fig. 1.1.9_9 Zmiana zasięgu głównej osi elipsoidy w strukturze ZIII. Widoczna powolna stabilizacja zasięgu. Model bez oddziaływania regionalnego ruchu wód dolnojurajskich

(v=0.3 m/rok)

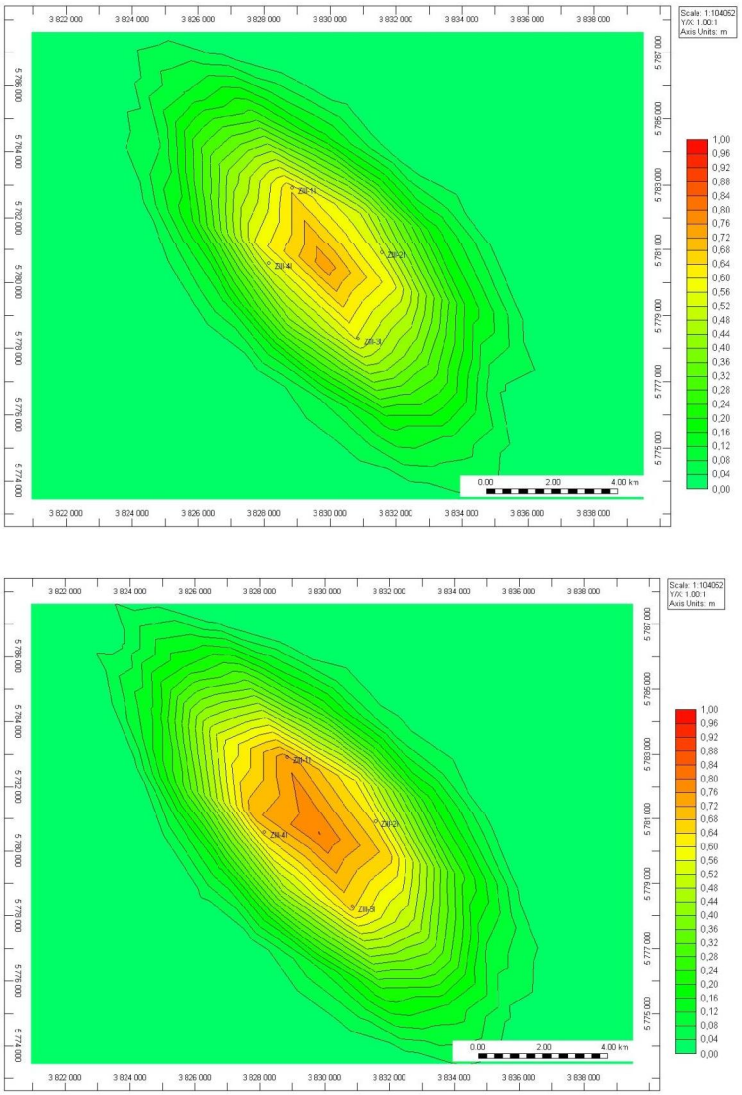


Fig. 1.1.9_10 Zmiana zasiğgu rozpğywu CO2 w regionalnym modelu dla struktury Zaosie III Rozkğad nasycenia CO2 po 100 latach (u góry) oraz po 200 latach (na dole)

Wnioski

1. Wykonane modele rozpğywu powinny zostaĺ zweryfikowane po otrzymaniu nowych danych z wierceŒ oraz nowych badan geofizycznych. Konieczne jest wğŃczenie modelowania geochemicznego ï dla modelu regionalnego (TOUGHREACT) celem potwierdzenia stabilizacji zasiğgu rozprzestrzeniania siğ dwutlenku wğgla w tym rejonie.
2. W przypadku struktury Zaosie I ï konieczne jest dalsze badanie struktury z uwagi na jej stosunkowo bliskie poğoŽenie w stosunku do wychodni.
3. Lokalizacja magazynu na strukturze Zaosie III ï nie budzi obaw, jeŽeli potwierdzona zostanie szczelnoŠĺ nadkğadu w tym rejonie poprzez uszczelnienia wystğpujŃce w toarku, batonie i bajosie.

1.1.10 Budowa wielodostępnej bazy danych

Ustalenie struktury bazy danych projektu (Jacek Cheğmiœski)

W ramach projektu przewidziano budowę bazy danych, której zasoby będą wykorzystane m.in. do konstrukcji przestrzennych modeli strukturalno-parametrycznych. Podczas prac projektowych przy budowie bazy danych przyjęto że zestaw danych przechowywanych w bazie powinien umożliwił dokonanie:

- charakterystyki formacji i struktur odpowiednich do geologicznego składowania CO_2,
- analizy danych petrologicznych z zakresu zawartości węglanów i minerałów ilastych w próbkach rdzeni,
- analizy danych petrofizycznych na podstawie parametrów filtracyjnych skał zbiornikowych oraz uszczelniających,
- analizy danych hydrogeologicznych dla formacji wodonośnych oraz danych geochemicznych płynów
- efektem końcowym powinno być wykonanie modeli przestrzennych 3D regionalnych i szczegółowych dla potencjalnych poziomów zbiornikowych i ekranujących.

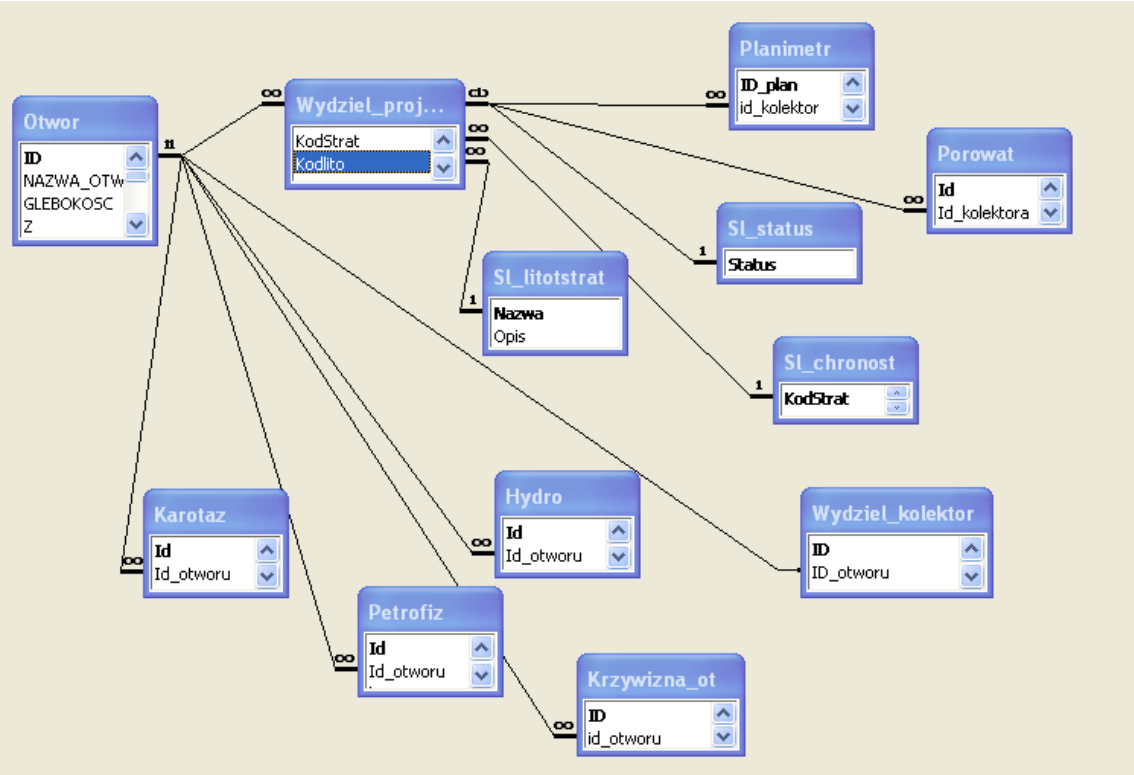


Fig. 1.1.10_1 Struktura bazy danych projektu „Sekwestracja CO2”

Utworzona baza danych „Sekwestracja CO2” podczas kilku-miesięcznej eksploatacji podlegała kolejnym modyfikacjom uwzględniającym sugestie i opinie użytkowników (Fig. 1.1.10.1 – stan aktualny). W związku z koniecznością umieszczenia w bazie danych informacji karotażowych została zmodyfikowana jej struktura o tablice, atrybuty i związki z innymi obiektami istniejącymi w bazie. Dodano tablicę „Karotaż” uzupełniono ją o identyfikator systemowy i nadano odpowiednie atrybuty uwzględniające charakterystykę ilościową i jakościową dostarczonych danych źródłowych.

Określono również przywileje i role poszczególnych grup konsorcjantów i przydzielono dostęp do poszczególnych danych (tablic, formatek i raportów).

Napełnianie wielodostępnej bazy danych otworowych z uwzględnieniem specyfiki konstrukcji modeli przestrzennych (Jacek Chełmiński)

Podczas prac analitycznych i projektowych, podczas licznych konsultacji z przyszłymi użytkownikami opracowano taką strukturę bazy danych, która będzie mogła uwzględnić specyfikę konstrukcji modeli przestrzennych. Umożliwiono operatorom bazy danych rozdzielić poszczególne warstwy nadając im status kolektora lub uszczelniacza warstw zbiornikowych (Fig. 1.1.10_2). Dodatkowym aspektem jest to, że poszczególne raporty mogą być generowane do postaci ASCII lub txt wg aktualnych potrzeb użytkownika. Opracowano i przeprowadzono szkolenia użytkowników o części związanej z metodyką importu danych do bazy wykorzystując możliwości narzędzi MS Excel. Poszczególne parametry zostały tak zorganizowane, że użytkownicy średnio zaawansowani w technikach cyfrowych są w stanie przeprowadzić procedurę importu danych, których są wykonawcami.
Proces importu odbywa się wg następującego schematu:

3. Posiadane dane są wczytywane do arkusza kalkulacyjnego MS Excel
4. Zostaje wstawiona kolumna której znajduje się identyfikator systemowy
5. Nadawane są nazwy kolumn w Excel zgodne z nazwami kolumn tablic bazy danych
6. Następuje import do bazy
7. Tworzona jest tymczasowa tablica z danymi importowanymi
8. Przy pomocy kwerendy zostają dołączane dane do odpowiedniej tablicy bazodanowej.

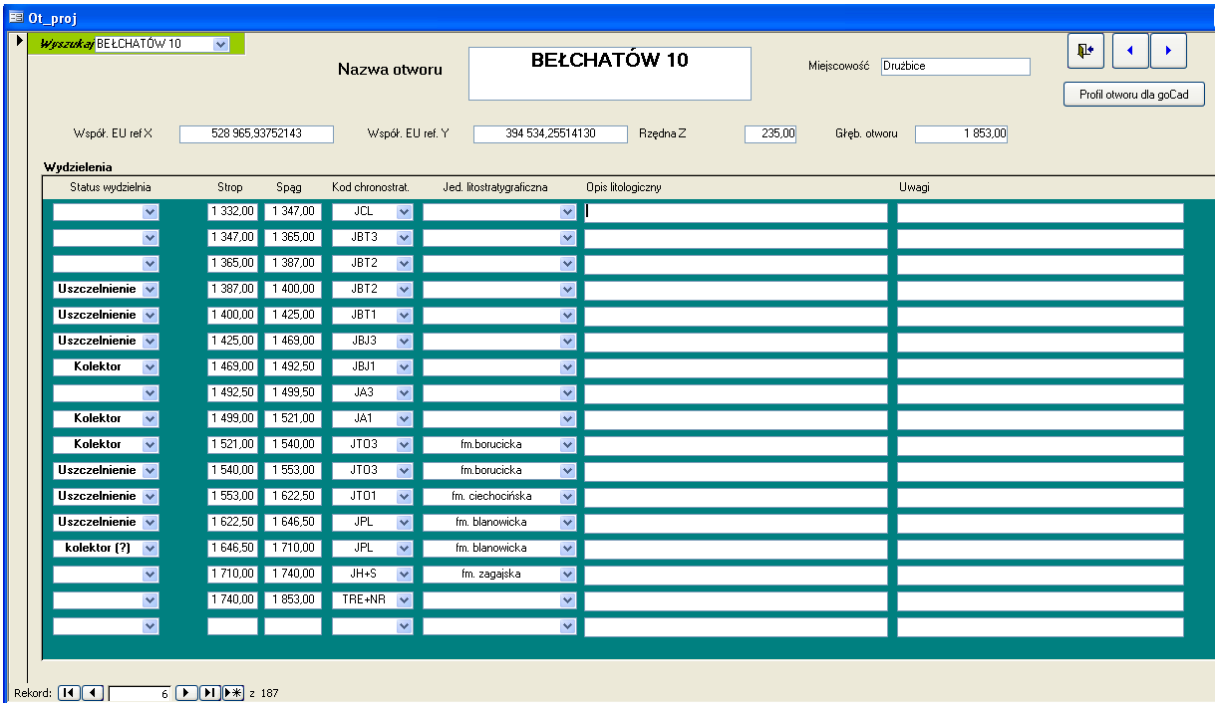
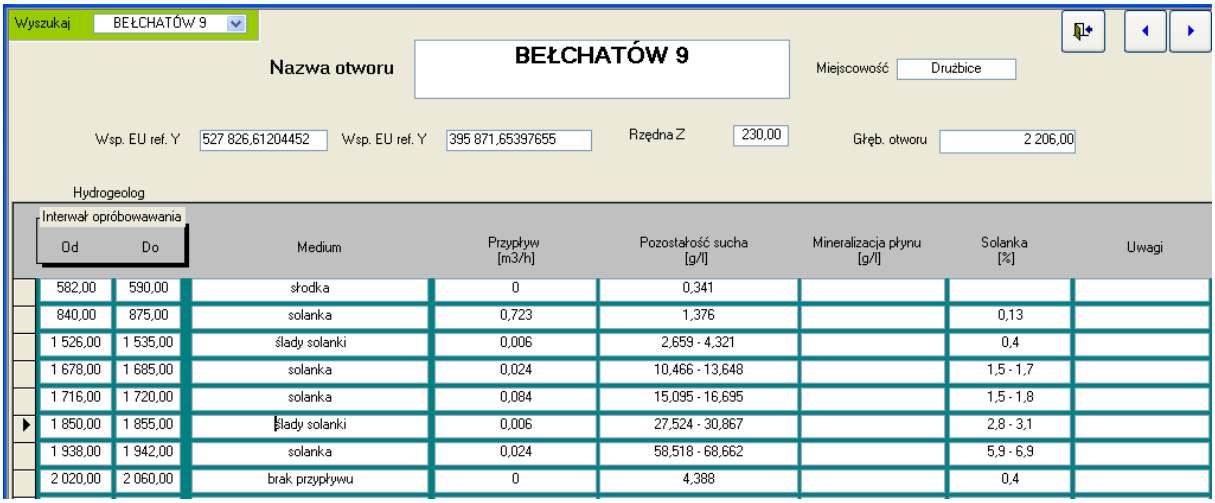


Fig. 1.1.10_2 Okno umożliwiające zapis profilu chrono-, litostratygraficznego otworów wiertniczych

Napełnianie wielodostępnej bazy danych otworowych z uwzględnieniem specyfiki modelowań hydrogeologicznych (Jacek Chełmiński)

Utworzona baza danych posiada tablicę zawierającą niezbędne do projektu dane hydrogeologiczne (Fig. 1.1.10_3).



Wyszukaj BEŁCHATÓW 9

Nazwa otworu **BEŁCHATÓW 9** Miejscowość Drużbice

Wsp. EU ref. Y 527 826,61204452 Wsp. EU ref. Y 395 871,65397655 Rzędna Z 230,00 Głęb. otworu 2 206,00

Hydrogeolog

Interwał opróbowawania Od	Do	Medium	Przypływ [m3/h]	Pozostałość sucha [g/l]	Mineralizacja płynu [g/l]	Solanka [%]	Uwagi
582,00	590,00	słodka	0	0,341			
840,00	875,00	solanka	0,723	1,376		0,13	
1 526,00	1 535,00	ślady solanki	0,006	2,659 - 4,321		0,4	
1 678,00	1 685,00	solanka	0,024	10,466 - 13,648		1,5 - 1,7	
1 716,00	1 720,00	solanka	0,084	15,095 - 16,695		1,5 - 1,8	
1 850,00	1 855,00	ślady solanki	0,006	27,524 - 30,867		2,8 - 3,1	
1 938,00	1 942,00	solanka	0,024	58,518 - 68,662		5,9 - 6,9	
2 020,00	2 060,00	brak przypływu	0	4,388		0,4	

Fig. 1.1.10_3 Tablica z danymi hydrogeologicznymi projektu

Wydaje siň, Ũe uszczegóğawiajŃc model przestrzenny (II Segment) konieczne bňdzie uzupeğnienie bazy danych innymi parametrami okreŜlajŃcymi skğad fizyko-chemiczny wód podziemnych jak i solanek o nastňpujŃce parametry:

Nazwa otworu
Strop
Spag
Wiek
Lito
Przyplyw
Q
V
Temperatura
Pz
Pd
Pg
Przep p
Przep o
Gradient
Mineralizacja
Pz-w
Pd-w
Pg-w
Poziom zwierciadla W
Poziom zwierciadla P
SiO2
Cl
4.06.2009
HCO3
CO3
Br
J
Ca
Mg
Fe2
Fe3
Fe
Na
K
Na+K
NH4
Mn
Li
Sr
OH
SiO3

Tabela 1.1.10.1 Parametry hydrodynamiczne i hydrogeochemiczne kolektorów.

Utrzymywanie bazy danych (1.4.1 ï PIG-PIB)

Poszerzanie zakresu bazy danych otworowych (Jacek CheğmiŒski)

W pierwszej czňŜci projektu dotyczŃcego wyznaczenia formacji i struktur do bezpiecznego skğadowania CO2 w punkcie dotyczŃcym budowy bazy danych, powstağa jej struktura pozwalajŃca na wprowadzanie i przechowywanie danych umoŨliwiajŃcych budowň modeli przestrzennych 3D. Podczas prac projektowych i implementacyjnych utworzono bazň której dane pozwalajŃ przeprowadziĺ nastňpujŃce analizy:

- okreŜliĺ charakterystyki formacji i struktur odpowiednich do geologicznego skğadowania CO_2,
- dokonaĺ analizy danych petrologicznych z zakresu zawartoŜci wňglanów i minerağów ilastych w próbkach rdzeni,
- dokonaĺ analizy danych petrofizycznych na podstawie parametrów filtracyjnych skağ

zbiornikowych oraz uszczelniających,
- dokonał analizy danych hydrogeologicznych dla formacji wodonośnych oraz danych geochemicznych płynów

Podczas eksploatacji bazy okazało się, że niezbędnymi danymi do modelowań przestrzennych są dane karotażowe otworów wiertniczych (tzn. wyniki interpretacji profilowań geofizyki wiertniczej). Zostały one dostarczone w postaci plików .txt (Fig. 1.1.10_4).

```
250.25 WAP  -4      19.77      38.26      32.16     -1.00
250.75 WAP  -4      19.35      37.92      31.87     -1.00
251.25 WAP  -4      22.30      37.44      31.45     -1.00
251.75 WAP  -4      21.20      37.18      31.22     -1.00
252.25 WAP  -4      17.07      37.23      31.27     -1.00
252.75 WAP  -4      17.28      36.99      31.06     -1.00
253.25 WAP  -4      20.10      35.96      30.17     -1.00
253.75 WAP  -4      19.44      35.98      30.19     -1.00
254.25 WAP  -4      17.55      37.89      31.84     -1.00
254.75 WAP  -4      16.14      39.28      33.05     -1.00
255.25 WAP  -4      14.93      39.15      32.93     -1.00
255.75 WAP  -4      16.32      38.88      32.70     -1.00
256.25 WAP  -4      18.02      37.88      31.83     -1.00
256.75 WAP  -4      16.98      37.99      31.93     -1.00
257.25 WAP  -4      18.05      37.97      31.91     -1.00
257.75 WAP  -4      16.45      38.80      32.62     -1.00
258.25 WAP  -4      13.53      39.34      33.10     -1.00
258.75 WAP  -4      17.00      38.15      32.06     -1.00
259.25 WAP  -4      17.69      37.47      31.47     -1.00
```

Fig. 1.1.10_4 Przykład pliku z danymi karotażowymi.

id_otworu	od	kod_lito	Generaliza_lito	zailenie	Porow_calk	Porow_efekt
23635	343,75	111	-6	44,12	13,56	0,01
23635	356,75	111	-6	33,69	15,93	0,01
23635	357,25	111	-6	35,12	15,89	0,01
23635	357,75	111	-6	32,81	15,45	0,01
23635	390,75	111	-6	27,69	14,28	0,01
23635	526,75	111	-6	89,83	5,99	0,01
23635	536,25	111	-6	8,85	27,21	0,01
23635	604,75	111	-6	14,43	19,87	0,01
23635	605,25	111	-6	31,37	18,51	0,01
23635	605,75	111	-6	19,59	18,72	0,01
23635	606,25	111	-6	21,01	19,99	0,01

Fig. 1.1.10_5 Plik z danymi karotażowymi wprowadzony do bazy danych projektu.

Plik ten został poddany odpowiednim modyfikacjom (m. in. przypisanie identyfikatora systemowego, zgeneralizowanie warstw litologicznych) po których można było go zaimportować go bazy danych (Fig. 1.1.10_5).

Udostępnienie bazy dla członków Konsorcjum przez Internet (Jacek Chełmiński, Piotr Matyjasik)

W celu umożliwienia korzystania z zasobów bazy danych śsekwestracjąó przez konsorcjantów projektu, wykorzystano możliwości platformy systemowej Jetro CockpIT jako generatora trójwarstwowych aplikacji (Fig. 1.1.10_6).
Jetro CockpIT jest rozwiązaniem z rodziny centralnego przetwarzania danych opartym o usługi terminalowe Microsoft Technologia ta umożliwia zdalny dostęp do aplikacji w taki sposób, że po stronie klienta każda aplikacja wyświetlana jest w niezależnym oknie. W przeciwieństwie do śzwykłychó usług terminalowych Microsoft pozwala to użytkownikowi na jednoczesną pracę na

lokalnych jak i zdalnych aplikacjach, bez potrzeby przeg Ńczania między lokalnym a zdalnym pulpitem W porozumieniu z administratorami poszczególnych czg onków konsorcjum nadano im uprawnienia do korzystania z zasobów bazy danych oraz zainstalowano na komputerach klienckich oprogramowania umoÕliwiajŃce komunikacjń po sieci Internetu z baza danych ĂSekwestracja Ăzainstalowanej na serwerach PIG

W celu zwińkszenia bezpieczeCstwa wykorzystano zaimplementowane w bazie Access mechanizmy ochrony danych. W przypadku bazy danych ĂSekwestracja CO2ò utworzono Grupy uÕytkowników przydzielajŃc im odpowiednie role i przywileje.

UÕytkowników bazy danych podzielono na grupy wedg ug nastńpujŃcych zasad:

- ✓ kaÕdy z konsorcjantów zostag nazwany unikalnŃ nazwŃ np INIG (Instytut Nafty i Gazu), AGH (Akademia Górniczo ï Hutnicza)
- ✓ KaÕdy zarejestrowany pracownik grup konsorcjanckich otrzymag swój log i hasg o do bazy
- ✓ Standardowo kaÕdy pracownik konsorcjum otrzymag moÕliwoSÍ ï odczytu danych z bazy, moÕliwoSÍ wyboru okreSlonych danych, i moÕliwoSÍ wpisu nowych danych
- ✓ Gg ówny koordynator projektu PIG otrzymag wszystkie przywileje i role.

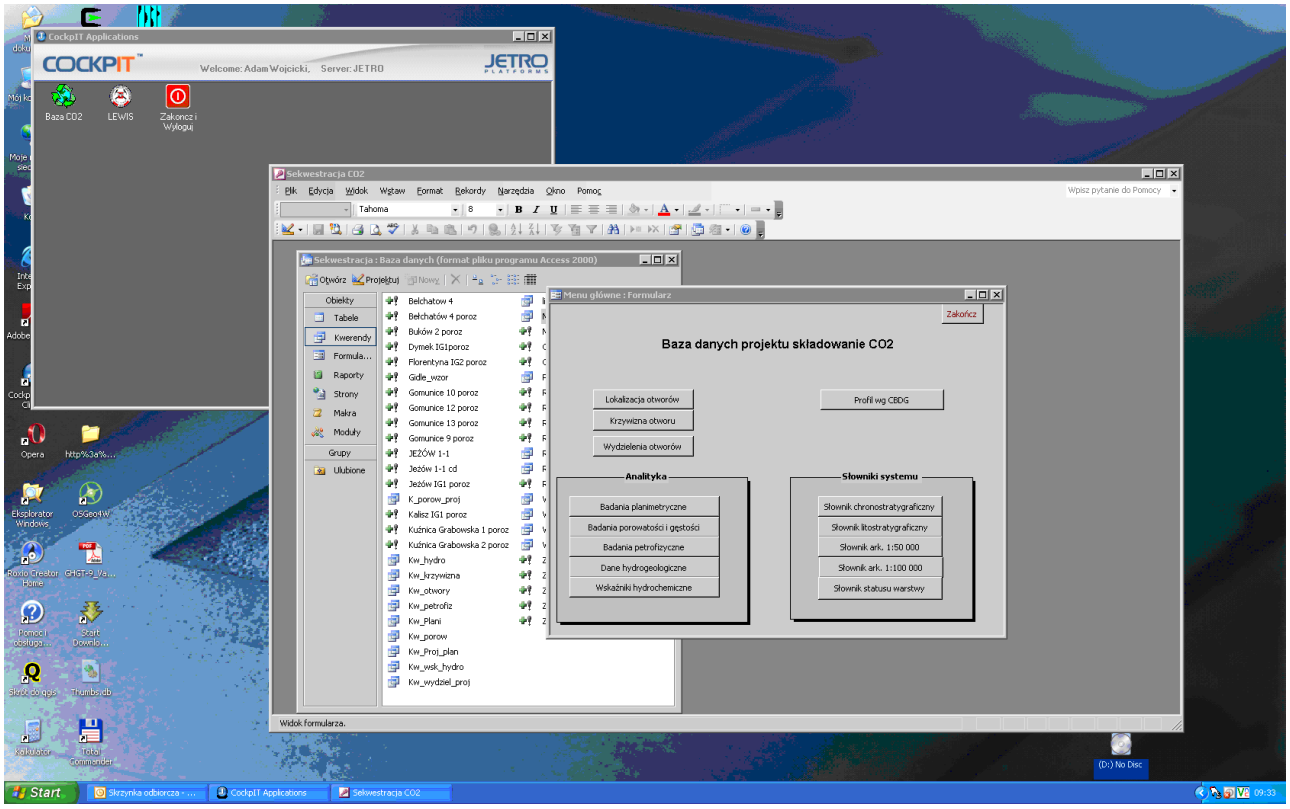


Fig. 1.1.10_6 Dostńp do bazy danych projektu ĂSekwestracja CO2ò

1.1.11 Określenie obszarów, na których można będzie lokalizować składowiska CO2 (Podsumowanie)

Zasadniczo punkt ten dotyczy sporządzenia niniejszego opracowania, a w szczególności podsumowania dotychczas zgromadzonych i opracowanych materiałów.

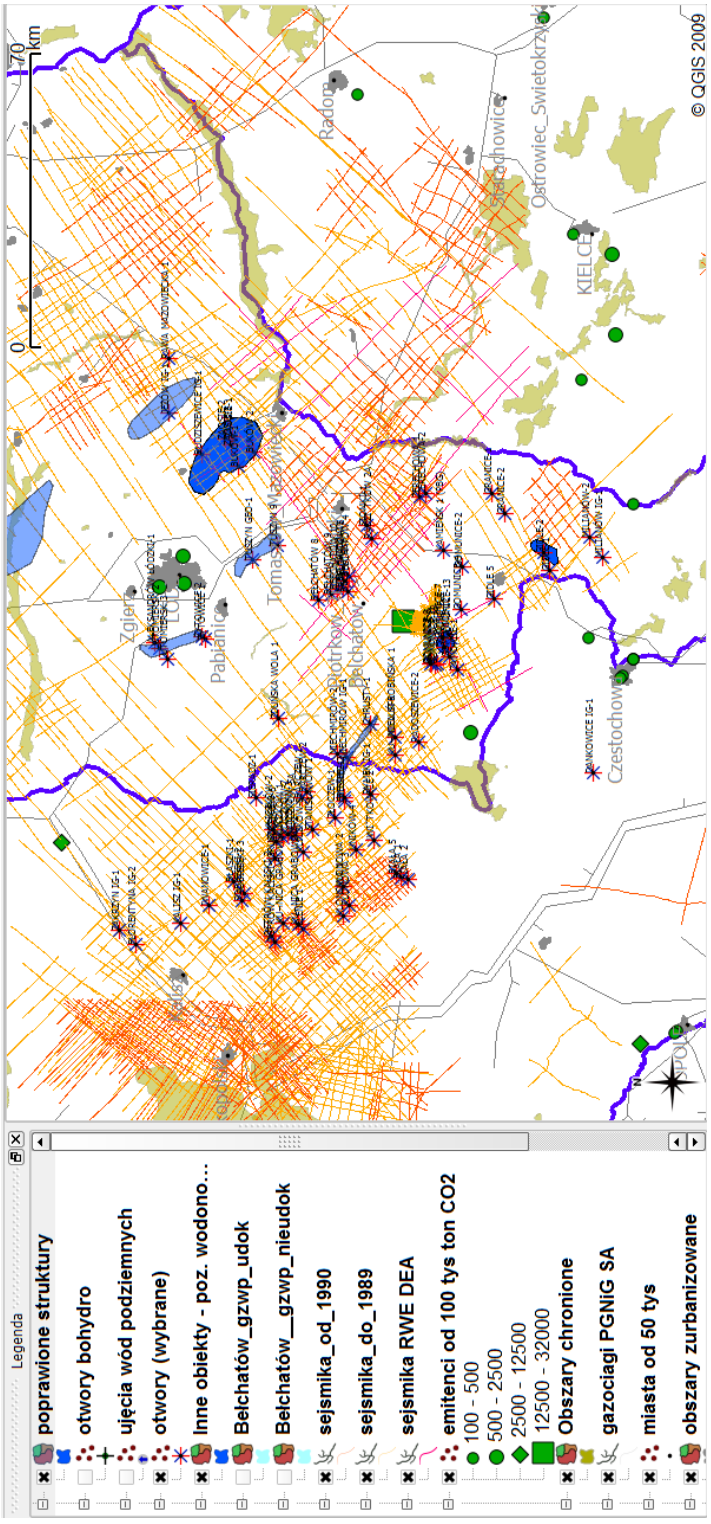


Fig. 1.1.11_1 Rozpatrywane struktury

Rozpatrujemy nastĕpujĄce struktury (patrz 1.1.1 i 1.1.2 oraz Fig 1.1.11_1):

- Budziszewice-Zaosie
- JeŬów
- Lutomiersk
- Tuszyn
- Kliczków-J
- Gomunice
- Gidle

oraz Wojszyce

Struktura **Budziszewice-Zaosie** jest najlepiej rozpoznana i sejsmikĄ i otworami i z tego miĕdzy innymi wzglĕdu zostaĝa wybrana do drugiego segmentu. ChociaŬ najwaŬniejszy kolektor pliensbachu wystĕpuje w najwyŬszej partii (otwór Zaosie-2) prawdopodobnie na granicy obszaru nadkrytycznego, zawsze jest mozliwe zaproponowanie wiercenia na jego skĝonie, gdzie mamy ggĕbokoŜci ponad 1 km i wchodzimy ponizej hipotetycznej strefy wysĝodzenia solanki.

Struktura JeŬów jest w przypadku kolektorów jury za pĝytko i nie ma wg sejsmiki dobrego uszczelnienia.

Struktura Lutomiersk jest bardzo sĝabo rozpoznana sejsmikĄ i sĝabo otworami ï okreŜlenie jej przydatnoŜci wymagaĝoby nowych prac sejsmicznych (rozpoznawczych, nie monitoringu zerowego). LeŬy ona przy walnej strefie uskokowej i prawdopodobnie moŬliwa jest migracja zatĝaczanego dwutlenku wĕgla i solanki do rezerwowego GZWP aglomeracji ĝódzkiej.

Struktura Tuszyn ma podobnĄsytuacjĕ jak Lutomiersk.

Struktura Kliczków-J to wĝaŜciwie odcinek rowu jurajskiego, do którego prawdopodobnie nie da siĕ zatĝoczyc zbyt wielkich iloŜci dwutlenku wĕgla. Jest ona niedostatecznie rozpoznana (nie byĝa atrakcyjna dla poszukiwaŒnaftowych).

Struktury Gomunice i Gidle omówiono wczeŜniej jako mniej perspektywiczne, z uwagi na skomplikowanĄtektonikĕ w ich otoczeniu i niedostateczne rozpoznanie tych obszarów i zjawisk jak na wyrokowanie o ich przydatnoŜci.

Struktura Wojszyce leŬy stosunkowo daleko od Beĝchatowa i stĄd pierwotnie nie byĝa w ogóle rozpoznawana. Poza otworami Wojszyce IG-..., które znajdujĄsiĕ na jej NW kraŒcu tak naprawdĕ nie ma dla niej rozpoznania otworami. Sytuacjĕ dodatkowo komplikuje obecnoŜĆ obszaru NATURA 2000 w jej centrum, co utrudniĝoby jej rozpoznawanie i ewentualny transport dwutlenku wĕgla rurociĄgami (Fig. 1.1.11_1). Podobnie jak Lutomiersk, wymaga ona rozpoznania sejsmicznego i (w szczególnoŜci) otworowego.

W tej chwili moŬna jedynie stwierdziĆ ŬŮe jedynie struktura Budziszewice-Zaosie, mimo swoich wszystkich wad, nadaje siĕ do szczegóĝowego rozpoznania na bazie materiaĝów archiwalnych przewidzianego w II Segmencie (Fig. 1.1.11_2).

Poza przypadkiem Wojszyc (teŬ wchodzi tu w rachubĕ koncesja naftowa z, moŬe nieco odleglejĄ perspektywĄ wydobycia wĕglowodorów) nie stwierdzono dla pozostaĝych istotnych konfliktów interesów.

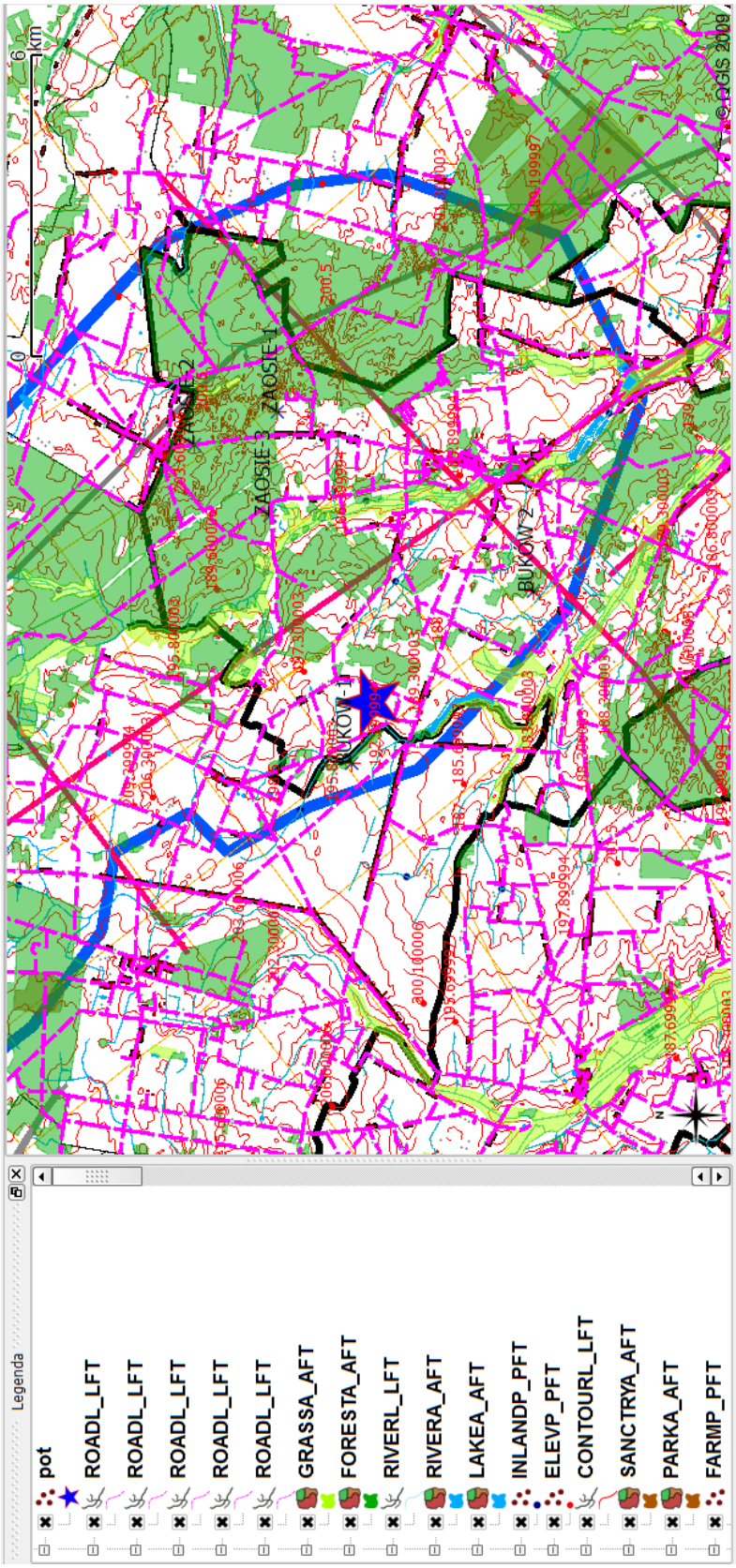


Fig. 1.1.11_1 Rejon struktury Budziszewice-Zaosie z jednym z moÛliwych miejsc zatğaczania.

Literatura

Agopsowicz T., Pazdro Z., 1964 – Zasolenie wód kredowych na Niżu Polskim. *Zesz. Nauk. Pol. Gdańskiej* nr 49a, *Bud. Wodne* z. VIa.

Bachu S., Adams J.J., 2003 – Sequestration of CO_2 in geological media in response to climate change: Capacity of deep saline aquifers to sequester CO_2 in solution. *Energy Conversion and Management, 44 (20), s. 3151–3175.*

Bojarski L., 1985 – Wody termalne jury dolnej na Niżu Polskim. W: Stan rozpoznania wód termalnych. Mat. Sympoz. Kraków. 24-25. 10. 1985.

Bojarski L., 1993 – Ascenzyjne zagrożenie poziomów wód zwykłych solankami paleozoiku i mezozoiku. *Prz. Geol.* nr 3.

Bojarski L. i in. 1990 – Mapa temperatur i chemizmu wód w utworach kredy dolnej. Mapa temperatur i chemizmu wód w utworach jury dolnej. Mapy 1:500000. Inst. Sur. Energet. AGH w Krakowie. Okręg. Przedsięb. w Poznaniu. Kraków.

Bojarski L., Sokołowski A., 1994 – Zagrożenie ascenzyjnym zasoleniem wód zwykłych w utworach kredy dolnej niecki łódzkiej. Prz. Geol. nr 6.

Bojarski L,, 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiki paleozoiku i mezozoiku oraz ascensyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim Wyd. Geol.

Chadwick A., Arts R., Bernstone C., May F., Thibeau S., Zweigel P. (red.), 2006 – Best Practice for the Storage of CO2 in Saline Aquifers, Observations and guidelines from the SACS and CO2STORE projects. Raport projektu CO2STORE, dostępny na stronie: www.co2store.org.

Childs C., Walsh J.J., Watterson J., 1997 – Complexity in fault zone structure and implications for fault seal prediction. *In* P. Møller-Pedersen & A.G. Koestler (eds.), Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production. NPF Special Publication No 7, pp. 61-72.

Collins A.G., 1975 – Geochemistry of oilfield waters. E.S.P.O. Amsterdam-Oxford-New York.

Dadlez R., 2001 – Przekroje geologiczne przez Bruzdę Środkowopolską. Skala 1:200 000. PIG. Warszawa.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998 – Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, 1 : 2 500 000. Warszawa.

Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988 – Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury Środkowej na obszarze Polski. *Kwart.Geol.*, **32**, 1, 117-136.

Deczkowski Z., 1976 – Charakterystyka osadów jury dolnej i Środkowej obszaru kalisko-częstochowskiego. Biuletyn IG 295, 57-85.

Deczkowski Z., 1977 – Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski. Prace IG, LXXXII.

Deczkowski Z., Franczyk M. 1988 – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. Kwart.Geol., 32, 1, 105-115.

Deczkowski Z., Gajewska I., 1980 – Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. Prz. Geol., v. 28, nr 3: 151-156.

Depowski S., 1973 – Gazy wód podziemnych jako wskaźnik ropo- i gazonośności. *Prz. Geol.* nr 4.

Depowski S., (red., pr. zbiór.), 1978 – Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Inst. Geol. Warszawa.

Dowgiałło J., 1971 – Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej.

Biul. Geol. Wydz. Geol. U.W. T. 13.

Dowgiałło J., Pęchniewski Z., Szpakiewicz M., 1974 – Mapa wód mineralnych Polski 1:500000. Inst. Geol. Warszawa.

Dubrule O., 1998 – Geostatistics in Petroleum Geology. AAPG Continuing Education Course Note Series #38. AAPG. Tulsa, Oklahoma, USA 1998.45 pages. 125 figs.

Dubrule O., 2003 – Geostatistics for Seismic Data Integration in Earth Models. 2003, Distinguished Instructor Short Course. Distinguished Instructor Series. No. SEG/EAGE. Tulsa, Oklahoma, USA. 2003.279 p.

Fisher Q.J. & Knipe R.J., 1998 – Fault sealing processes in siliciclastic sediments. *In* G. Jones, Q.J. Fisher & R.J. Knipe (eds.), Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs. Geol. Soc., London, Spec. Publ., v. 147, pp.117-134.

Fristad T., Groth A., Yielding G., Freeman B., 1997 – Quantitative fault seal prediction: a case study from Oseberg Syd. *In* P. Møller-Pedersen & A.G. Koestler (eds.), Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production. NPF Special Publication No 7, pp.107-124.

Gibson R.G., 1998 – Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault gouge. *In* M.P. Coward, T.S. Daltaban & H. Johnson (eds.), Structural Geology in Reservoir Characterization. Geol. Soc., Spec. Publ., v. 127, pp. 83-97.

Górecki W. red., 1990 – Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiorniki dolnojurajski i dolnokredowy. Katalog otworów wiertniczych i studni głębinowych w utworach kredy dolnej i jury dolnej na Niżu Polskim. Objaśnienia tekstowe. Kraków 1990.

Górecki W. red., 1995 – Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Towarzystwo Geosynoptyków GEOS. Kraków 1995.

Górecki W. red., 2006 – Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim. AGH. Kraków 2006.

Grzybek I., Madej B., 2009 – Niemieckie doświadczenia w zakresie sekwestracji dwutlenku węgla. WUG nr 2/2009.

Knipe R.J., 1997 – Juxtaposition and seal diagrams to help analyze fault seals in hydrocarbon reservoirs. AAPG Bulletin, v. 81, pp. 187-195.

Kleczkowski A.S., 1966 – The acratopege zone in Poland. *Buli. Acad. Poi. Sc. Ser. Sc. geol. geogr. v.* 14, nr 2.

Kleczkowski A.S., 1978 – Mapy zagrożenia i ochrony wód podziemnych. Mat. Sympoz.: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej. Częstochowa, XI 1978 r.

Macioszczyk A., 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol. Warszawa.

Mallet J.-L., 2002 – Geomodelling. Oxford University Press Monograph.

Mallet, J.-L., 2008 – Numerical Earth Models. EAGE Publications, 147 pp.

Marek S., 1977 – Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice). *Prace IG*, LXXX.

Marek S., Pajchlowa M., 1997 – Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace Państw. Inst. Geol.* **153**

Mastalerz, K., Wysocka, A., Krzywiec, P., Kasiński, J., Aleksandrowski, P., Papiernik, B., Ryzner-Siupik, B., Siupik, J., 2006 – Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa - Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. Przegl. Geol. 54. 333-342.

Manzocchi T., Walsh J.J., Nell P., Yielding G., 1999 – Fault transmissibility multipliers for fault simulation models. Petroleum Geoscience, v. 5, pp. 53-63.

Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200000, wraz z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Meyer R., May F., Mueller C., Geel K., Bernstone C., 2007 – Regional search, selection and geological characterization of a large anticlinal structure, as a candidate for CO_2 storage in northern Germany. Environmental Geology.

Mrozek K., 1975 – Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium śląskiego. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa

Pieńkowski, G., 2004 – The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers* **12**: 1-122.

Paczyński B., Pająs J., 1970 - Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.* T. 14, z. 1.

Paczyński B., 1986 – Klasyfikacja zbiorników zwykłych wód podziemnych w aspekcie rozmieszczenia zasobów i stopnia ich zagospodarowania. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Papiernik B., Zając A., 2003 – Kompleksowe wykorzystanie programów PetroWorks, StratWorks i ZMAP-Plus do celów przestrzennej analizy zmienności facjalno-zbiornikowej. Materiały konferencyjne. Szkolenie użytkowników oprogramowania firmy Landmark. 22-25 październik 2003, Czarna.

Płochniewski Z., 1968 - Miąższość strefy wód słodkich (zwykłych) na obszarze Polski. Mat. II Nauk. Konf. Hydrog. i Geol. Inż. Wyd. Geol. Warszawa.

Płochniewski Z., 1985 - Występowanie i możliwości wykorzystania wód termalnych w niecce mogileńsko-łódzkiej. W: Stan rozpoznania i perspektywy wykorzystania wód termalnych. Mat. Symp. 24-25.10.1985 r.

Płochniewski Z., Bojarska J., Bojarski L., 1978 - Wody podziemne w utworach permu Polski oraz możliwości ich wykorzystania. Mat. Symp. Perm. Jabłonna.

Pożaryski W., Radwański S., 1972 - Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. Skala 1:1000000

Prohazka K., 1970 - Wpływ wysadowych struktur solnych Kłodawy i Ścikowa na zasolenie skał nadkładu i wód studziennych (Kujawy). PAN. Kom. Nauk. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.

Scholtz P., Falus G., Georgiev G., Saftic B., Goricnik B., Hladik V., Larsen M., Christensen N. P., Bentham M., Smith N., Wójcicki A., Sava C. S., Kucharic L., Car M., 2006. Integration of CO2 emission and geological storage data from Eastern Europe – CASTOR WP1.2, GHGT-8 [8th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies], Trondheim, 19-22 June 2006 (poster).

Solik-Heliasz E., 2008 - Czynniki geologiczne określające możliwość podziemnego składowania CO_2 . Przegląd Górniczy 11-12/2008

Span P., Wagner W., 1996 – A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. *Journal of Chemical Reference Data, 25 (6), s. 1509–1596.*

Szewczyk J., 1978 – Niektóre aspekty wykorzystania profilowań neutronowych w badaniach geofizyki wiertniczej w Polsce. *Mat. I Konf. Nauk. - Tech.* Wisła – Malinka.

Szewczyk J. 1998 – Kalibracja „starych" pomiarów neutronowych. Materiały VII Konf. Nauk. - Tech. Koninki.

Szewczyk J., Gientka D., 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland - a New approach Geological Quarterly, 53(1); 125 - 140.

Tarkowski R., 2008 – CO_2 storage capacity of geological structures located within Polish Lowlands Mesozoic formations, Gospodarka Surowcami Mineralnymi 24 (4), Kraków, p. 102-111.

Thomas Vangkilde-Pedersen, Karen Lyng Anthonsen, Nikki Smith, Karen Kirk, Filip Neele, Bert van der Meer, Yann Le Gallo, Dan Bossie-Codreanu, Adam Wojcicki, Yves-Michel Le Nindre, Chris Hendriks, Finn Dalhoff, Niels Peter Christensen – 2008. GHGT-9 Assessing European capacity for geological storage of carbon dioxide – the EU GeoCapacity project, Energy Procedia – Elsevier.

Turek S. (pr. zbiór.), 1977 - Atlas hydrogeochemiczny Polski. Inst. Geol. Warszawa.

Uliasz-Misiak B., 2008 – Pojemność podziemnego składowania CO_2 dla wybranych mezozoicznych poziomów wodonośnych oraz złóż węglowodorów w Polsce *Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków, 114 s.*

Yielding G., Freeman B., Needham D.T., 1997 – Quantitative fault seal prediction. AAPG Bulletin, v. 81, pp. 897-917.

Yielding G., 2002 – Shale Gouge Ratio – calibration by geohistory. *In* A.G. Koestler & R. Hunsdale (eds.), Hydrocarbon Seal Quantification. NPF Special Publication No 11, pp. 1-15.