

**Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią
Polskiej Akademii Nauk**

**OPRACOWANIE I TESTY ZINTEGROWANEJ
METODYKI PRAC
SEJSMO-MAGNETOTELLURYCZNYCH
W ASPEKCIE ROZPOZNANIA PRZESTRZENNEGO
WGŁĘBNEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ
DLA WSKAZANIA OPTYMALNEJ LOKALIZACJI
OTWORÓW GEOTERMALNYCH**

Praca zbiorowa pod redakcją
Wiesława Bujakowskiego

Autorzy:

Antoni Barbacki
Wiesław Bujakowski
Barbara Czerwińska
Grażyna Hołojuch
Michał Stefaniuk
Zygmunt Trzeźniowski

Kraków 2009

Pracę wykonano w ramach realizacji Umowy nr 103/2008/wn-06/fg-hg-tx/d z dn. 31.07.2008 r. na zlecenie Ministerstwa Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

recenzował: dr Jan Szewczyk

Zespół wykonawców przedsięwzięcia

Antoni Barbacki – Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Wiesław Bujakowski - Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Barbara Czerwińska – Zakład Geofizyka Kraków Sp. z o.o.
Grażyna Hołojuch - Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Michał Stefaniuk – Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie Sp. z o.o.
Zygmunt Trzeźniowski - Zakład Geofizyka Kraków Sp. z o.o.

W przygotowaniu publikacji uczestniczyli

Lidia Borowska - Zakład Geofizyka Kraków Sp. z o.o.
Józef Chowaniec – Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie Oddział Karpacki
Maria Gładysz – Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Sławomir Graczyk - Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Aleksandra Kasztelewicz – Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Beata Kępińska - Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Wojciech Klityński - Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie Sp. z o.o.
Tomasz Kotowski - Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Leszek Pajak - Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Marek Sada - Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie Sp. z o.o.
Barbara Tomaszewska – Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
Marek Wojdyła - Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie Sp. z o.o.

Opracowanie redakcyjne: Grażyna Hołojuch
Redaktor techniczny: Maria Gładysz
Projekt okładki: Aleksandra Kasztelewicz, Grażyna Hołojuch

©Copyright by Ministerstwo Środowiska
©Copyright by Autorzy

Kraków 2009
Printed in Poland

ISBN 978-83-61817-00-0

Wydawnictwo: Wydawnictwo Revel, Kraków, ul. Szujskiego 1
Nakład 150 egz.

SPIS TREŚCI:

	WPROWADZENIE (<i>Wiesław Bujakowski</i>).....	4
1.	CHARAKTERYSTYKA REJONU BADAŃ (<i>G. Holojuch, J. Chowaniec, B. Tomaszewska</i>)	7
	1.1. Położenie rejonu badań	7
	1.2. Stratygrafia i litologia	9
	1.3. Tektonika i paleogeografia	11
	1.4. Warunki hydrogeologiczne	14
2.	STAN ROZPOZNANIA GEOFIZYCZNEGO (<i>B. Czerwińska, L. Borowska, M. Gładysz</i>).....	31
	2.1. Badania grawimetryczne	31
	2.2. Badania magnetometryczne	31
	2.3. Badania geoelektryczne	32
	2.4. Badania sejsmiczne	32
	2.5. Analiza wyników reprocessingu i reinterpretacja archiwalnych danych sejsmicznych	33
	2.6. Geofizyka otworowa	45
3.	NOWE BADANIA SEJSMICZNE 3D (<i>B. Czerwińska, L. Borowska, Z. Trzeźniowski, A. Barbacki</i>)	50
	3.1. Metodyka prac polowych	50
	3.2. Przetwarzanie danych sejsmicznych	53
	3.3. Interpretacja danych sejsmicznych	64
	3.4. Dokumentowanie i przestrzenna wizualizacja wyników interpretacji.....	79
4.	PORÓWNANIE WYNIKÓW REPROCESSINGU DANYCH SEJSMICZNYCH 2D I ZDJĘCIA SEJSMICZNEGO 3D W ASPEKTCIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ (<i>B. Czerwińska, L. Borowska</i>).....	86
5.	BADANIA MAGNETOTELLURYCZNE (<i>M. Stefaniuk, M. Wojdyła, W. Klityński, M. Sada</i>).....	96
	5.1. Metodyka prac terenowych	97
	5.2. Przetwarzanie danych magnetotellurycznych	102
	5.3. Interpretacja wyników badań	105
	5.4. Geologiczna interpretacja wyników badań magnetotellurycznych ...	121
6.	ZINTEGROWANA INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ GEOFIZYCZNYCH (<i>M. Stefaniuk, B. Czerwińska</i>).....	127
7.	OPTYMALNE STREFY LOKALIZACJI OTWORÓW GEOTERMALNYCH DLA ZBIORNIKÓW: KREDY DOLNEJ, JURY DOLNEJ I TRIASU ORAZ POTENCJALNE KIERUNKI WYKORZYSTANIA ZBIORNIKA TRIASOWEGO (<i>A. Barbacki, W. Bujakowski, L. Pająk</i>).....	140
	LITERATURA.....	149
	STRESZCZENIE	154
	SUMMARY	161

WPROWADZENIE

Zobowiązania Polski dotyczące zwiększenia udziału energii pochodzącej ze źródeł odnawialnych w bilansie energetycznym kraju wymuszają istotne wspieranie inwestycji związanych z odnawialnymi źródłami energii. Wsparcie to, oprócz wspomaganie finansowego inwestycji, winno obejmować także prace badawcze, rozpoznawcze i przygotowawcze, poprzedzające etap inwestycji, a mające niejednokrotnie bardzo duży wpływ na minimalizację kosztów inwestycyjnych.

Szczególnie w przypadku energii geotermalnej, gdzie koszt wierceń stanowi znaczną część ogólnych kosztów inwestycji, chybione wiercenie może przekreślić ekonomiczną opłacalność przedsięwzięcia poprzez drastyczny wzrost kosztów związanych z koniecznością wiercenia dodatkowych otworów.

Doświadczenia z dotychczasowych prac przy realizacji zakładów geotermalnych w Polsce i za granicą dowodzą, że minimalizacja ryzyka wykonania nietrafionego otworu wymaga zaangażowania nie tylko dostępnej wiedzy i informacji geologicznej, ale również opracowania specyficznej metodyki powierzchniowych prac geofizycznych ukierunkowanych na rozpoznanie konkretnego zbiornika wód w określonym systemie geotermalnym. Jest to szczególnie istotne w przypadku, gdy celem wykorzystania energii geotermalnej jest nie tylko wytwarzanie energii cieplnej, ale także produkcja energii elektrycznej, z czym wiążą się wyższe wymagania temperaturowe (powyżej 100°C), zmuszające do udostępnienia zbiorników występujących na głębokościach znacznie poniżej 3000 m. Koszt wiercenia otworu o takiej głębokości jest zwykle o rząd wielkości wyższy od kosztu specjalistycznych badań geofizycznych, które mogłyby znacznie obniżyć występujące ryzyko poszukiwawcze.

Wstępne wyniki analiz wykonanych dla centralnej części Niżu Polskiego, a jednocześnie dla podobnych struktur basenu niemieckiego, dowodzą (Górecki i in. 2006), że występujące poniżej 3500 m kompleksy geologiczne, począwszy od utworów triasu po utwory permu, mogą stanowić zbiorniki wód termalnych o zasobach umożliwiającym wykorzystanie ich do produkcji energii elektrycznej, przy zastosowaniu systemu binarnego. Niezależnie od sposobu wykorzystania występującej tu energii geotermalnej, biorąc pod uwagę koszty wiercenia do wyżej wspomnianych głębokości, prace udostępniające złoża winny być prowadzone przy minimalnym ryzyku uzyskania oczekiwanych parametrów zbiornikowych, a przede wszystkim wymaganej wydajności złoża.

Badania prowadzone od kilku lat w miejscowości Groß Schönebeck (Basen Niemiecki) wskazują, że ekonomiczna opłacalność wykorzystania wód geotermalnych z utworów czerwonego spągowca do produkcji energii elektrycznej z głębokości około 4000 m, uwarunkowana jest wydajnością wód minimum 50 m³/h (Huengez, Hurler 2002). W basenie niemieckim formacje wodonośne osiągają wymagane temperatury na głębokościach około 4 km, jednak przepuszczalności skał w tym interwale

głębokościowym są często niewystarczające dla uzyskania znaczących przyplływów wód termalnych. Badania pozwoliły stwierdzić, że przepuszczalne strefy zbiornikowe związane są ściśle ze szczelinami i spękaniem tektonicznymi, a nie z porowatością międzyziarnową.

Dotychczasowe rozpoznanie struktur permo-triasu Niżu Polskiego wskazuje, że charakter występujących tu stref zbiornikowych jest podobny, tzn. że wykazują typowo szczelinowy charakter, i że związane są przypuszczalnie ze strefami dyslokacji (Bujakowski i in. 2006).

Po analizie przydatności poszczególnych metod geofizycznych wytypowano metodę sejsmiczną (refleksyjną) oraz magnetotelluryczną (profilowania i sondowania) – potencjalnie najbardziej użyteczne dla wskazania zeszczelinowanych stref zbiornikowych na dużych głębokościach (Pussak, Bujakowski 2007). Prace badawcze obejmowały sprawdzenie skuteczności lokalnego zastosowania wysokorozdzielczej sejsmiki 3D i magnetotelluryki, przy wsparciu geofizyki otworowej, do badania horyzontów złożowych wód termalnych występujących na dużych głębokościach (około 4000 m p.p.t.) w aspekcie ich udostępnienia otworami wiertniczymi. Opracowanie i testowanie metodyki skojarzonych prac sejsmicznych i magnetotellurycznych dotyczyło nie tylko rozpoznania stref zbiornikowych kompleksów głębokich o szczelinowym typie porowatości (trias), ale również przetestowanie metodyki dla zbiorników występujących płycej (jura, kreda), o porowatości typu międzyziarnowego.

Takie rozpoznanie daje możliwość weryfikacji lokalizacji wykonanych wcześniej odwiertów, ustalonej na podstawie sejsmicznych badań 2D. Jest ono kluczowe dla właściwej lokalizacji nowych otworów geotermalnych zarówno produkujących, jak i chłonnych, zwłaszcza dla nowego w naszym kraju kierunku wykorzystania energii geotermalnej do produkcji energii elektrycznej.

Dla przeprowadzenia szczegółowych badań wytypowano obszar o wymiarach około 6 km x 6 km, czyli o powierzchni odpowiadającej strefie oddziaływania standardowego dubletu otworów geotermalnych tj. otwór eksploatacyjny i otwór chłonny. Wybrany obszar zlokalizowany jest w bezpośrednim sąsiedztwie miasta Łowicz. Zdecydowały o tym następujące czynniki:

- znaczna ilość informacji geologicznych pochodzących z wcześniej wykonanych prac geologicznych: profile sejsmiczne, głębokie otwory poszukiwawcze i rozpoznawcze,
- obecność rozpoznanych i lokalnie udokumentowanych zbiorników wód termalnych kredy dolnej (funkcjonujący zakład geotermalny w Mszczonowie) oraz jury dolnej (2 geotermalne otwory w Skierniewicach),
- obecność konstrukcji otworu Kompina-2, w którym stwierdzono występowanie zbiorników geotermalnych kredy i jury a także samowypływy solanek z utworów triasowych piaskowca o temperaturze 107°C (podobnie jak w pobliskim otworze Różyce IG-2, gdzie temperatura wynosiła prawie 100°C),

- korzystna konstrukcja otworu Kompina-2 wskazująca na potencjalną możliwość wykonania jego rekonstrukcji dla celów geotermalnych (analogicznie jak to miało miejsce w przypadku otworu Mszczonów IG-1 pracującego obecnie dla Zakładu Geotermalnego w Mszczonowie),
- korzystna lokalizacja otworu Kompina-2: teren wokół odwiertu niezagospodarowany, umożliwiający przeprowadzenie prac terenowych, odległość od potencjalnego odniry energii (miasto Łowicz) około 3 km.

Taka bliska obecność dużego miasta z jego infrastrukturą nie była oczywiście czynnikiem sprzyjającym, zwłaszcza badaniom magnetotellurycznym, które są wrażliwe na różnego typu zakłócenia, niemniej jednak pozostałe zalety spowodowały wybór lokalizacji.

Ponadto trzeba jasno stwierdzić, że racjonalne wykorzystanie energii cieplnej z geotermii może mieć jedynie miejsce w przypadku zminimalizowania długości sieci ciepłowniczej łączącej źródła energii z odbiorcą. A więc badania, zmierzające do wskazania optymalnej lokalizacji odwiertów geotermalnych, muszą być wykonane w rejonach miast, chyba że wykonywane są jako badania wstępne dla całkowicie nowych przedsięwzięć geotermalnych np. ośrodka rekreacyjnego. Wówczas teoretycznie możliwy jest wybór terenu praktycznie bez zakłóceń. Niniejsze zadanie geologiczne ma charakter pracy przydatnej dla rozwoju gospodarczego i z tego względu zrealizowane zostało w typowych warunkach infrastrukturalnych. Powinno to umożliwić zastosowanie metodyki także w innych rejonach naszego kraju.

Niniejsze opracowanie stanowi efekt prac badawczych wykonanych w ramach przedsięwzięcia „Inna dokumentacja geologiczna dotycząca *Opracowania i testów zintegrowanej metodyki prac sejsmo-magnetotellurycznych w aspekcie rozpoznania przestrzennego wglębnej budowy geologicznej dla wskazania optymalnej lokalizacji otworów geotermalnych*”, wykonanego na zamówienia Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, na podstawie decyzji Ministra Środowiska znak DGkdh-4790-6642-4/7285/07/JM z dnia 23.08.2007 r. zatwierdzającej „Projekt badań geofizycznych Skierniewice – Łowicz, rejon Kompina”.

Temat zrealizowano w Instytucie Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk w Krakowie przy współpracy Zakładu Geofizyka Kraków Sp. Z o.o., Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych w Warszawie Sp. Z o.o., Państwowego Instytutu Geologicznego Oddział Karpacki w Krakowie. Szeroki zakres tematyczny zadania wymagał zaangażowania szeregu specjalistów, którym dziękuję za ich wkład. Specjaliści ci zostali wymienieni jaków współpracownicy i uwzględnienie w autorstwie rozdziałów.

Wiesław Bujakowski

*Grażyna Hołojuch
Józef Chowaniec
Barbara Tomaszewska*

1. CHARAKTERYSTYKA REJONU BADAŃ

1.1. Położenie rejonu badań

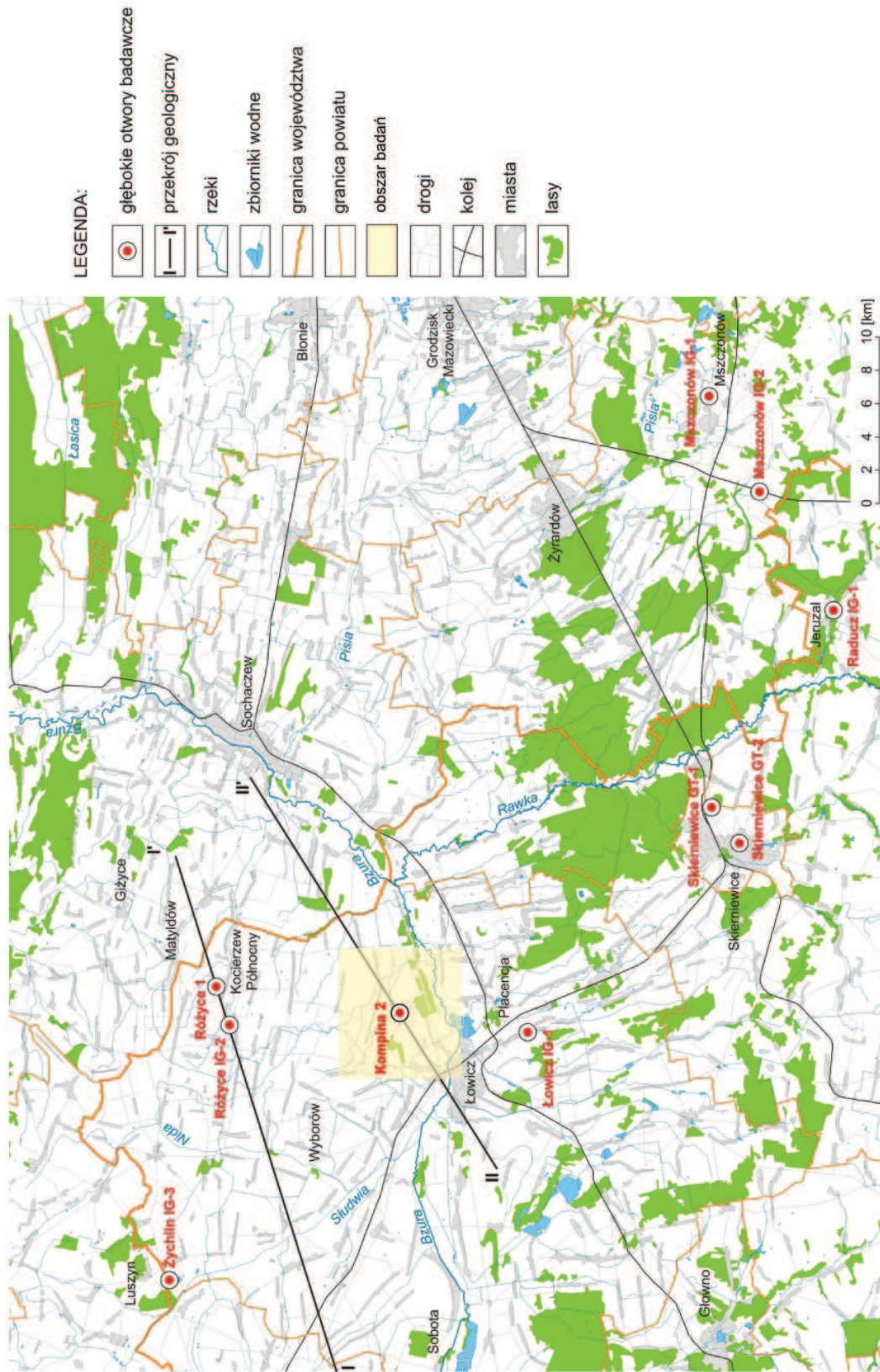
Prace geofizyczne – nowe badania sejsmiczne i magnetotelluryczne - wykonane były po stronie północno-wschodniej miasta Łowicz, w powiecie łowickim województwa łódzkiego. Obszar prac zajmuje około 40 km² i znajduje się częściowo na terenie gmin Nieborów, Kocierzew Południowy, Chąśno i miasto Łowicz (*Bujakowski i in. 2007*).

Rejon badań znajduje się na granicy dwóch jednostek geomorfologicznych – Równiny Kutnowskiej i Równiny Łowicko-Błońskiej. Równina Kutnowska jest częścią Niziny Środkowomazowieckiej. Znajduje się na północ od Bzury i na południe od doliny Wisły. Obszar równiny odwadniany jest przez rzeki: Bzurę z jej dopływami Ochnią, Słudwią z Przysową i Suchą Nidą. Równina posiada rolniczy charakter. Przecina ją międzynarodowa magistrała kolejowa Moskwa-Warszawa-Poznań-Berlin-Paryż. Równina Łowicko-Błońska rozciąga się na południe od Równiny Kutnowskiej. Przecinają ją rzeki spływające do Bzury: Moszczenica, Mroga, Skierniewka, Rawka, Pisia i Utrata. Równina ta ma charakter płaskiego poziomu denudacyjnego.

Morfologicznie rejon badań jest równinny (płaski), wysokości wahają się w od 81 do 95 m n.p.m. Łowicz (około 30 tys. mieszkańców) jest jedynym większym miastem tego rejonu. Znajdują się tu cegielnie z wysokimi kominami, co uwzględniono w zakresie bezpieczeństwa podczas realizacji sejsmicznych prac terenowych. Pozostałe miejscowości to małe miasta, wioski i przysiółki z charakterystyczną zabudową wzdłuż dróg. Sieć dróg jest dość dobrze rozwinięta. W południowej części obszaru prac przebiega główna droga krajowa relacji Łódź-Łowicz-Warszawa. Natomiast 3,5 km na południe, równoległe do niej biegnie linia kolejowa, która stanowi granicę obszaru prac terenowych. Przez obszar prac, w jego południowej części, przepływa rzeka Bzura z licznymi odgałęzieniami, kanałami, jak również rowami melioracyjnymi.

Bliskie położenie zelektryfikowanej linii kolejowej oraz kilku linii elektrycznych wysokiego napięcia o kierunku SW-NE stanowi źródło zakłóceń zarówno dla badań magnetotellurycznych, jak i dla badań sejsmicznych.

Geologicznie rejon badań znajduje się w obrębie niecki warszawskiej. Położony jest na styku platformy prekambryjskiej i paleozoicznej rozdzielonych strefą Teisseyra-Tornquista (T-T). Strefa ta stanowi głęboki rozłam dzielący płytę bałtycką od obszaru waryscyjsko-alpejskich fałdowań Europy zachodniej. Aktywność tej strefy tektonicznej miała bardzo duży wpływ na rozwój sedimentacji permsko-mezozoicz-



Ryc. 1.1. Lokalizacja obszaru nowych badań sejsmicznych i magnetotellurycznych, oraz wybranych głębokich otworów wiertniczych

nej (Dadlez, 2003; Pożaryski 1969). Na rycinie 1.1 przedstawiono lokalizację obszaru, na którym wykonano nowe badania sejsmiczne i magnetotelluryczne wybranych głębokich odwiertów wykonanych w tym rejonie oraz linie przekrojów geologicznych, które ilustrują ogólnie budowę geologiczną tej części niecki warszawskiej.

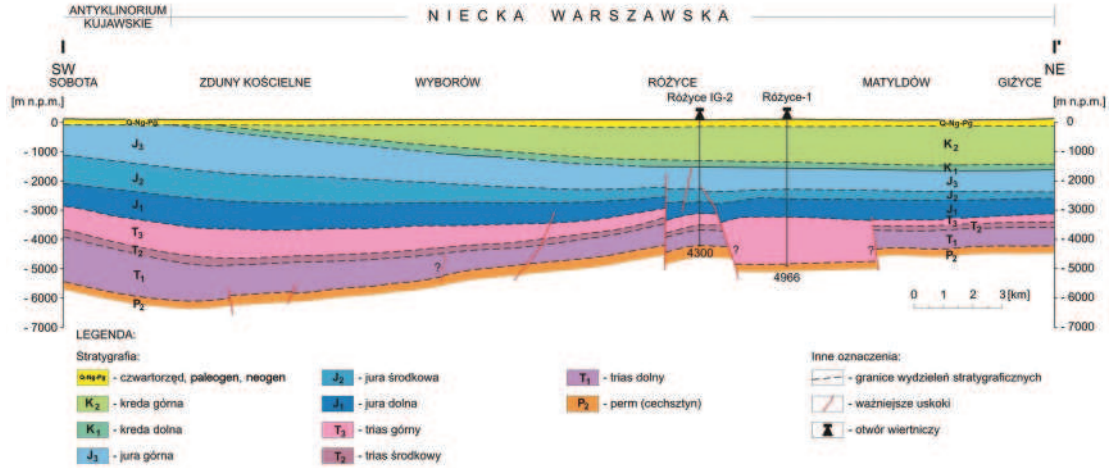
1.2. *Stratygrafia i litologia*

Niecka warszawska posiada najbardziej kompletny, w całej niecce brzeżnej, profil osadów permsko-mezozoicznych zalegających niezgodnie na starszych skałach paleozoicznych (Stupnicka 1977), rozpoznanych punktowo otworami wiertniczymi w sąsiedztwie rejonu badań. Podłoże paleozoiku pozostaje poza zasięgiem rozpoznania wiertniczego. Na podstawie badań grawimetrycznych, magnetometrycznych i głębokich sondowań refrakcyjnych można wnosić, że niecka brzeżna rozwinięta jest na starej prekambryjskiej platformie (Żelichowski 1983).

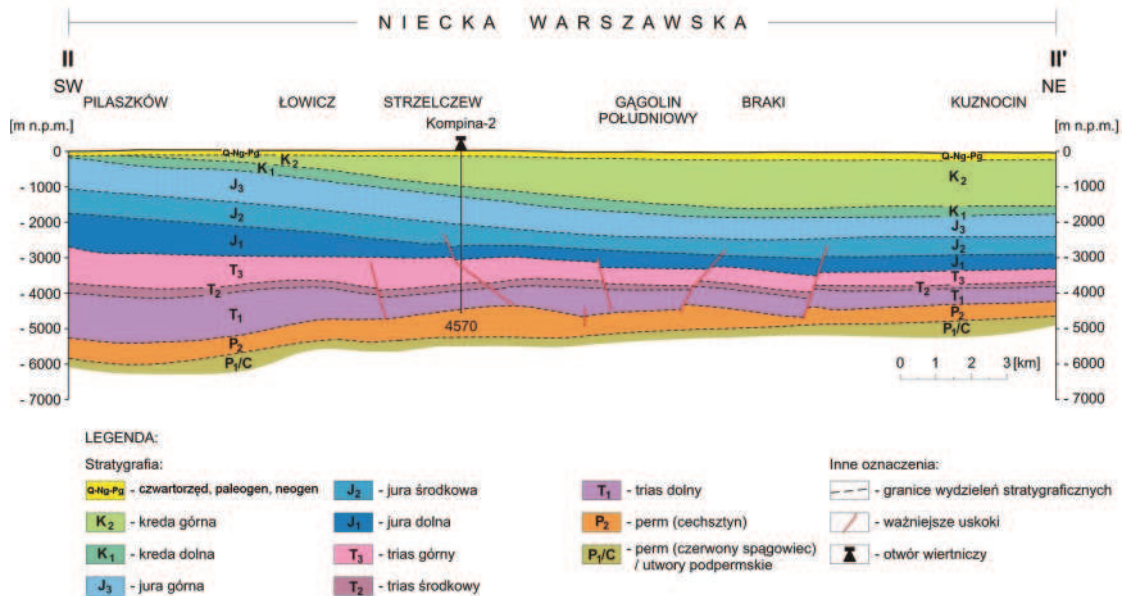
Rozpoznany wiertniczo profil stratygraficzny obszaru prac reprezentowany jest przez profile otworów: Kompina-2, Łowicz IG-1, Różyce-1 i Różyce IG-2 (ryc. 1.1, 1.2). Otwory te najgłębiej sięgnęły osadów permu. Starsze utwory nawiercono jedynie we wschodnim sąsiedztwie omawianego obszaru. I tak w odwiertach: Nadarzyn IG-1 i Mszczonów IG-2, Korabienice IG-3 na głębokości odpowiednio: 3550 m, 5112 m i 5170 m stwierdzono **sylur górny** wykształcony w postaci łupków i mułowców, o miąższości powyżej 188 m. Podobnie karbon stwierdzony został w odwiertach: Nadarzyn IG-1 (głęb. 3188,5 m) i Mszczonów IG-2 (głęb. 4355 m) oraz w odwiercie Sochaczew-2 (głęb. 4331,5 m). Są to głównie piaskowce i mułowce **karbonu górnego** o miąższości od blisko 400 m (Nadarzyn IG-1 – 371,5 m) do ponad 700 m (Mszczonów IG-2 – 757,0 m). Te same otwory przewierciły **czerwony spągowiec** wykształcony jako piaskowce i mułowce o miąższości od paru metrów (Nadarzyn IG-1 – 2 m, Sochaczew-2 – 6,5 m) do 60 m (Mszczonów IG-2).

Najstarszymi utworami nawierconymi w obszarze wykonanych badań są **utwory cechsztynu** cyklotemu Z4 (sól najmłodsza) nawiercone w otworach: Kompina-2 (głęb. 4485 m), Różyce IG-2 (głęb. 4105 m) i Różyce-1 (głęb. 4861 m) przykryte serią terygeniczną (mułowce, ilowce) cechsztynu o zmiennej miąższości (od 30 do 77 m). Miąższości cechsztynu w rejonie badań wahają się od 50 m (Różyce IG-2) do ponad 100 m (Różyce-1). Większe miąższości, rzędu 400 – 500 m (i bardziej pełny profil) cechsztynu stwierdzono we wschodnim otoczeniu obszaru wykonanych prac.

Utwory triasu reprezentowane są na ogół przez wszystkie ogniwa od pstrego piaskowca do retyku włącznie. **Pstry piaskowiec** budują osady ilowcowo-mułowcowe, piaskowce, podrzędnie wapienie, o łącznej miąższości od 515 m (Kompina-2) do 569 m (Różyce IG-2). **Wapień muszlowy** to kompleks osadów węglanowych z wkładkami piaskowców, ilowców i margli o miąższości ponad 130 m (Różyce IG-2) w części północnej rejonu i blisko 170 m w części centralnej (Kompina-2). **Kajper** wykształcony jest w postaci ilowców i mułowców z wkładkami piaskowców i gipsów o zmiennej miąższości – od 140 m (Różyce IG-2) przez 717 m (Kompina-2) do ponad 900 m (Różyce-1 – 918,5 m). **Retyk** stanowi serię pstrą, ilasto-mułowcową



Ryc. 1.2. Przekrój geologiczny I – I' (wg W. Nocoń, 1984, zmodyfikowany)



Ryc. 1.3. Przekrój geologiczny II – II' (wg S. Marek, A. Feldman, 1988, zmodyfikowany)

z wkładkami piaszczysto-zlepieńcowatymi, stwierdzoną otworami Kompina-2 (341m) i Różyce-1 (677,5 m).

Osady jury występują na całym omawianym obszarze i obejmują piętra od liasu do malmu włącznie. **Lias** wykształcony jest w postaci piaskowców kwarcowych z wkładkami łupków, mułowców oraz iłowców. Miąższość tych utworów wynosi od 400 m do nieco ponad 600 m. **Dogger** reprezentują mułowce i piaskowce z wkładkami dolomitycznymi. Miąższość tych osadów waha się od 300 m do 600 m. **Malm** stanowią wapienie oolitowe i dolomityczne oksfordu i kimerydu oraz margle piaszczyste, mułowce margliste z wkładkami wapieni i anhydryty tytonu. Łączna miąższość tych utworów jest rzędu 700 - 800 m.

Utwory kredy, podobnie jak jury, występują także na całym obszarze wykonanych prac i stanowią pochodnie podkenozoiczne. **Kreda dolna** wykształcona jest w postaci piaskowców glaukonitowych, mułowców i iłowców o maksymalnej miąższości do 315 m. **Kreda górna** reprezentowana jest przez wszystkie ogniwa do mastrychtu włącznie, w postaci wapieni pelitycznych i marglistych, margli, opok i kredy piszącej o łącznej miąższości od 183,5 m (Łowicz IG-1) do 874 m (Kompina-2), a w części północnej dochodzącej do blisko 1200 m (Różyce-1 – 1163 m).

Osady paleogenu, neogenu i czwartorzędu występują na całym obszarze badań. Wykształcone są w postaci piasków, glin, żwirów i utworów morenowych. Miąższość tych osadów waha się od około 100 m (Łowicz IG-1) do ok. 200 m (Różyce-1).

1.3. Tektonika i paleogeografia

Założenia strukturalno – tektoniczne niecki brzeżnej powstały po ruchach orogenezy waryscyjskiej. W triasie, na skutek nacisku płyty wschodnioeuropejskiej na pofałdowany obszar Europy zachodniej i południowej, nastąpiło wygięcie podłoża na przedpolu płyty. Powstała wtedy depresja o łagodnym południowo-zachodnim brzegu, oddzielona od płyty licznymi dyslokacjami. Depresja szybko zapełniała się osadami, a stały nacisk płyty powodował zwężanie i tym samym sfałdowanie osadów ogromnej miąższości, co doprowadziło do powstania antyklinorium środkowopolskiego. Wypiętrzenie antyklinorium było jednoczesne ze stałym pograżaniem podłoża depresji i tektoniką salinarną. Nasilenie subsydencji przypadło na trzy okresy – późny perm, późną jurę i szczególnie intensywne - młodszą kredę. Niecka brzeżna powstała jako basen sedymentacyjny między Górami Świętokrzyskimi a płytą. Podczas ruchów laramijskich ostatecznie wydźwignięty i sfałdowany został obszar całego przedpola płyty rosyjskiej z wyjątkiem niecki brzeżnej, w której powstał krótkotrwały (mastrycht, dan i paleocen) zbiornik sedymentacyjny, z osadami częściowo wkraczającymi na płytę. Z końcem mezozoiku ruchy tektoniczne fazy laramijskiej spowodowały całkowite odizolowanie niecki brzeżnej od innych jednostek mezozoicznych.

Z danych otworowych (Mszczonów IG-2, Nadarzyn IG-1, Maciejowice IG-1 i Izdebno IG-1) można wnosić, że pod koniec syluru podłoże niecki było obszarem

platformowym. Obszar ten na przełomie syluru i dewonu był spływającym się zbiornikiem, który w końcu dewonu dolnego uległ wynurzeniu i podlegał erozji (*Żelichowski 1983*). Ponownie sedymentacja miała tu miejsce dopiero w karbonie górnym.

Najlepiej rozpoznany kompleks strukturalny w niecce brzeżnej w aspekcie tektonicznym jest osadowa pokrywa permsko-mezozoiczna (*Żelichowski 1983*). W tektonice pokrywy permsko-mezozoicznej możemy wyróżnić kilka subkompleksów strukturalnych: dolnopermski, cechszyński, pstrego piaskowca, reto-kajprowy, retycki, liasowo-dolnobatoński, górnobatońsko-tytoński i kredowo-paleoceński. Nie zawsze są one oddzielone niezgodnością kątową, zazwyczaj oddzielają je hiatusy i różne zasięgi sąsiadujących subkompleksów. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego stanowi wypadkową planów tektonicznych permu i triasu powstałych w południowo-wschodnim obramowaniu obniżenia środkowopolskiego oraz tektoniki utworów młodszych, podporządkowanej kierunkom związanym z rozwojem bruzdy duńsko-polskiej. Jest to wyrażone zróżnicowanym zasięgiem osadów poszczególnych pięter i stopniem zaburzeń tektonicznych. W młodszych subkompleksach tektonika jest uboższa, gdzie dominują ruchy pionowe. Na ogół słabo sfałdowane utwory permu i mezozoiku miejscami wykazują znaczne zaburzenia tektoniczne: fałdy, fleksury i uskoki, którym przeważnie towarzyszą diapiry i inne formy halotektoniczne. Generalnie wyróżnia się tu trzy typy struktur:

- halotektoniczne, reprezentowane przez ciała solne o różnych kształtach (soczewki, poduszki, diapiry i wysady), przy czym największą rolę odegrały sole cyklotemu Z2,
- fałdowe, to głównie fleksury i krótkie brachyantykliny – lokalne podniesienia o niesolnej genezie,
- dysjunktywne, różnego rodzaju uskoki; normalne i odwrócone, przesuwcze, pionowe i nachylone, kontynuujące się z podłoża w pokrywę permsko-mezozoiczną i uskoki potomne powstałe w pokrywie w związku z prze-mieszczaniem się soli lub nierównomiernym fałdowaniem zróżnicowanych litologicznie osadów mezozoicznych.

Niecka brzeżna znajduje się częściowo na obszarze strefy Teisseyra-Tornquista (strefy T-T), która miała wpływ na rozwój sedymentacji permsko-mezozoicznej, poprzez tworzenie się uskoków o dużych amplitudach, wzdłuż których podłoże krystaliczne obniżało się ku zachodowi (*Stupnicka 1977*). O długotrwałej synsedymen-tacyjnej aktywności uskoków strefy T-T świadczy znaczny wzrost miąższości skał osadowych ze wschodu na zachód i zwiększanie się zrzutów tych uskoków od skał młodszych do starszych, co jest wynikiem długotrwałych przemieszczeń wzdłuż poszczególnych dyslokacji.

Większość uskoków w podłożu podpermskim, które miały wpływ na zmiany miąższości permu i mezozoiku oraz na zróżnicowanie facji, miała kierunek NW-SE równoległy do strefy T-T (*Stupnicka 1977*). Aktywność uskoków zależała od procesów tensji. Po fazach subsydencji basen środkowopolski objęły ruchy fazy laramijskiej. Był to okres kompresji o kierunku NE-SW, która spowodowała, że uskoki normalne

powstałe w czasie tensji uległy przebudowie i na ich miejscu utworzyły się liczne uskoki odwrócone o kierunku NW-SE, a nad nimi, w pokrywie osadowej, powstały antykliny lub brachyantykliny. Ponadto powstały uskoki przesuwcze, o kierunku zbliżonym do W-E, manifestujące się w pokrywie osadowej w postaci kulisowo rozmieszczonych antyklin.

Niecka warszawska obejmuje środkową, najgłębszą część niecki brzeźnej (*Stupnicka 1977*). Od północy graniczy z niecką pomorską wzdłuż równoleżnikowego uskoku Tuchola – Brodnica, a od południa z niecką lubelską wzdłuż uskoku Nowe Miasto – Grójec. Dyslokacja Grójca to system uskoków o przesuwczym charakterze (ułożonych w dwie linie o przebiegu NE-SW), starszych od niecki, uruchomionych ponownie w kredzie i starszym trzeciorzędzie przez tektogenezę Karpat (*Żelichowski 1983*). Północno-wschodnią granicę niecki warszawskiej stanowią liczne uskoki i rowy między Garwolinem a Mławą, a południowo-zachodni zasięg niecki wyznacza podtrzeciorzędowa linia intersekcyjna powierzchni spągowej skał górnokredowych.

Budowa niecki warszawskiej jest asymetryczna, z bardzo łagodnym skrzydłem wschodnim (gdzie osady leżą prawie poziomo) i wyraźnie stromym skrzydłem południowo zachodnim (nachylenie warstw wynosi tu $5-10^{\circ}$), na którym znajduje się otwór wiertniczy Kompina-2 (ryc. 1.2 i 1.3).

W utworach kredy zaznacza się depresja o kierunku osi: Lipno – Warka – Wyszogród, dzieląca nieckę warszawską na dwie części: północno-wschodnią i południowo-zachodnią, w której wykonano prace geofizyczne. Wyraźny charakter układu synklinalnego zachowują jedynie utwory kredy, starsze powierzchnie strukturalne wykazują stopniowy zanik struktury synkliny. Układ strukturalny spągu osadów jury górnej powtarza obraz strukturalny spągu kredy, ale w obrazie strukturalnym spągu jury przebieg izolinii zbliżony jest do południkowego, co jeszcze bardziej wyraźne jest w spągu permu.

W niecce warszawskiej znane są liczne przejawy tektoniki salinarnej, słabo rozwinięte w innych częściach niecki brzeźnej (*Stupnicka 1977*). Poduszki solne występują w jądrach większości antyklin. Amplitudy antyklin mierzone w warstwach kredy wahają się od 100 do 300 m i zwiększają się w głąb pokrywy mezozoicznej. Struktury solne występują tylko w zachodniej części niecki. Większość dyslokacji wgłębnych ma kierunki NW-SE, równoległe do osi niecki. Liczne są też głębokie uskoki równoleżnikowe, które będąc aktywne synsedymencie wpływały na zmiany miąższości skał mezozoicznych.

Obszar niecki warszawskiej po ruchach laramijskich i po erozji stały się ponownie obszarem akumulacji. W paleogenie, w środkowej Polsce, powstała rozległa depresja z centrum w okolicy Warszawy, sięgająca poza granice niecki warszawskiej – została nazwana niecką mazowiecką i wypełniona jest detrytycznymi osadami od eocenu po pliocen.

1.4. Warunki hydrogeologiczne rejonu badań

Rejon Kompiny według podziału regionalnego zwykłych wód podziemnych należy do regionu mazowieckiego, rejonu mazowiecko-kujawskiego (Paczyński 1993, 1995), natomiast według podziału regionalnego wód mineralnych, leczniczych i termalnych obszar badań należy do prowincji platformy paleozoicznej (Paczyński, Sadurski - red. 2007).

Wody zwykłe

Zwykłe wody podziemne występują tu w obrębie następujących pięter wodonośnych:

- dolnokredowego,
- górnokredowego,
- paleogeńskiego,
- neogeńskiego,
- czwartorzędowego.

Dolnokredowe piętro wodonośne występuje głównie w kompleksach piaskowcowych, piaszczysto-węglanowych, podrzędnie piaszczysto-mułowcowych, które przewarstwione są nieciągłymi seriami osadów słabo przepuszczalnych (iłowce, mułowce i sporadycznie iły). Miąższość strefy aktywnej wymiany wód sięga do głębokości ponad 100 m (Paczyński, Sadurski - red. 2007). W rejonie mazowiecko-kujawskim piętro to charakteryzuje się niską wodonośnością, a wody podziemne posiadają mineralizację na ogół powyżej 1 g/dm³. Są to wody typu HCO₃-Na. W rejonie Łowicza wody dolnokredowego piętra wodonośnego w głębokich otworach badawczych stwierdzone zostały w otworach Raducz IG-1, Mszczonów IG-1 oraz Mszczonów IG-2 na głębokości ponad 1 000 m. W otworze Kompina-2 piętro dolnokredowe nie było opróbowywane (Nocoń 1984). Na północ od otworu Kompina-2, w otworze Żychlin IG-3, opróbowano poziomy kredy dolnej i kredy górnej. W kredzie dolnej w przedziale głębokości 610 – 603 m nawiercono wody typu HCO₃-Ca-Na o mineralizacji 0,35 g/dm³ (Dembowska, Marek 1985, 1986, 1988).

Górnokredowe piętro wodonośne występuje w obrębie szczelinowych, węglanowych utworów kredy górnej. Utwory tego piętra posiadają miąższość 600 – 700 m, przy czym zawodniona jest ich górna część do głębokości od 200 do 300 m. Największe dopływy uzyskuje się w przedziale 100 – 150 m. W zachodnim skrzydle niecki warszawskiej piętro górnokredowe charakteryzuje się niską wodonośnością, a wody podziemne posiadają na ogół mineralizację powyżej 1 g/dm³ (Malinowski - red., 1991). Są to wody typu HCO₃-Ca. Piętro to jest drenowane przez Bzurę, a część wód podziemnych przenika do głębszych partii niecki warszawskiej (Paczyński, Sadurski - red. 2007). Często piętro wodonośne górnej kredy występuje w połączeniu hydraulicznym z poziomami wodonośnymi paleogenu i/lub neogenu.

W głębokich otworach badawczych wykonanych w sąsiedztwie otworu Kompina-2 wody piętra górnokredowego zostały opróbowane jedynie w otworze

badaw-czym Żychlin IG-3 w przedziałach 455-435 m (turon, wapień marglisty) oraz 111-100 m (kampan, opoka marglista). Stwierdzono bardzo małe dopływy wód podziemnych (0,06 i 0,02 m³/h) typu SO₄-Na o mineralizacji 1,9 g/dm³ (Dembowska, Marek 1985).

Wody podziemne **paleogeńskiego piętra wodonośnego** występują w oligoceńskich utworach piaszczystych (piaski, lokalnie żwiry). Miąższość tych osadów jest zróżnicowana i wynosi od kilku do około 80 m. Zwierciadło wód podziemnych ma charakter artezyjski lub subartezyjski. W zachodniej części niecki warszawskiej wody podziemne występujące w tych utworach stanowią główny użytkowy poziom wodonośny a jego zasięg wyznaczają granice Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 215A – Subniecka warszawska część centralna (Tr) i GZWP nr 215 – Subniecka warszawska (Tr). Wody piętra paleogeńskiego są typu HCO₃-Cl-Ca-Mg, rzadziej Cl-HCO₃-Na-Ca o ogólnej mineralizacji do około 1 g/dm³ (Malinowski - red. 1991).

Neogeńskie piętro wodonośne związane jest z osadami piaszczystymi mio-cenu, które występują prawie na całym obszarze niecki warszawskiej. Parametry hydrogeologiczne wód tego piętra są mniej korzystne niż piętra paleogeńskiego. W rejonie Łowicza wody podziemne w utworach neogenu stanowią główny użytkowy poziom wodonośny. Wody piętra neogeńskiego należą do typu HCO₃-Cl-Ca lub HCO₃-Cl-Na. Mineralizacja wód waha się w granicach od 0,2 do 1 g/dm³.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje w obrębie piasków średnio i drobnoziarnistych, lokalnie z domieszką pyłu, których miąższość wynosi od 20 do 40 m. Są to najczęściej osady pochodzenia wodnolodowcowego i stanowią główny użytkowy poziom wodonośny. Utwory aluwialne holocenu występują w obrębie dolin rzecznych. Wodonośność czwartorzędowego piętra wodonośnego jest zróżnicowana w zależności od litologicznego wykształcenia osadów. Najbardziej korzystne warunki hydrogeologiczne występują w poziomach związanych z piaskami lodowcowymi wypełniającymi często doliny kopalne oraz z osadami piaszczystymi i w mniejszym stopniu żwirowymi pochodzenia aluwialnego. W obrębie osadów pochodzenia lodowcowego występują trzy podstawowe poziomy wodonośne o układzie piętrowym: spągowy, śródmorenowy i przypowierzchniowy. Stopień izolacji piętra czwartorzędowego jest zróżnicowany a najbardziej na zanieczyszczenia narażony jest poziom holoceniowy często pozbawiony jakiegokolwiek izolacji. Mineralizacja ogólna wód waha się w granicach 0,4 - 0,6 g/dm³. Dominuje typ HCO₃-Ca, często z podwyższoną zawartością żelaza, manganu i związków azotu.

W głębokich otworach badawczych rejonu Kompiny wodonośne piętra paleogenu, neogenu i czwartorzędu nie zostały opróbowane.

Wody mineralne i termalne

Wody mineralne i termalne w rejonie Kompiny stwierdzone zostały we wszystkich głębokich otworach badawczych (Dembowska, Marek 1985, 1986, 1988; Marek, Feldman 1988; Nocoń 1984; Ryll 1972). Występują one w utworach triasu

(Kompina-2, Różyce-1, Różyce IG-2, Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2), jury (Kompina-2, Różyce-1, Różyce IG-2, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2, Raducz IG-1, Żychlin IG-3, Skierniewice GT-1, Skierniewice GT-2) i dolnej kredy (Łowicz IG-1, Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2, Raducz IG-1, Żychlin IG-3). Wyniki badań hydrodynamicznych wykonanych w głębokich otworach badawczych w rejonie badań przedstawiono w tabelach 1.1 – 1.9.

Triasowe piętro wodonośne na omawianym obszarze opróbowane zostało w 5 głębokich otworach badawczych.

Najgłębiej występujące poziomy wodonośne triasowego piętra wodonośnego stwierdzono w utworach pstrego piaskowca w otworach Kompina-2, Mszczonów IG-2 i Różyce IG-2. Są to wysoko zmineralizowane solanki typu Cl-Na o mineralizacji dochodzącej do 337,1 g/dm³ (Kompina-2). Uzyskane w wyniku opróbowania rurowymi próbnikami złoża przyływy nie były wysokie i wynosiły od 0,07 (Kompina-2) do 0,68 m³/h (Mszczonów IG-2). W otworze Kompina-2, podczas opróbowania, temperatura płynu złożowego w przedziale 4130 – 4165 m wynosiła 107°C przy dopływie 0,07 m³/h, natomiast w przedziale głębokości 4110 – 4115 m, nastąpił samowypływ solanki, a ciśnienie na głowicy osiągnęło wartość 140 atm.

Na ogół przyjmuje się, że utwory dolnego triasu (pstry piaskowiec/ret) posiadają słabe własności zbiornikowe (niska porowatość skał określona metodami geofizycznymi, średnio 5%). W otworze Kompina-2 zostały podjęte próby przebadania kilku innych przedziałów głębokości z utworów triasu dolnego, bez pozytywnych rezultatów.

Poziom wodonośny występujący w obrębie utworów triasu środkowego (wapień muszlowy), wykształconych w postaci dolomitów, wapieni marglistych i mułowców, opróbowany został w otworze Kompina-2 w przedziale głębokości 3910 – 3920 m. Uzyskano dopływ solanki o mineralizacji 164,76 g/dm³ w ilości 0,316 m³/h. Temperatura solanki wynosiła 97°C. Ze względu na niską porowatość skał, podobnie jak w utworach pstrego piaskowca (średnio 5%), własności zbiornikowe tego poziomu są słabe.

Poziom wodonośny górnego triasu (kajper/retyk) występuje w obrębie piaskowców, mułowców i iłowców. Opróbowano go w otworach Kompina-2, Różyce-1 i Mszczonów IG-1. Stwierdzono dopływy solanek o mineralizacji od 88 do 150 g/dm³. Dopływy solanek były zróżnicowane i wahały się w granicach 0,1 do 22 m³/h w otworze Kompina-2 i 8,3 m³/h w otworze Mszczonów IG-1. W otworze Różyce-1 z poziomu triasu górnego nie otrzymano dopływu. W otworze Kompina-2 (przedział głębokości 3545 – 3585 m) temperatura solanki wynosiła 94°C przy dopływie 0,177 m³/h. Własności zbiornikowe skał poziomu górnotriasowego są zróżnicowane. Najkorzystniej przedstawiają się w otworze Kompina-2, gdzie utwory retyku osiągają porowatość określoną metodami geofizycznymi, dochodzącą nawet do kilkunastu procent.

Wodonośność triasowego piętra wodonośnego na badanym terenie jest rozpoznana w stopniu pozwalającym stwierdzić, iż najlepsze warunki zbiornikowe występują w poziomie górnego triasu, z którego uzyskano największe dopływy

dochodzące do 22 m³/h w otworze Kompina-2. Utwory triasu górnego posiadają najwyższą porowatość (kilkanaście procent), a temperatura solanek dochodzi do 100°C. W wodach triasowego piętra wodonośnego często występują ślady bituminów, zwłaszcza w dolnym i środkowym triasie (tab. 1.1).

Jurajskie piętro wodonośne opróbowane zostało we wszystkich dziesięciu analizowanych głębokich otworach badawczych zlokalizowanych na omawianym obszarze.

Poziom wodonośny w obrębie utworów piaskowcowych dolnej jury opróbowany został w otworach Kompina-2, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-1, Raducz IG-1, Żychlin IG-3, Różyce IG-2, Skierniewice GT-1 i Skierniewice GT-2. Stwierdzono dopływy solanek Cl-Na o mineralizacji od 74,9 (Skierniewice GT-1) do 124 g/dm³ (Różyce IG-2) i temperaturze na wypływie do około 62°C (Skierniewice GT-2). W otworze Różyce IG-2 temperatura solanki w złożu wynosiła 90,9°C. Dopływy wód są zróżnicowane i wahają się od kilkudziesięciu m³/h (40 m³/h w otworze Kompina-2, 2665-2681 m) do 120 m³/h (2880-2930 m, warstwy kłodawskie, Skierniewice GT-1). Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne w otworze Skierniewice GT-2 wynoszą 86,6 m³/h, a temperatura wody na wypływie osiąga wartość 57,5°C. Ze względu na wysoką porowatość skał, określoną metodami geofizycznymi (średnio kilkanaście procent), własności zbiornikowe tego poziomu są korzystne.

Utwory jury środkowej pod względem litologicznym są podobnie wykształcone jak jury dolnej, jednakże w profilu osadów obserwuje się większy udział frakcji ilasto-mułowcowej. Przekłada się to bezpośrednio na gorsze własności zbiornikowe poziomu jury środkowej. Porowatość tych osadów wynosi średnio 10%. Poziom wodonośny jury środkowej opróbowano w rejonie Kompiny w otworach Żychlin IG-3, Raducz IG-1, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2, Różyce IG-2 i Skierniewice GT-1. Poziom ten charakteryzuje się dopływami wód o mineralizacji od 24,3 (Skierniewice GT-1) do 116,8 g/dm³ (Różyce IG-2) i temperaturze na wypływie od 18 (Żychlin IG-3) do 42°C (Raducz IG-1). W otworze Różyce IG-2 temperatura solanki w złożu wynosiła od 78,9 do 86,9°C. Dopływy wód są zróżnicowane i wahają się od kilku (4,9 m³/h – Skierniewice GT-1) do kilkudziesięciu m³/h (35,3 m³/h w otworze Mszczonów IG-1).

Wody podziemne występujące w obrębie utworów jury górnej związane są z osadami węglanowymi. W stropowej części profilu (kimeryd/tyton) obserwuje się większy udział margli. W związku z tym własności zbiornikowe tego poziomu są zróżnicowane. Najkorzystniejsze warunki zbiornikowe występują w dolnej części profilu utworów górnej jury (oksford), gdzie porowatość wapieni określona metodami geofizycznymi dochodzi nawet do 20%. Wielkość współczynnika filtracji mieści się w przedziale 10⁻⁵ ÷ 10⁻⁷ m/s. Stropowa partia profilu, o większym udziale frakcji ilastej, charakteryzuje się średnią porowatością wynoszącą około kilku procent i mniejszymi wartościami współczynnika filtracji wahającymi się w granicach 10⁻⁷ ÷ 10⁻¹¹ m/s (Górecki red. 2006). Dopływy wód stwierdzone w analizowanych otworach są zróżnicowane i wahają się od 0,42 (Skierniewice GT-1) do 32 m³/h (Łowicz IG-1). Są to wody wysokozmineralizowane o mineralizacji od 7,1 (Skierniewice

Tabela 1.1. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Kompina-2 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data oprobowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Wielkość przypływu	Uwagi
1	28-29.05.1979	próba w czasie wiercenia	1640,5-1664	jura - oksford	wapień	3 m ³ /8 min	4,7 % solanka Cl-Na, przypływ płynu złożowego, bez śladów bituminów
2	11-12.10.1979	próba w czasie wiercenia	2495,2-2511	jura - dogger	piaskowce	0,8798 m ³ (0,02 m ³ /h)	przypływ filtratu z płuczki bez śladów bituminów
3	25-26.10.1979	próba w czasie wiercenia	2665,5-2681	jura - dogger/lilas	piaskowce	11,364 m ³ /17 min (40,1 m ³ /h)	11,4 % solanka Cl-Na, przypływ płynu złożowego bez śladów bituminów
4	13.03.1980	próba w czasie wiercenia	3651-3670	jura - kajper górny	piaskowce		gwałtowna ucieczka płuczki z przestrzeni międzyrurowej
5	25-26.06.1981	próba po zakończeniu wiercenia	1615-1633	jura - malm	wapień	2,2 m ³ /55,5 min (2,3 m ³ /h)	woda typu Cl-Na, temp. 51° C, bez śladów bituminów
6	20-21.06.1981	próba po zakończeniu wiercenia	2760-2765	jura - lilas	piaskowce	6,6m ³ /118,5 min (3,34 m ³ /h)	solanka Cl-Na, bez śladów bituminów
7	12-13.06.1981	próba po zakończeniu wiercenia	3110-3125	trias - retyk	piaskowce	5,5m ³ /15 min (22 m ³ /h)	solanka Cl-Na, bez śladów bituminów
8	1-2.06.1981	próba po zakończeniu wiercenia	3545-3585	trias - kajper górny	piaskowce, mulowce	0,72 m ³ /244 min (0,177 m ³ /h)	solanka Cl-Na, temp. 94° C, bez śladów bituminów
9	21-23.05.1981	próba po zakończeniu wiercenia	3620-3635	trias - kajper górny	piaskowce, mulowce	0,5 m ³ /283 min (0,106 m ³ /h)	solanka Cl-Na, stwierdzono minimalne zgazowanie gazem palnym
10	11-13.05.1981	próba po zakończeniu wiercenia	3644-3656	trias - kajper górny	piaskowce	1,45m ³ /253,2 min (0,34 m ³ /h)	solanka Cl-Na, stwierdzono średnie zgazowanie gazem palnym
11	6-8.05.1981	próba po zakończeniu wiercenia	3910-3920	trias - wapień muszlowy	wapień	0,316 m ³ /60 min (0,316 m ³ /h)	solanka Cl-Na, temp. 97° C, stwierdzono minimalne zgazowanie gazem palnym
12	16-17.04.1981	próba po zakończeniu wiercenia	4000-4022	trias - ret	piaskowce, mulowce	-	oprobowany poziom nie posiada korzystnych własności zbiornikowych, nie otrzymano przypływu medium złożowego
13	5.03.1981	próba po zakończeniu wiercenia	4110-4115	trias - pstry piaskowiec	piaskowiec		samowypływ solanki Cl-Na, minimalnie zgazowanej gazem palnym
14	8-10.02.1981	próba po zakończeniu wiercenia	4155-4165	trias - pstry piaskowiec	piaskowiec		nie otrzymano przypływu

15	16-18.02.1981	próba po zakończeniu wiercenia	4130-4145	trias - pstry piaskowiec	piaskowiec	nie otrzymano przypiływu
16	23-26.02.1981	próba po zakończeniu wiercenia	4155-4165 i 4130-4145	trias - pstry piaskowiec	piaskowiec	2,075 m ³ /1770 min (0,07 m ³ /h) płyn złożowy o temp. 107°C, minimalnie zgazowany gazem palnym
17	19.12.1980	próba po zakończeniu wiercenia	4244,5-4257	trias - pstry piaskowiec	piaskowiec	nie otrzymano przypiływu
18	20.12.1980	próba po zakończeniu wiercenia	4251-4257	trias - pstry piaskowiec	piaskowiec	nie otrzymano przypiływu

Tabela 1.2. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Różyce-1 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data opróbowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Wielkość przypiływu	Uwagi
1	23.01.1980	próba w czasie wiercenia	1910-1927	jura-oksford	wapieńce oolitowe	28,42 m ³ /h	solanka bez śladów bituminów
2	11-12.02.1983	próba po zakończeniu wiercenia	3872-3888	trias-retyk	piaskowce, mułowce	-	nie otrzymano przypiływu
3	21-22.02.1983	próba po zakończeniu wiercenia	3704-3711	trias-retyk	piaskowce, mułowce	0,26 m ³ /3 min (5,2 m ³ /h)	filtrat płuczki z domieszką medium złożowego, bez śladów bituminów
4	3-4.03-1983	próba po zakończeniu wiercenia	3610-3622	trias-retyk	piaskowce	0,9 m ³ /118 min (0,457 m ³ /h)	solanka bez śladów bituminów

Tabela 1.3. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Różyce IG-2 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data oprobowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Głębokość do zwierciadła wody [m]	Wielkość przypiwy	Uwagi
1	03-07.10.1986	próbnik złoża	3248-3650	pstry piaskowiec	piaskowce	samowypływ	4,3 m ³ /h	solanka Cl-Na-Ca, I, Fe, mineralizacja 301 g/dm ³
2	17-18.10.1986	próbnik złoża	3105-3130	jura dolna	piaskowce	78	6,53 m ³ /h	solanka Cl-Na, I, mineralizacja 124 g/dm ³
3	24-25.10.1986	próbnik złoża	2785-2805	jura środkowa	piaskowce	20	11,99 m ³ /h	solanka Cl-Na, I, Fe, mineralizacja 116,8 g/dm ³
4	29-31.10.1986	próbnik złoża	2608-2625	jura środkowa	piaskowce	76	3,35 m ³ /h	solanka Cl-Na, I, mineralizacja 102,2 g/dm ³

Tabela 1.4. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Łowicz IG-1 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data oprobowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Głębokość do zwierciadła wody [m]	Wielkość przypiwy	Uwagi
1	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	2225	jura dolna	piaskowce	brak danych	7m ³ /15min (28 m ³ /h)	solanka Cl-Na, mineralizacja 83,4 g/dm ³
2	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	2033	jura środkowa	piaskowce	brak danych	7m ³ /15min (28 m ³ /h)	dopływ wody, próba niereprezentatywna
3	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1823	jura środkowa	piaskowce	-	-	brak przypiwy
4	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1675	jura środkowa	piaskowce	brak danych	8m ³ /15min (32 m ³ /h)	dopływ wody, próba niereprezentatywna
5	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1415	jura środkowa	piaskowce	-	-	brak przypiwy

6	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1402	jura środkowa	piaskowce	-	-	brak przypiływu
7	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1400	jura środkowa	piaskowce	-	-	brak przypiływu
8	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1675	jura środkowa	piaskowce	brak danych	8m ³ /15min (32 m ³ /h)	dopływ wody, próba niereprezentatywna
9	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1178	jura górną	wapienie	brak danych	4m ³ /15min (16 m ³ /h)	dopływ wody z H ₂ S
10	1.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1175	jura górną	wapienie	-	-	brak przypiływu
11	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	1093	jura górną	wapienie	-	-	brak przypiływu
12	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	970	jura górną	wapienie	-	-	brak przypiływu
13	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	895	jura górną	wapienie	-	-	brak przypiływu
14	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	840	jura górną	wapienie	-	8m ³ /15min (32 m ³ /h)	dopływ płuczeki
15	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	790	jura górną	wapienie	-	-	brak przypiływu
16	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	430	kreda dolna	mulki piaszczyste	-	-	brak przypiływu
17	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	425	kreda dolna	mulki piaszczyste	-	-	brak przypiływu
18	2.10.1971	próba po zakończeniu wiercenia	437	kreda dolna	mulki piaszczyste	-	-	brak przypiływu

Tabela 1.5. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Mszczonów IG-1 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data oprobowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Głębokość do zwierciadła wody [m]	Wielkość przypiływu	Uwagi
1	27-29.07.1977	próba po zakończeniu wiercenia	3270-3105	trias środkowy/górny	iłowce dolomityczne	180	8,3 m ³ /h	solanka Cl-Na, rozcieńczona filtrem, mineralizacja 88,8 g/dm ³
2	3-4.08.1977	próba po zakończeniu wiercenia	2580-2560	jura dolna	piaskowce	2052	4,4 m ³ /h	dopyw gęstej płuczki
3	13-14.08.1977	próba po zakończeniu wiercenia	2580-2560	jura dolna	piaskowce	2052	2,08 m ³ /h	dopyw płuczki oraz 0,78 m ³ solanki z filtrem płuczki
4	22-23.08.1977	próba po zakończeniu wiercenia	2385-2357,5	jura środkowa	wapienie margliste, piaskowce	100	35,3 m ³ /h	solanka Cl-Na, mineralizacja 77 g/dm ³ , zgazowana gazem palnym
5	29-30.08.1977	próba po zakończeniu wiercenia	1930-1892	jura górna	wapienie /margle	96	3,2 m ³ /h	woda silnie zmineralizowana typu Cl-Na, mineralizacja 31,9 g/dm ³ , śladowe ilości gazu
6	7-13.09.1977	próba po zakończeniu wiercenia	1630-1600	kreda dolna	piaskowce	50,5	10 m ³ /h	woda typu Cl-HCO ₃ -Na-Ca, mineralizacja 1 g/dm ³ , śladowe ilości gazu
7	Rekonstrukcja otworu w latach 1996 - 1997	próba po zakończeniu rekonstrukcji	1663,5-1714	kreda dolna	piaskowce	50,0	60 m ³ /h	Koncesja eksploatacyjna Nr 2/2003 zmieniona decyzją Ministra Środowiska z dnia 14.03.2008 r. Nr DgJKGhg-4771-2/2309/07/08JUM

Tabela 1.6. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Mszczonów IG-2 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data opróbowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Głębokość do zwierciadła wody [m]	Wielkość przypiływu	Uwagi
1	25-27.04.1976	próba po zakończeniu wiercenia	4541-4509	karbon	piaskowce, mułowce	520	0,8 m ³ /h	solanka Cl-Na, mineralizacja 194,2 g/dm ³ , solanka rozcieńczona filtrem płuczki
2	11-13.08.1976	próba po zakończeniu wiercenia	3562-3540	trias dolny	piaskowce	518	0,68 m ³ /h	solanka Cl-Na, mineralizacja 197 g/dm ³
3	26.08-7.09.1976	próba po zakończeniu wiercenia	2430-2394	jura środkowa	piaskowce, ilowce	142,5	ok. 4,0 m ³ /h	solanka Cl-Na, mineralizacja 94 g/dm ³ , temp. na wypływie 20°C
4	17-23.09.1976	próba po zakończeniu wiercenia	1445-1419	kreda dolna	piaskowce	50	ponad 7,0 m ³ /h	woda typu Cl-HCO ₃ -Na-Ca, mineralizacja 0,97 g/dm ³ , temp. na wypływie 27°C

Tabela 1.7. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Raducz IG-1 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data opróbowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Głębokość do zwierciadła wody [m]	Wielkość przypiływu	Uwagi
1	22-26.09.1977	próba po zakończeniu wiercenia	2655-2625	jura dolna	piaskowce	122	36 m ³ /h	solanka Cl-Na, temp. na wypływie 42°C, mineralizacja 101,5 g/dm ³
2	6-10.10.1977	próba po zakończeniu wiercenia	2335-2305	jura środkowa	piaskowce	96,9	18 m ³ /h	solanka Cl-Na, temp. na wypływie 41°C, mineralizacja 91,9 g/dm ³
3	19-20.10.1977	próba po zakończeniu wiercenia	1510-1485	jura górna	wapienie, margle	96,9	0,54 m ³ /h	solanka Cl-Na, mineralizacja 10,1 g/dm ³
4	29.10-3.11.1997	próba po zakończeniu wiercenia	1180-1157	kreda dolna	piaskowce	11	35-40 m ³ /h	woda typu Cl-Na, mineralizacja 1,27 g/dm ³

Tabela 1.8. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Żychlin IG-3 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data opróbowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Głębokość zwierciadła wody [m]	Wielkość przypiwy	Uwagi
1	16.09.1966	próba po zakończeniu wiercenia	2476-2203,4	jura dolna /środkowa	piaskowce /mutowce	58	15 m ³ /h	solanka Cl-Na, temp. na wypływie 28°C, mineralizacja 107,2 g/dm ³ , ślady gazu i bituminów
2	27.09.1966	próba po zakończeniu wiercenia	1885-1875	jura środkowa	piaskowce	+ 5	0,83 m ³ /h	samowypływ, solanka Cl-Na, temp. na wypływie 18°C mineralizacja 39 g/dm ³
3	17.10.1966	próba po zakończeniu wiercenia	610-603	kreda dolna	piaskowce /piaski	+ 2,5	30 m ³ /h	samowypływ, woda typu HCO ₃ -Ca-Na, mineralizacja 0,35 g/dm ³ , ślady gazu i bituminów, depresja s=8 m
4	24.10.1966	próba po zakończeniu wiercenia	455-435	kreda górna	wapienie margliste	330*	0,06 m ³ /h	ścążenie, woda typu SO ₄ -Na, mineralizacja 1,9 g/dm ³ , ślady gazu i bituminów
5	29.10.1966	próba po zakończeniu wiercenia	111-100	kreda górna	opoki	64	0,02 m ³ /h	ścążenie, mineralizacja 1,26 g/dm ³ , próba nie pewna

* - poziom nieustalony

Tabela 1.9. Wyniki badań hydrodynamicznych w otworze Skierniewice GT-1 (wg Chowaniec i in. 2008/2009)

L.p.	Data opróbowania	Przebieg prób złożowych	Głębokość badanego poziomu [m]	Stratygrafia	Litologia	Wielkość przypiwy	Uwagi
1	04-05.11.1990	próba w czasie wiercenia	1274-1301	jura górna - oksford	margle	1,9 m ³ /269,8 min (0,42 m ³ /h)	0,71% woda Cl-SO ₄ -Na, przypiwy wody średnio zmineralizowanej zanieczyszczonej piuczka; badanie przeprowadzono metodą jednokrotnego odcięcia przypiwy
2	09-10.11.1990	próba w czasie wiercenia	1490-1535	jura górna - oksford	margle, wapienie margliste	10,4 m ³ /238 min (2,62 m ³ /h)	2,08% woda Cl-SO ₄ -Na-Ca,Fe, przypiwy wody silnie zmineralizowanej; badanie przeprowadzono metodą jednokrotnego odcięcia przypiwy
3	23-24.11.1990	próba w czasie wiercenia	1724-1754	jura środkowa	wapienie piaszczyste	14,6 m ³ /180 min (4,86 m ³ /h)	2,43% woda Cl-SO ₄ -Na-Ca,Fe, przypiwy wody silnie zmineralizowanej; badanie przeprowadzono metodą jednokrotnego odcięcia przypiwy
4	16-17.12.1990	próba w czasie wiercenia	2195-2238	jura dolna	piaskowce	18,35 m ³ /120 min (9,2 m ³ /h)	7,94% solanka Cl-Na,Fe; badanie przeprowadzono metodą jednokrotnego odcięcia przypiwy
5	04-05.02.1991	próba w czasie wiercenia	2526-2565	jura dolna	piaskowce	17,4 m ³ /43 min (24,3 m ³ /h)	10,9% solanka Cl-Na,Fe; badanie przeprowadzono metodą dwukrotnego odcięcia przypiwy
6	15-16.03.1991	próba z pompowania pomiarowego	2875-2941	jura dolna	piaskowce	66,0 m ³ /h	11,7% solanka Cl-Na,Fe; pompowanie oczyszczające a następnie pomiarowe - metoda air-liftu

GT-1) do 31 g/dm^3 (Mszczonów IG-1), a w jednym przypadku stwierdzono dopływ solanki o mineralizacji $79,1 \text{ g/dm}^3$ (Różyce-1). W otworze Kompina-2 nawiercona w przedziale 1615 – 1633 m woda posiadała temperaturę 51°C .

Jurajskie piętro wodonośne charakteryzuje się na ogół dobrymi własnościami zbiornikowymi, szczególnie poziom dolnojurajski oraz dolna partia górnej jury (oksford). Ta część profilu utworów jurajskich posiada największą porowatość określoną metodami geofizycznymi sięgającą miejscami 20%, a stwierdzone w otworach przyipywy dochodzą do kilkudziesięciu m^3/h (tab. 1.4).

W **kredowym piętrze wodonośnym** występują wody o niewielkiej mineralizacji (w granicach 1 g/dm^3). W zależności od głębokości występowania poziom ten zawiera wody zwykłe (np. Łowicz, Skierniewice), jak i wody termalne o temperaturach $25\text{-}50^\circ\text{C}$. Wodonośność tego piętra jest uzależniona od pozycji otworu w stosunku do brzegu niecki warszawskiej. W otworach zlokalizowanych w brzegowej strefie niecki utwory kredy zalegają stosunkowo płytko pod pokrywą kenozoiczną (do około 100 m p.p.t.), a ich miąższość ulega redukcji w kierunku SW. Na linii wyznaczonej przez otwory Żychlin IG-3, Kompina-2 i Raducz IG-1 spąg kredy dolnej występuje na głębokości około 1000 – 1300 m p.p.t. W rejonie Kompiny zbiornik dolnokredowy zasilany jest wzdłuż krawędzi wału kujawskiego.

Na omawianym obszarze wody podziemne kredowego piętra wodonośnego, zaliczane do wód mineralnych lub termalnych, występują w poziomie dolnej kredy w obrębie utworów piaskowcowych z wkładkami ilastymi. Ich porowatość określona metodami geofizycznymi jest zróżnicowana i waha się od kilku do nawet 25%, a stwierdzone w otworach przyipywy dochodzą do $40 \text{ m}^3/\text{h}$ (Raducz IG-1). Współczynniki filtracji piaskowców zbiornikowych kredy dolnej w niecce warszawskiej wynoszą od $2,26 \cdot 10^{-6}$ do $6,05 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ (Górecki red. 2006).

Chemizm wód podziemnych

Wody podziemne stwierdzone w analizowanych otworach badawczych w rejonie Kompiny w przeważającej większości są solankami typu Cl-Na lub Cl-Na-Ca często z podwyższoną zawartością żelaza i jodu. Generalnie mineralizacja wód wzrasta wraz z głębokością. W głębszych poziomach wodonośnych wody charakteryzują się dużą mineralizacją i pozostają w stanie stagnacji.

Maksymalną mineralizację $337,1 \text{ g/dm}^3$ stwierdzono w otworze Kompina-2 w triasie dolnym (pstry piaskowiec) na głębokości 4115 – 4130 m. Również solanki o bardzo wysokiej mineralizacji uzyskano z pstręgo piaskowca z otworów Różyce IG-2 (301 g/dm^3) i Mszczonów IG-2 (197 g/dm^3). Są to wody typu Cl-Na-Ca i Cl-Na ze śladowymi ilościami żelaza i jodu. W wodach poziomu dolnego triasu obserwowano śladowe ilości gazu.

Poziom wodonośny w triasie środkowym został opróbowany jedynie w otworze Kompina-2. Stwierdzono solankę typu Cl-Na-Ca, Fe o mineralizacji $164,8 \text{ g/dm}^3$ i temperaturze 97°C .

Wody poziomu **górnego triasu** (kajper/retyk), w otworze Kompina-2 charakteryzują się mineralizacją od 96,6 do 149,9 g/dm³, jednak większość wód posiada mineralizację od 130 do 149,9 g/dm³. Są to solanki typu Cl-Na-Ca, Fe. W trakcie badań w wodach zaobserwowano jedynie niewielkie ilości gazu (Nocoń 1984).

Badania hydrochemiczne wód, uwzględniające stopień mineralizacji i skład chemiczny oraz stosunki jonowe wskazują, że wody piętra triasowego są wodami reliktowymi w bardzo wysokim stopniu zmetamorfizowanymi. Tego typu wody często towarzyszą złożom węglowodorów.

Poziom wodonośny **dolnej jury** charakteryzuje się obecnością wód typu Cl-Na, rzadziej Cl-Na-Ca, z podwyższonymi zawartościami jodu. Ich mineralizacja waha się od 77,5 (Mszczonów IG-1) do 124 g/dm³ (Różyce IG-2). W otworze Kompina-2 mineralizacja wód wynosi od 94,1 do 101,7 g/dm³. W trakcie badań w wodach poziomu dolnej jury nie zaobserwowano objawów bituminów.

Wody podziemne **jury środkowej** charakteryzują się zróżnicowaną mineralizacją od 24,3 g/dm³ (Skierniewice GT-1) do 116,8 g/dm³ (Różyce IG-2). Wody wysokozmineralizowane stwierdzone w otworze Skierniewice GT-1 są typu Cl-SO₄-Na-Ca, natomiast solanki występujące w pozostałych analizowanych otworach są typu Cl-Na często z podwyższoną zawartością żelaza i jodu. W otworze Kompina-2 poziomu jury środkowej nie opróbowano. W otworze Mszczonów IG-1 w wodzie stwierdzono obecność gazu (tabela 1.5).

Górnourajski poziom wodonośny opróbowany został w pięciu otworach badawczych w rejonie Kompiny: Kompina-2, Mszczonów IG-1, Raducz IG-1, Różyce-1 i Skierniewice GT-1. Poziom ten charakteryzuje się występowaniem solanek i wód wysoko zmineralizowanych typu Cl-Na lub Cl-SO₄-Na-Ca. Mineralizacja wód waha się od 7,1 (Skierniewice GT-1) do 79,1 g/dm³ (Różyce-1), przy czym, w stropowej części profilu utworów górnej jury przeważają wody o niższej mineralizacji (7–30 g/dm³). W przypadku głębiej zalegającym poziomie wodonośnym w górnej jurze (1900 – 2000 m p.p.t.) wody mogą zawierać ślady gazu.

Badania hydrochemiczne wód, uwzględniające stopień mineralizacji i skład chemiczny oraz stosunki jonowe wskazują, że w utworach jury występują wody chlorkowo-sodowe i chlorkowo-sodowo-wapniowe o słabym stopniu metamorfizmu.

W wodach poziomu **dolnej kredy** stwierdzono niewielką mineralizację od 0,35 (Żychlin IG-3) do 1,3 g/dm³ (Raducz IG-1). Są to wody często wielojonowe Cl-HCO₃-Na-Ca lub HCO₃-Ca-Na. W otworze Raducz IG-1 występują podwyższone zawartości jodu. W głębiej zalegającym poziomie wodonośnym w dolnej kredzie (około 1600 m p.p.t.) wody zawierają ślady gazu (tab. 1.5, 1.9).

Wody poziomu kredy dolnej zawierają niekiedy podwyższoną zawartość jodu w stężeniach umożliwiających wykorzystanie wód tego poziomu w celach balneologicznych (w otworze Raducz IG-1 stwierdzono zawartość jodu – 1,46 mg/dm³). W otworze Mszczonów IG-1, w przedziałach głębokości 1602 – 1645 i 1663 – 1714 m, stwierdzono występowanie wód typu Cl-HCO₃-Na-Ca o mineralizacji rzędu 1,0 g/dm³. Niewielka mineralizacja wskazuje, że poziom wodonośny kredy dolnej

znajduje się w obrębie strefy aktywnej wymiany wód o dużym zasięgu głębokościowym, co potwierdzają wykonane badania izotopowe $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C oraz oznaczenia stężenia trytu. Wiek wód obliczony wg modelu tłokowego z poprawką Pearsona wynosi ok. 9 tys. lat (Bujakowski red. i in. 2000).

Termika wód podziemnych

Wykorzystanie wód termalnych w celach energetycznych zależy przede wszystkim od warunków hydrogeologicznych występujących w złożu. Znaczenie ma tu porowatość efektywna skał zbiornikowych oraz mineralizacja i skład chemiczny wód. Wzrost głębokości oraz ciśnienia nadkładu powoduje, iż zmniejsza się porowatość efektywna, co ma duży wpływ na wydajność złoża. Sytuację taką obserwuje się na Niżu Polskim do głębokości około 3-3,5 km, poniżej której skały tracą właściwości kolektorskie. Poniżej tej głębokości wyraźnie wzrasta mineralizacja wód. Zjawiska te bardzo utrudniają możliwości uzyskania i wykorzystania wód termalnych z głębokich poziomów wodonośnych (Górecki red. 2006).

Temperatura wód podziemnych występujących w zbiornikach wodonośnych pozostaje funkcją głębokości. W rejonie Kompiny gradient temperatury wynosi około $27^\circ\text{C}/\text{km}$ przy średnim gradiencie na terenie Polski wynoszącym $33^\circ\text{C}/\text{km}$, natomiast średni strumień cieplny został oszacowany na $60 \text{ mW}/\text{m}^2$ (Bujakowski i in. 2006), przy średniej wartości $63 \text{ mW}/\text{m}^2$ i maksymalnej dla obszaru Polski nie przekraczającej $90 \text{ mW}/\text{m}^2$ (Słownik hydrogeologiczny, 2002). Jak z powyższego wynika warunki termiczne w rejonie Kompiny są niższe od wartości średnich notowanych dla obszaru Polski.

Krzywą temperatury w otworze Kompina-2 przedstawiono na ryc. 1.4.

W rejonie Kompiny najbardziej perspektywicznymi pod względem uzyskania wód termalnych są następujące poziomy wodonośne:

- górnego triasu,
- dolnej jury,
- górnej jury,
- dolnej kredy.

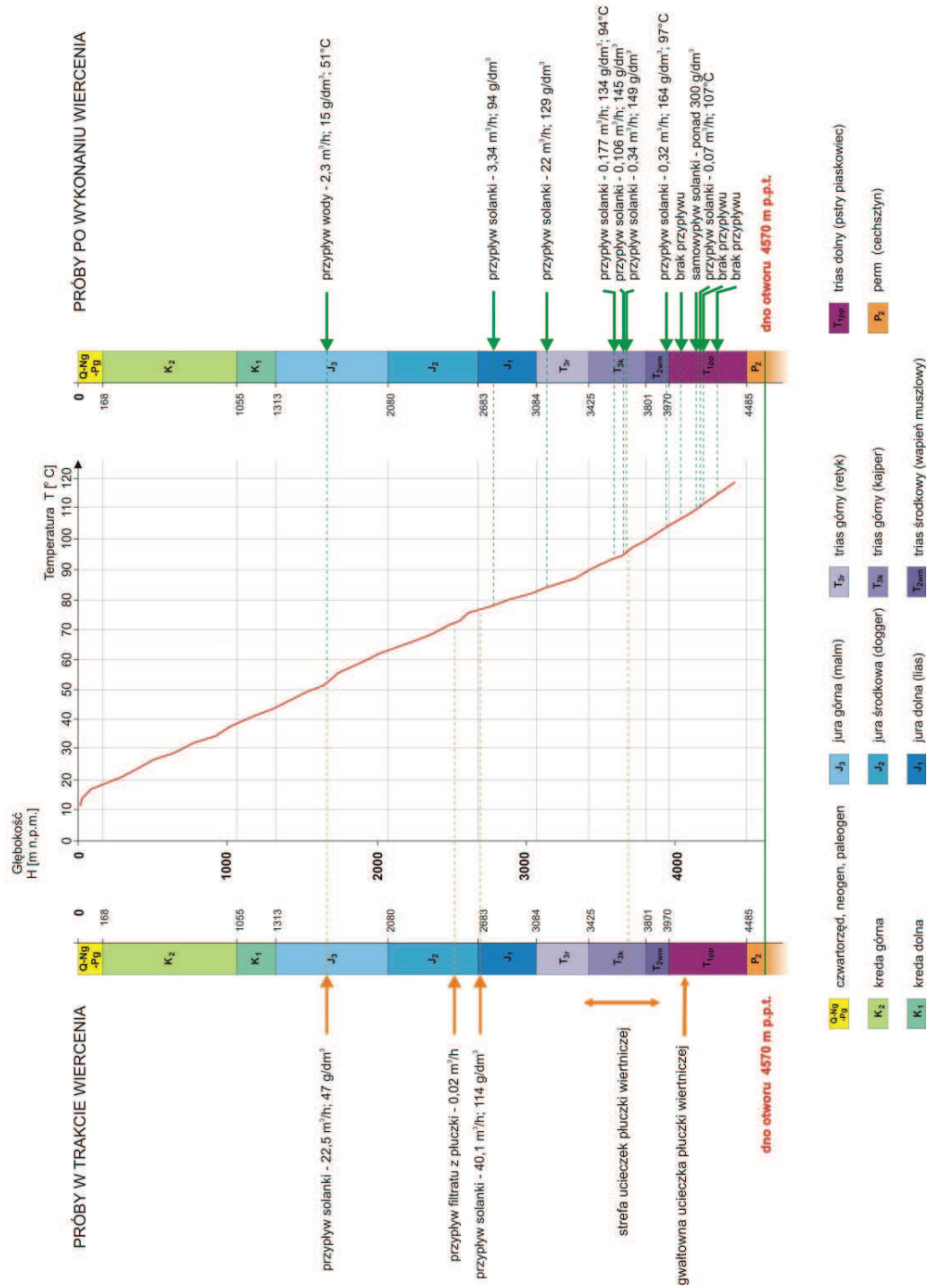
Poziom wodonośny górnego triasu (kajper/retyk) opróbowano w otworach Kompina-2, Różyce-1 i Mszczonów IG-1. Porowatość skał triasu górnego (szczególnie retyku) jest największa spośród skał triasowych (średnio 5 – 10%). Stwierdzono dopływy solanek o mineralizacji od 88 do $150 \text{ g}/\text{dm}^3$. Wielkości dopływów były zróżnicowane i wahały się w granicach 0,1 do $22 \text{ m}^3/\text{h}$ w otworze Kompina-2, a w otworze Mszczonów IG-1 wartość ta wynosiła $8,3 \text{ m}^3/\text{h}$. W otworze Różyce-1 z poziomu triasu górnego nie stwierdzono dopływu. Otrzymana w otworze Kompina-2 wydajność $22 \text{ m}^3/\text{h}$ z przedziału głębokości 3110 – 3125 m jest mało wiarygodna, gdyż stanowi ona wartość dopływu solanki w ilości $5,5 \text{ m}^3$ trwającego jedynie 15 minut, która następnie została przeliczona na m^3/h . Nie pozwala to na jednoznaczne określenie wydajności opróbowanego poziomu. W przypadku innych opróbowywanych horyzontów wodonośnych w triasie górnym dopływy solanek wynosiły kilkaset litrów na godzinę przy rejestrowanym czasie dopływu wynoszącym

4-5 godzin. Notowana w trakcie opróbowania temperatura wody w złożu wynosiła około 90°C (ryc. 1.4).

Poziom wodonośny dolnej jury (lias) opróbowany został w następujących otworach: Kompina-2, Żychlin IG-3, Różyce IG-2, Raducz IG-1, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-2, Skierniewice GT-1 oraz Skierniewice GT-2. W czasie badań stwierdzono dopływy solanek o mineralizacji od 74,9 (Skierniewice GT-1) do 124 mg/dm³ (Różyce IG-2). Porowatość utworów piaskowcowych jury dolnej jest większa niż utworów triasowych i wynosi około 15%. Wartości uzyskanych podczas badań dopływów są zróżnicowane. W otworze Kompina-2 z przedziału głębokości 2665,5 – 2681 m otrzymano przyływ solanki o stężeniu 11,4% w ilości 11,364 m³ w czasie 17 min, co w przeliczeniu daje 40,1 m³/h. Pomiar taki nie pozwala na jednoznaczne określenie wydajności opróbowanego poziomu. Z wykresu krzywej temperatury (ryc. 1.4) wynika, że w otworze Kompina-2 temperatura wód w dolnojurajskim poziomie wodonośnym wynosi 75 – 85°C. W otworze Żychlin IG-3 temperatura solanki o stężeniu 10,7% wynosiła 28°C na wypływie, natomiast w otworze Raducz IG-1 10,2% solanka posiadała na wypływie temperaturę 42°C. W otworze Skierniewice GT-2 temperatura 11,7% solanki wynosiła na wypływie 57,5°C. Temperatura solanki o stężeniu 12,4% w otworze Różyce IG-2 zmierzona w złożu wynosiła 90,9°C.

Poziom wodonośny występujący w utworach górnej jury w otworze Kompina-2 został opróbowany w przedziale głębokości 1640,5 – 1664 m. Próbę wykonano w trakcie wiercenia i uzyskano przyływ solanki o stężeniu 4,7% w ilości 3 m³ w czasie 8 minut, co w przeliczeniu daje 22,5 m³/h. Poziom górnourajski opróbowano również po wykonaniu wiercenia w interwale 1615-1633 m. Natężenie przepływu było niewielkie i wynosiło 2,3 m³/h. Ponadto, poziom wodonośny w obrębie węglanowych utworów górnej jury opróbowano w rejonie Kompiny w następujących otworach: Różyce-1, Mszczonów IG-1, Raducz IG-1 i Skierniewice GT-1. W otworach tych stwierdzono wody o mineralizacji od 7,1 (Skierniewice GT-1) do 79,1 g/dm³ (Różyce 1). Pomierzone wartości przyływów były zróżnicowane – od 0,42 (Skierniewice GT-1) do 32 m³/h (Łowicz IG-1). Porowatość utworów jury górnej wynosi około 10%. Na podstawie krzywej temperatury w otworze Kompina-2 (ryc. 1.4) można przypuszczać, że wody termalne z utworów jury górnej będą posiadały temperaturę około 50°C. Potwierdzone to zostało w trakcie opróbowania tego poziomu. W wyniku opróbowania otrzymano wodę zmineralizowaną (15,1 g/dm³) o temperaturze 51°C. W rejonie badań wody pochodzące z kredy dolnej opróbowano w następujących otworach: Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2, Raducz IG-1 i Żychlin IG-3. W osadach kredy dolnej w otworze Mszczonów IG-1 w przedziałach głębokości 1602–1645 i 1663–1714 m ujęte zostały wody termalne typu Cl-HCO₃-Na-Ca o niewielkiej mineralizacji rzędu 1,0 g/dm³ (Bujakowski red. i in. 2000). Zasoby eksploatacyjne tego ujęcia wynoszą 60 m³/h przy depresji 24,6 m. Współczynnik filtracji określony na podstawie badań hydrodynamicznych dla poziomu kredy dolnej w otworze Mszczonów IG-1 wynosi 2,4 m/d (Kapuściński, Biernat 1997). W rejonach, gdzie osady poziomu kredowego osiągają miąższość co najmniej kilkaset metrów, temperatura wód na wypływie pod-

czas badań wynosiła 25 – 41°C (Raducz IG-1, Mszczonów IG-1).



Ryc. 1.4. Krzywa temperatury w otworze Kampina-2 (Bujakowski i in. 2007)

Barbara Czerwińska
Lidia Borowska
Maria Gładysz

2. STAN ROZPOZNANIA GEOFIZYCZNEGO

2.1. Badania grawimetryczne

W obszarze badań w latach sześćdziesiątych ubiegłego wieku, wykonano prace grawimetryczne o różnym stopniu zagęszczenia punktów pomiarowych. Było to m.in. zdjęcie półszczegółowe o zagęszczeniu 1,5 punktu pomiarowego na 1 km² oraz zdjęcia grawimetryczne o wyższym zagęszczeniu punktów pomiarowych (2,5 punktu pomiarowego na 1 km² i 16 punktów na 1 km²).

W wyniku interpretacji powyższych zdjęć (*Kruk, Łyszkowska, 1969; Margul 1970*) opracowano m. in. mapę anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera. Obszar badań przecina z północnego zachodu na południowy wschód wydłużona strefa ujemnej anomalii grawimetrycznej, która zmodyfikowana przez lokalną anomalię dodatnią w jego centralno-południowej części, uformowała strefę siodłową w pobliżu Łowicza i Kompiny. Na mapie anomalii rezydualnych, obliczonych za pomocą wzoru Griffina, pojawiają się dwie wyodrębnione strefy anomalii ujemnych – silniejsza w północno-zachodniej części obszaru i znacznie słabsza w jego części południowo-wschodniej.

Regionalny rozkład anomalii siły ciężkości odzwierciedla założenia tektoniczne głębszego podłoża obszaru badań, związane prawdopodobnie z krawędziowymi strukturami platformy wschodnioeuropejskiej i bruzdy śródpolskiej i być może, z tektoniką solną w obrębie wału środkowopolskiego. Źródła anomalii rezydualnych o zasięgu lokalnym nie są jednoznaczne i mogą być związane z regionalną tektoniką lub też ze zmiennością gęstości kompleksów skalnych w utworach permomezozoiku.

2.2. Badania magnetometryczne

Pierwsze prace magnetometryczne, obecnie o znaczeniu historycznym, mające charakter zdjęcia regionalnego, wykonano w omawianym rejonie w połowie lat pięćdziesiątych ubiegłego wieku. W ramach tych prac pomierzone zostały, za pomocą wag i teodolitów magnetycznych, składowe pola magnetycznego: pionowa ΔZ i pozioma ΔH .

W połowie lat dziewięćdziesiątych XX wieku, wykorzystując magnetometry protonowe, przeprowadzono pomiary modułu całkowitego wektora pola magnetycznego T przy zagęszczeniu 2-4 stanowiska pomiarowe na 1 km² (*Kosobudzka, Paprocki 1997*). Na podstawie powyższych danych pomiarowych opracowana została w Państwowym Instytucie Geologicznym mapa anomalii magnetycznych ΔT (*Petecki i in. 2003*).

Obszar wykonanych badań zlokalizowany jest w strefie silnego gradientu pola magnetycznego na granicy dwu prowincji magnetycznych o odrębnych cechach rozkładu pola, rozdzielonych ogólnie przez strefę Teisseyre'a – Tornquista. Na południowy zachód od strefy T-T, rozkład pola regionalnego jest spokojny z nakładającymi się na nie niskoamplitudowymi anomaliami ΔT lokalnymi o niewielkim rozprzestrzenieniu. Na północny wschód od strefy T-T, w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, pole magnetyczne jest bardzo urozmaicone z licznymi silnymi anomaliami, których źródła położone są prawdopodobnie poniżej stropu krystaliniku. W środkowej części obszaru, w pobliżu Łowicza i Kompiny, zaznacza się strefa względnego wypłaszczenia pola magnetycznego.

2.3. Badania geoelektryczne

Przeprowadzone głębokie badania geoelektryczne nie są związane wprost z obszarem badań. W latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX w. za pomocą analogowych aparatów pomiarowych wykonano badania magnetotelluryczne i telluryczne o charakterze regionalnym, a w latach 2005-2006 nowoczesne prace magnetotelluryczne wzdłuż regionalnego profilu Zgorzelec – Wiązajny. Obszary objęte tymi pomiarami sytuują się jednak w znacznej odległości od omawianego rejonu.

W strefie badań oraz na jej obrzeżach wykonano liczne płytkie prace geoelektryczne z wykorzystaniem metody elektrooporowej (Czerwińska, 1990, Fabirkiewicz 1989) Miały one charakter metodyczno-badawczych prac lub też wykonywano je dla celów hydrogeologicznych lub kartograficznych. Ich zasięg głębokościowy nie przekroczył 200 – 300 m p.p.t. i z tego powodu wyniki prac nie wiążą się bezpośrednio z obiektem będącym celem badań.

2.4. Badania sejsmiczne

W latach 1975-77 wykonano prace sejsmiczne **refleksyjne**: „Skierniewice – Sochaczew; 1975” (Cianciara, 1975), „Brzeziny – Łowicz – Skierniewice, rej.: Łowicz; 1976-77” (Cianciara, Piech 1977). Są to stosunkowo stare badania, ale zastosowana wtedy metodyka i sprzęt oraz stosunkowo wysoka jakość uzyskanych danych, umożliwiły ponowne przetworzenie tych materiałów w połowie 2006 roku. W wyniku reprocessingu uzyskano znaczną poprawę jakości danych, zwłaszcza w odniesieniu do utworów permu, która umożliwiła wykonanie map horyzontów perspektywicznych, takich jak np. mapa stropu środkowego pstręgo piaskowca (Borowska 2006).

Badania sejsmiczne **refrakcyjne** w obszarze wykonanych prac były prowadzone w niewielkim zakresie przez PPG Warszawa w latach 1968-1971 i przez Zakład Geofizyka Kraków jako uzupełnienie prac refleksyjnych. Ich zadaniem było śledzenie granicy załamującej, identyfikowanej ze stropem skonsolidowanego podłoża. Wyniki tych badań, ze względu na jakość i ilość, nie wnoszą istotnych informacji o budowie geologicznej rejonu.

Ze względu na usytuowanie obszaru wykonanych badań w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) na uwagę natomiast zasługują badania refrakcyjne nad rozpoznaniem głębokich struktur Polski metodą sejsmologii eksplozywnej, tzw. głębokie sondowania sejsmiczne (GSS), wykonane dla Instytutu Geofizyki PAN. Prace te zostały przeprowadzone w bardzo bliskim sąsiedztwie omawianego rejonu w latach 1969-75 (2 profile) i w 2000 roku, tzw. „Celebration 2000”: profil 3 i profil 10 (Guterch, Grad 2000). Wykazały one, że (m.in.) w środkowej (w tym w obszarze projektowanych prac) i południowo-wschodniej Polsce (wzdłuż strefy TESZ) biegnie duża strefa o kierunku NW–SE i szerokości od 50 do 100 km, zwana strefą Gutercha. Cechą charakterystyczną strefy Gutercha w rejonie projektowanych prac jest obecność licznych głębokich rozłamów prostopadłych i skośnych do strefy T-T, jak np.: uskoki między Kutnem a Skierniewicami, czy strefa dyslokacyjna Grójca. Wyniki tych badań, jakkolwiek dotyczące bardzo głębokich struktur, są bardzo istotne dla rozpoznania budowy geologiczno-strukturalnej basenów mezozoicznych ze względu na ścisły związek ich genezy ze strefą osłabień litosfery (TESZ) (Guterch, Grad 1999).

2.5. Analiza wyników reprocessingu i reinterpretacji archiwalnych danych sejsmicznych

Zakres reprocessingu i reinterpretacji danych sejsmicznych

W rejonie obszaru nowych badań geofizycznych w ubiegłych latach wykonano szereg profili sejsmicznych 2 D. Dane pomiarowe 6 profili, wykonanych metodą dynamitową w latach 1975-77, zostały poddane reprocessingowi i reinterpretacji, przy wykorzystaniu najnowszych procedur przetwarzania podnoszących jakość archiwalnych danych. Obszar badań sejsmicznych zdjęcia 2D, który był objęty tymi pracami zajmuje powierzchnię około 100 km² (ryc. 2.1) i jest znacznie większy od obszaru nowych badań sejsmicznych 3D (około 40 km²), zlokalizowanych wokół otworu Kompina-2 (Borowska 2006).

Celem reprocessingu i ponownej interpretacji profili sejsmicznych było przedstawienie możliwie najbardziej wiarygodnej budowy geologicznej tego obszaru, przede wszystkim budowy strukturalno – tektonicznej kompleksu permsko-mezozoicznego, w którym otworem Kompina-2 udokumentowano złożę geotermalne związane głównie z horyzontami: kredy dolnej, jury dolnej i triasu dolnego. W kredzie dolnej i jurze dolnej stwierdzono wody termalne o temperaturze poniżej 100°C, natomiast z piaskowców pstrego piaskowca środkowego (dolny trias) samowypływ solanki o temperaturze 107°C na głębokości 4110 – 4115 m. Złożę ma charakter zbiornika szczelinowego o anizotropowym rozkładzie szczelin. Stąd jednym z podstawowych celów wykonanych prac było rozpoznanie tektoniki badanego obszaru, ponieważ wzdłuż stref uskokowych zwykle wzrasta szczelinowatość skał zbiornikowych.

Przetwarzanie danych sejsmicznych 2D zrealizowano w systemie Omega, z wykorzystaniem sieci komputerowej IBM SP2 oraz klastra linux PC. Profile przetwarzano do 5 s, w kroku próbkowania 2 ms. W wyniku zastosowanych pro-



Ryc. 2.1. Szkic sytuacyjny wykonanych badań sejsmicznych 2D i 3D w rejonie odwiertu Kompina-2 i przebieg archiwalnych profili sejsmicznych

cedur otrzymano przetworzone sekcje sejsmiczne charakteryzujące się znaczną poprawą jakości danych sejsmicznych - poprawą dynamiki i rozdzielczości refleksów. Granica K1 (kreda dolna) i granice jurajskie charakteryzują się refleksem o dobrej dynamice, stąd korelacja tych granic jest pewna. Granice triasowe i permskie (P2 i P1) charakteryzują się nieco słabszą jakością, jednak pozwalającą na dość pewną ich korelację. Najsłabsze wyniki zarejestrowano w zachodniej części dokumentowanego obszaru (początek profilu 7-2-75K). Zaburzona ciągłość śledzonych granic występująca w środkowej części dokumentowanego obszaru najprawdopodobniej związana jest ze strefą spękań powstałą nad wyciśniętymi w górę utworami solnymi.

Dokumentowany obszar badań charakteryzuje się dużym zaangażowaniem tektonicznym utworów podłoża jury, stropu cechsztynu oraz stropu czerwonego spągowca. Złożoność budowy geologicznej w istotny sposób wpływa na obraz falowy, który może być kompilacją refleksów rzeczywistych i zakłóceń pochodzących od odbić bocznych od powierzchni uskokowych, nie zawsze możliwych, w przypadku badań 2D, do usunięcia w procesie przetwarzania materiałów.

Prace interpretacyjne wykonano na stacjach roboczych SUN WZ 2100Z w zintegrowanym systemie OpenWorks firmy HALLIBURTON Digital & Consulting Solutions - Landmark, wykorzystując aplikacje najnowszego oprogramowania (wersja R 2003.12). Dane wejściowe załadowano do systemu w słowie 16-bitowym i 2 ms krokiem próbkowania.

Na sekcjach sejsmicznych w wersji czasowej i czasowej zmigrowanej przeprowadzono korelację 9 granic sejsmicznych: K1, Jstr, Jo, J1, Tk, Tm, Tp2, P2, P1 (ryc. 2.2, 2.3) dowiązanych do danych otworowych. Przy korelacji strukturalnej i do wyznaczenia stref uskokowych wykorzystano obliczone na przekrojach (z zachowanymi rzeczywistymi relacjami amplitud) atrybuty trasy sejsmicznej: amplitudę RMS i fazę chwilową (ryc. 2.4, 2.5)

Dla każdej skorelowanej granicy sejsmicznej wykonano mapy strukturalne w wersji czasowej i głębokościowej, a zinterpretowane sekcje sejsmiczne opracowano w wersji przekrojów sejsmicznych w skali metrycznej. Podstawą do konstrukcji modelu konwersji czasowo – głębokościowej były dane otworowe z 9 otworów występujących w obszarze zdjęcia sejsmicznego oraz w jego bezpośrednim sąsiedztwie, z których w pięciu (Kompina-2, Łowicz-IG1, Mszczonów-IG2, Różyce-1, Żychlin-IG3) wykonano pomiary prędkości V_{sr} . Transformacja czasowo - głębokościowa wolumenu sejsmicznego została wykonana na podstawie dowiązań ośmiu korelowanych granic do odpowiadających im poziomów litologicznych stwierdzonych w otworach wiertniczych.

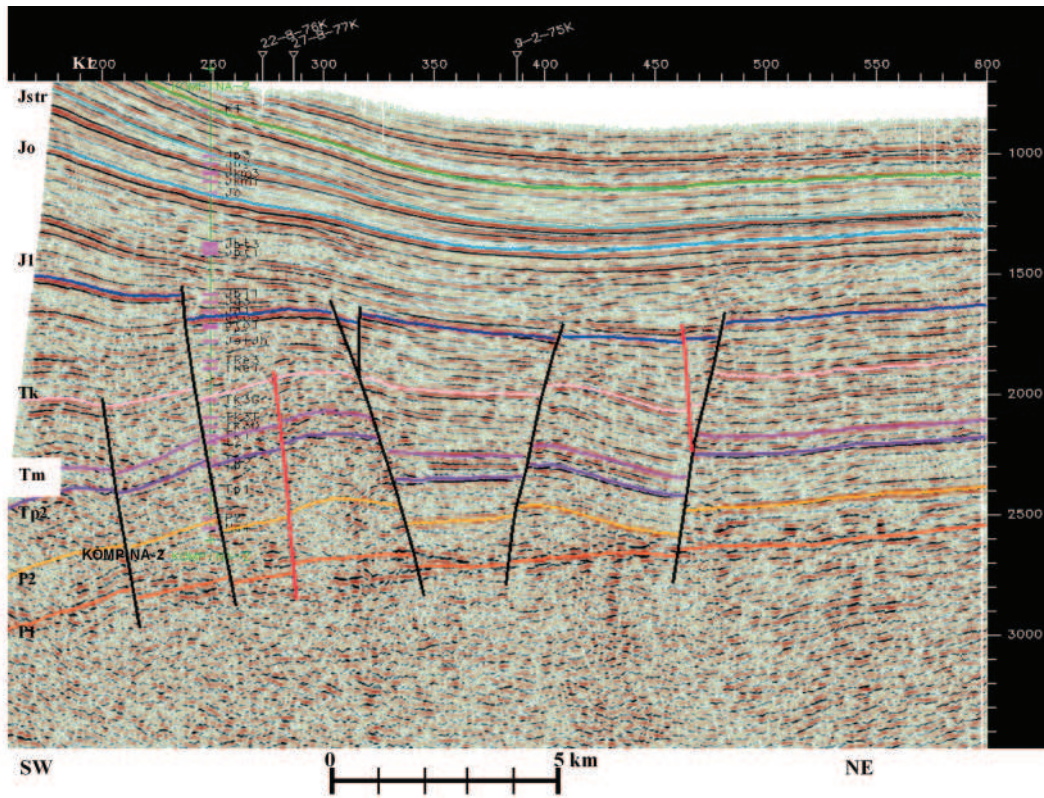
Uzyskane materiały potwierdziły, że obszar objęty opracowaniem należy do rejonów o skomplikowanej budowie geologiczno-strukturalnej, spowodowanej zarówno ruchami pionowymi poszczególnych bloków podłoża, jak i intensywną tektoniką solną. Występuje tu wiele dyslokacji normalnych i odwróconych o generalnym kierunku NW-SE, a także uskoki przesuwcze o kierunku zbliżonym do W-E. Ta bogata tektonika znajduje odzwierciedlenie w zapisie sejsmicznym na poszczególnych profilach. Budowę geologiczną obszaru wykonanych prac reprocessingowych przedstawiono przykładowo na przekrojach geologicznych wzdłuż sekcji sejsmicznych 9-8-76K (ryc. 2.6) i 27-8-77K (ryc. 2.7).

Rzadka siatka profili i wynikające z tego duże odległości między profilami mogły spowodować powstanie niedokładności przy uśrednianiu wartości gridu na mapach, dlatego obraz budowy geologicznej tego rejonu jest w pełni wiarygodny tylko wzdłuż linii profili.

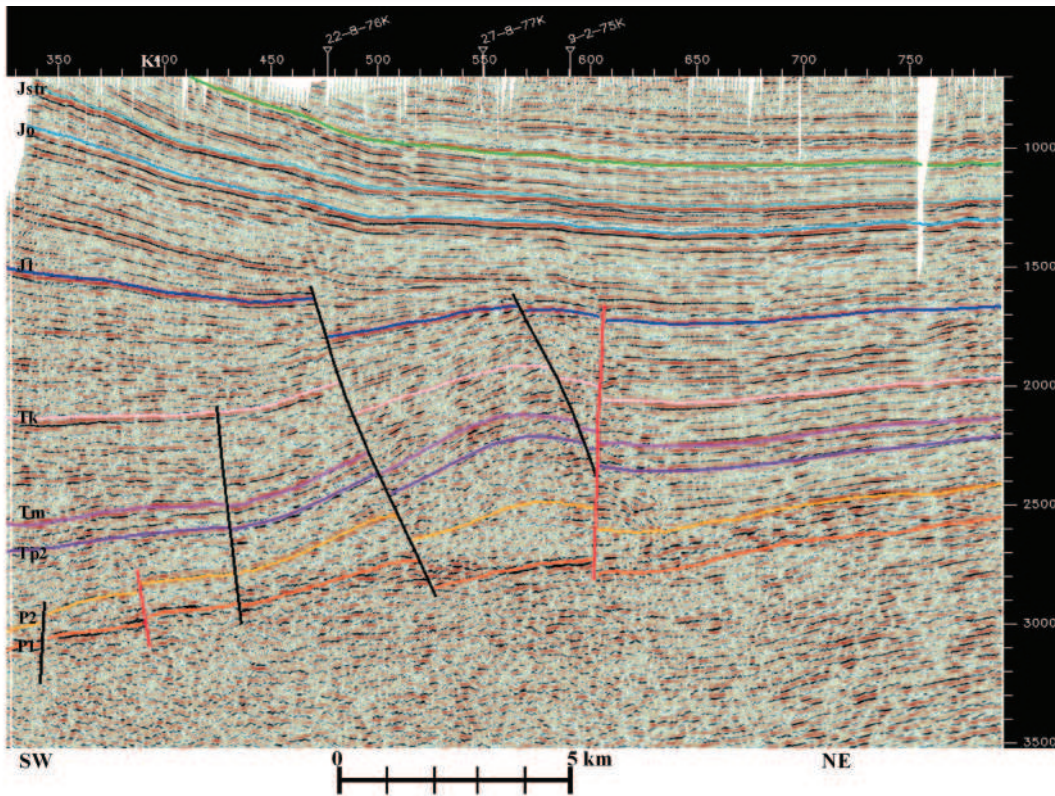
Wyniki interpretacji strukturalnej przetworzonych danych sejsmicznych 2D

Na finalny obraz map, uzyskanych w wyniku interpretacji, miały wpływ czynniki obiektywne, takie jak duża odległość pomiędzy profilami i mała liczba otworów głębokich, nierównomiernie rozłożonych w obszarze badań. Z powodu półszeregowego charakteru siatki archiwalnych profili sejsmicznych 2D, wykonane mapy oraz przekroje przedstawiają w dość uproszczony sposób skomplikowaną budowę obszaru, znajdującego się w strefie oddziaływania płyty wschodnioeuropejskiej, naciskającej od północnego wschodu na swoje południowo-zachodnie przedpole – sfałdowanych waryscydów i kaledonidów (*Borowska 2006*).

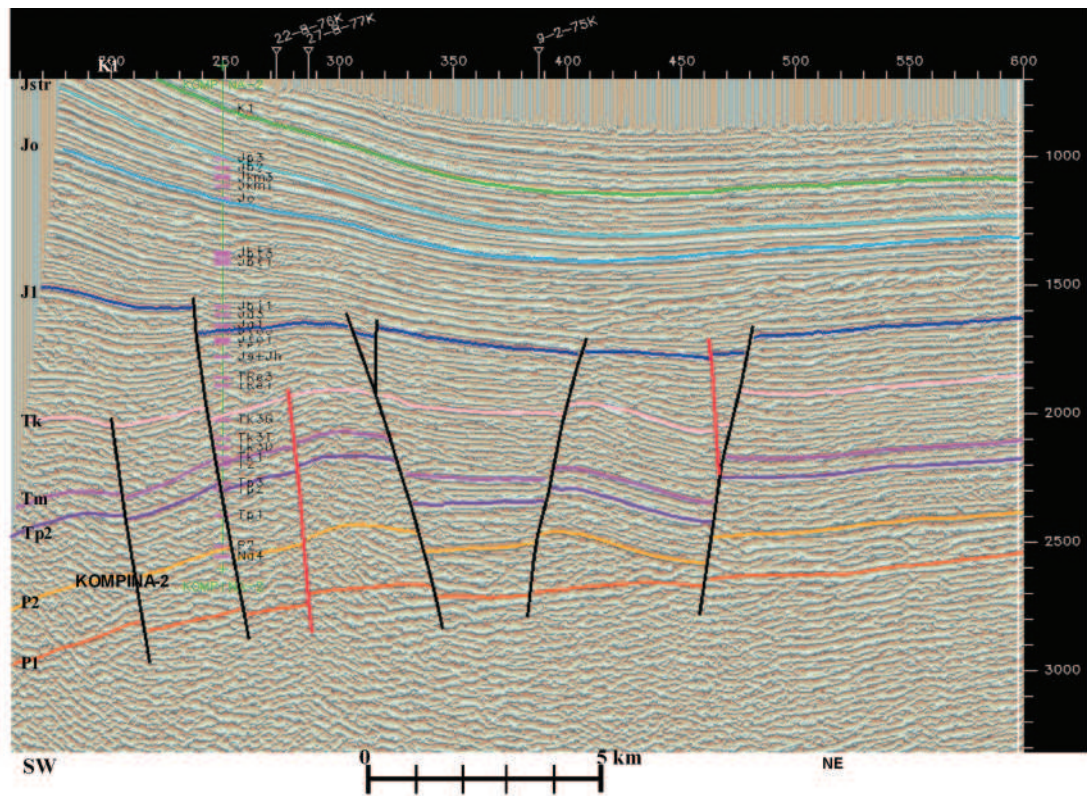
Spośród głębokościowych map strukturalnych, które skonstruowano dla 9 rozpoznanych granic sejsmicznych, najistotniejsze dla przyszłego rozpoznania i udostępnienia złoża geotermalnego, są mapy granic sejsmicznych K1 i Jo, J1, Tk, Tm i Tp2.



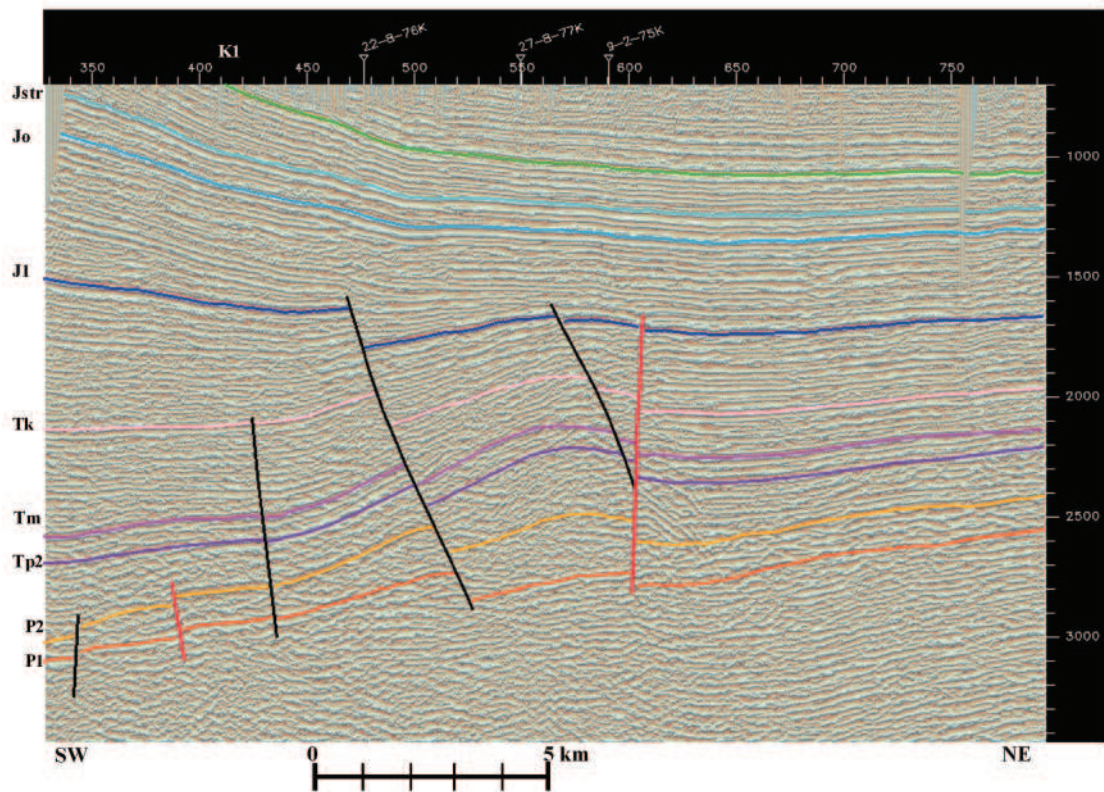
Ryc. 2.2. Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 9-8-76K w wersji migracji



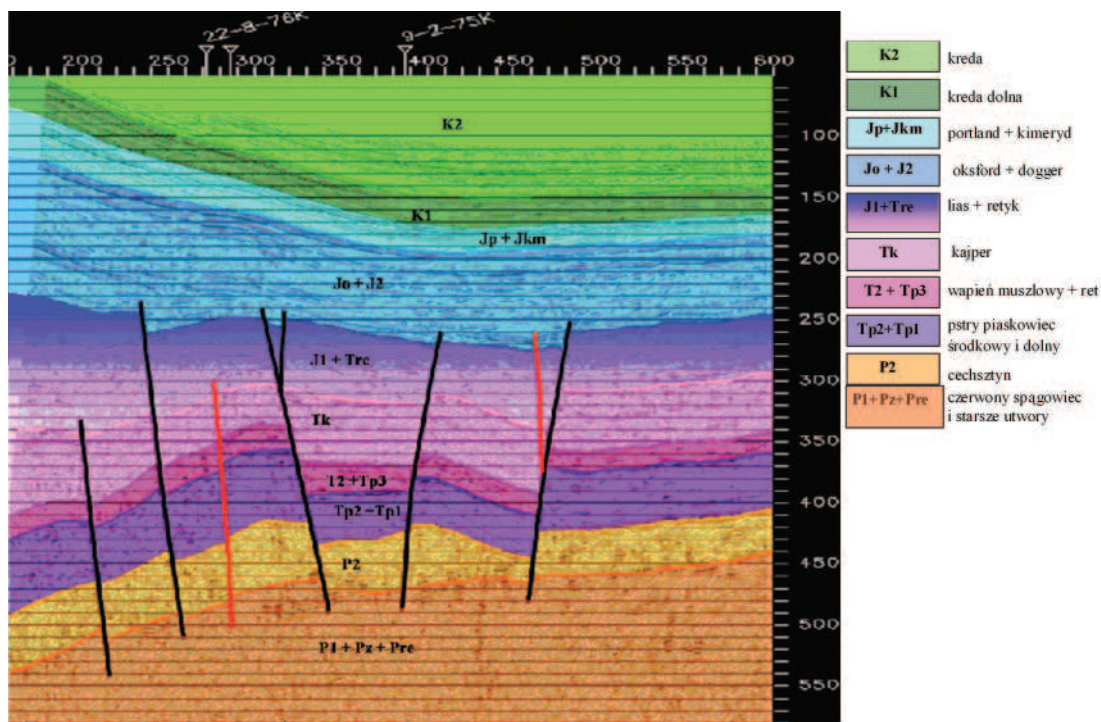
Ryc. 2.3. Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 7-2-75K w wersji migracji



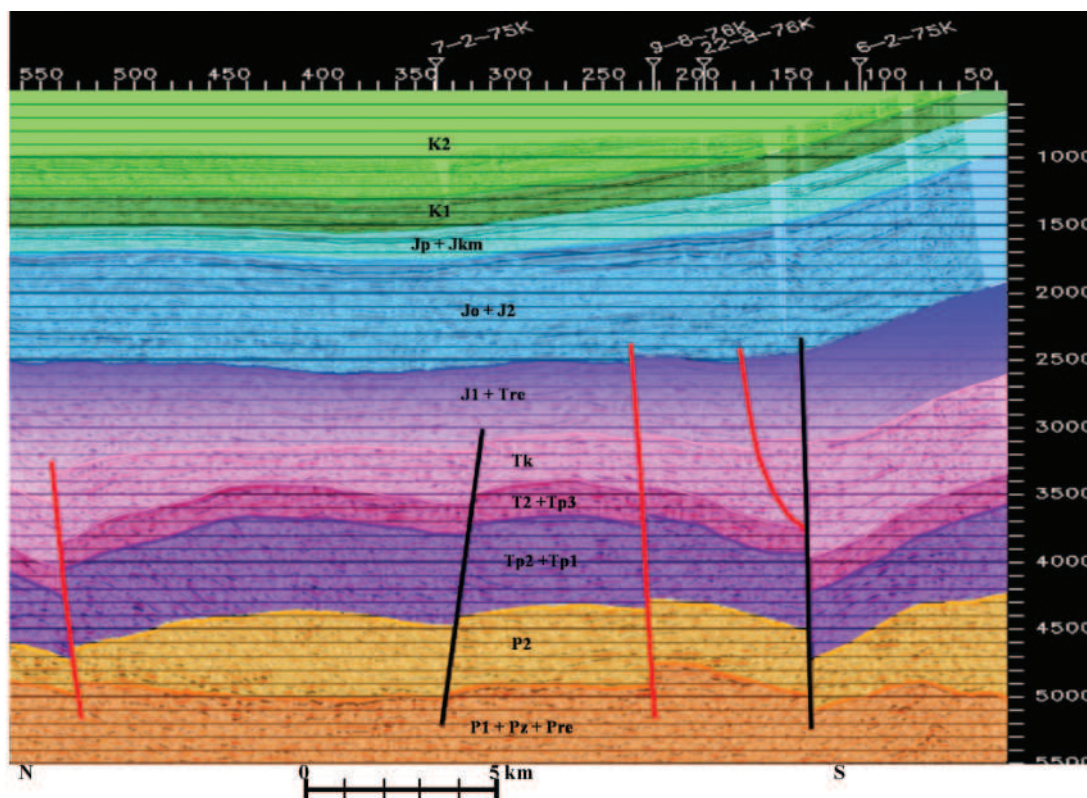
Ryc. 2.4. Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 9-8-76K w wersji fazy chwilowej



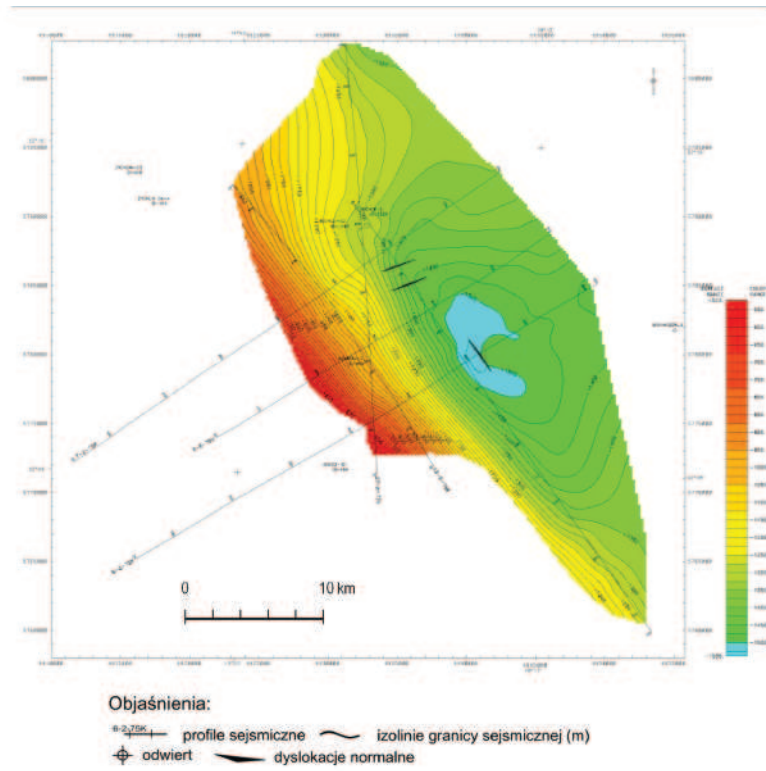
Ryc. 2.5. Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 7-2-75K w wersji fazy chwilowej



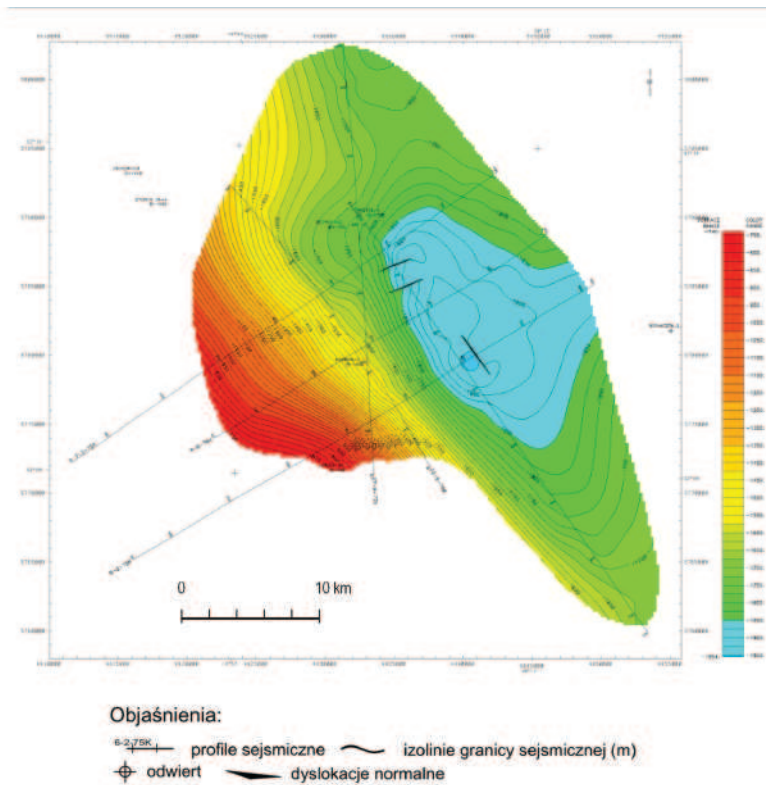
Ryc. 2.6. Przekrój geologiczny wykonany wzdłuż profilu 9-8-76K



Ryc. 2.7. Przekrój geologiczny wykonany wzdłuż profilu 27-8-77K



Ryc.2.8. Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej K1 (strop kredy dolnej)



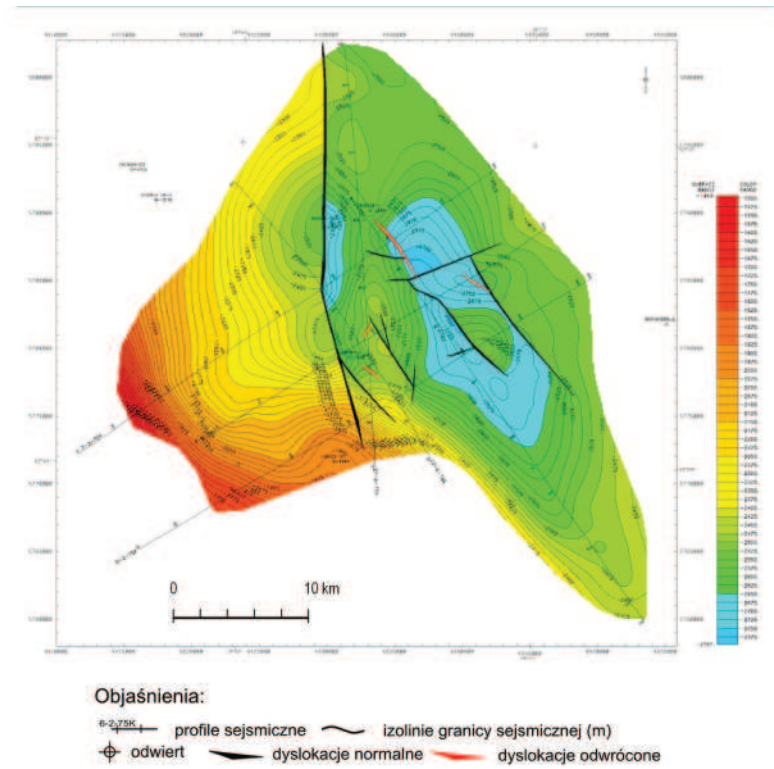
Ryc.2.9. Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej Jo (strop oksfordu)

Mapy granic sejsmicznych K1 i Jo (ryc. 2.8 i ryc. 2.9) wykazują zgodność planów strukturalnych. W środkowej części obszaru występują trzy niewielkie strefy dyslokacyjne. Dwie spośród nich o kierunku SWW-NEE zrzucają skrzydła północne. Dyslokacja o kierunku NW-SE zrzuca skrzydło zachodnie. Na wschód od otworu Kompina-2, wzdłuż profilu: 9-2-75K, rejestruje się synklina o kierunku osi NW-SE i asymetrycznych skrzydłach: południowo-zachodnim dość stromo opadającym do centrum niecki i łagodnie wynurzającym się skrzydło północno-wschodnim.

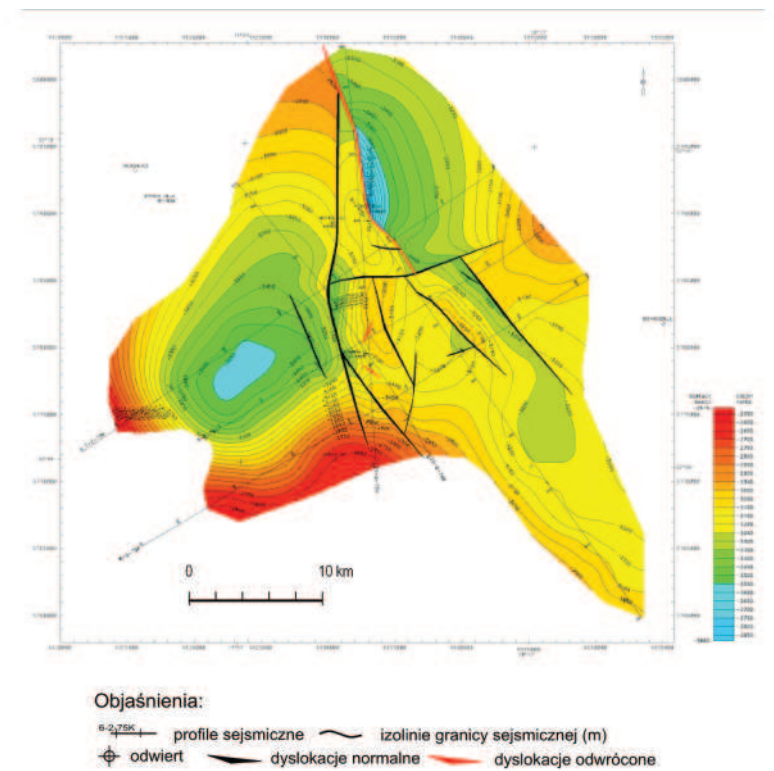
Mapa strukturalna granicy sejsmicznej J1 (ryc. 2.10), powierzchni stropowej dolnej jury dokumentuje bardziej urozmaicony obraz strukturalno-tektoniczny w stosunku do map wyższych granic. Nieckowaty charakter obszaru zaburzony jest regionalną dyslokacją o kierunku N-S i zrzuconym skrzydłem wschodnim. We wschodniej części obszaru występuje rozległa synklina poprzecinana dyslokacjami o kierunkach równoległych do jej osi oraz poprzecznej (SW-NE). Na zachód od niej, w okolicy otworu Różyce IG-2, rejestruje się mniejsze obniżenie usytuowane w skrzydle zrzuconym regionalnej dyslokacji o kierunku N-S. W części zachodniej następuje monoklinalne wynurzanie się utworów jury dolnej w kierunku południowo-zachodnim. Na mapie zaznaczają się wyniesienia: na wschód od otworu Kompina-2, w północnej części dokumentowanego obszaru na północ od otworu Różyce-1 i we wschodniej części obszaru.

Mapy granic triasowych: Tk, Tm, Tp2 (ryc. 2.11, ryc. 2.12, ryc. 2.13) wykazują zgodność planów strukturalnych, charakteryzujących się znacznym urozmaiceniem morfologii i bogatą tektoniką. Na mapach strukturalnych tych granic zaznacza się ta sama, co w jurze dolnej, regionalna dyslokacja o kierunku N-S oraz liczne strefy dyslokacyjne generalnie o kierunku NW-SE. Występują także dyslokacje o kierunku zbliżonym do W-E, które, być może, mają charakter przesuwczy. Na południowy-zachód od otworu Kompina-2 rozciąga się owalna synklina o kierunku osi SW-NE. W środkowej części zdjęcia, na północny-wschód od otworu Kompina-2, zaznacza się element strukturalny widoczny na profilu 9-8-76K; punkty odbioru PO 280 – 315 (ryc. 2.2, ryc. 2.4, ryc. 2.6). Struktura ta pocięta jest małymi dyslokacjami, a śledzące się odcinkowo odbicia w jej szczytowej części, wskazują na spękania prawdopodobnie spowodowane występowaniem poduszki solnej (element zaznaczający się na profilu 27-8-77K; PO 345-445) na południowy-zachód od otworu Różyce-1 (ryc. 2.7). Na wschód od otworu Różyce-1, w zrzuconym skrzydle dyslokacji odwróconej, znajduje się obniżenie o kierunku osi N-S. Układ izolinii na mapach strukturalnych granic triasowych zbliżony jest do południkowego (zwłaszcza w części wschodniej).

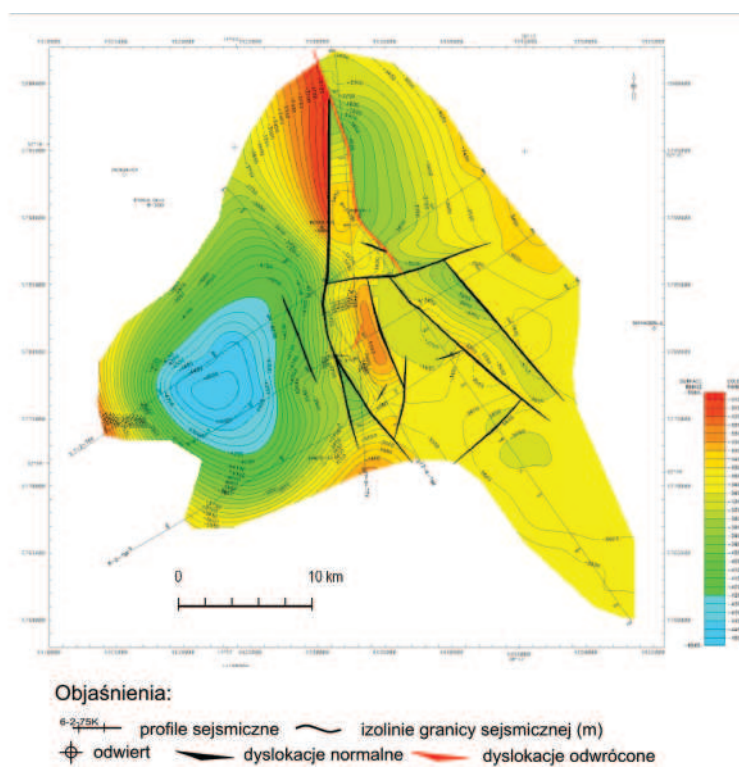
Podczas opracowania przetworzonych danych sejsmicznych 2D z tego regionu napotkano trudności przy korelowaniu utworów środkowego pstrego piaskowca i stropu wapienia muszlowego. W otworze Różyce-1, bezpośrednio na osadach cechsztynu wg dokumentacji otworowej zalegają osady tylko kajpru i retyku o miąższości prawie 1600m. Nie korelują się one z odpowiednimi osadami w żadnym z przewiercających osady triasu otworze. Wydzielone osady górnego triasu w tych otworach osiagają miąższości od 152 m (Sochaczew-2) do 717 m (Kompina-2), natomiast miąższości pstrego piaskowca od 425 m (Sochaczew-2) do 569 m (Różyce



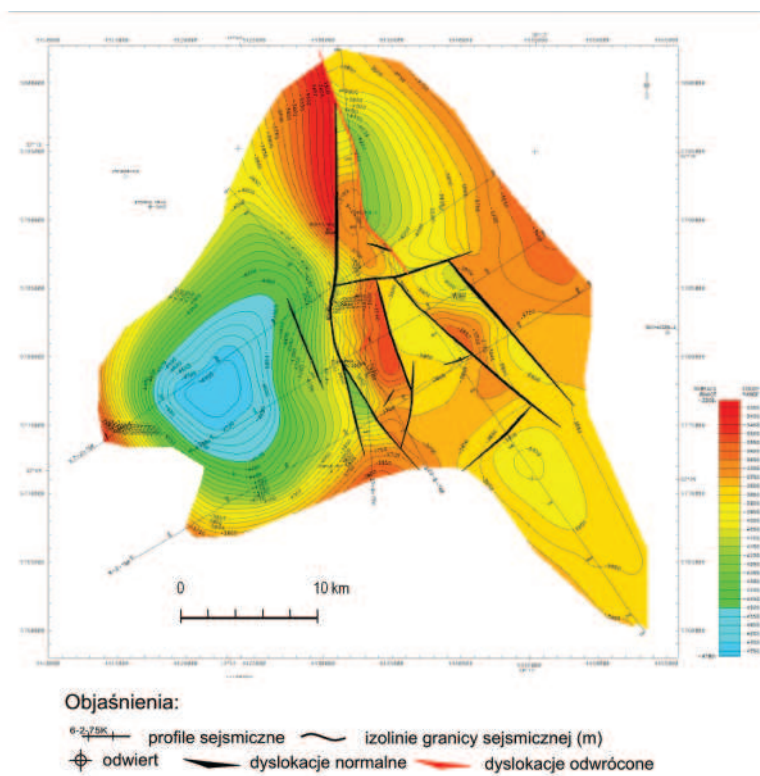
Ryc.2.10. Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej J1 (strop jury dolnej)



Ryc.2.11. Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej Tk (strop kajpru).



Ryc.2.12. Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej Tm (strop wapienia muszlowego)

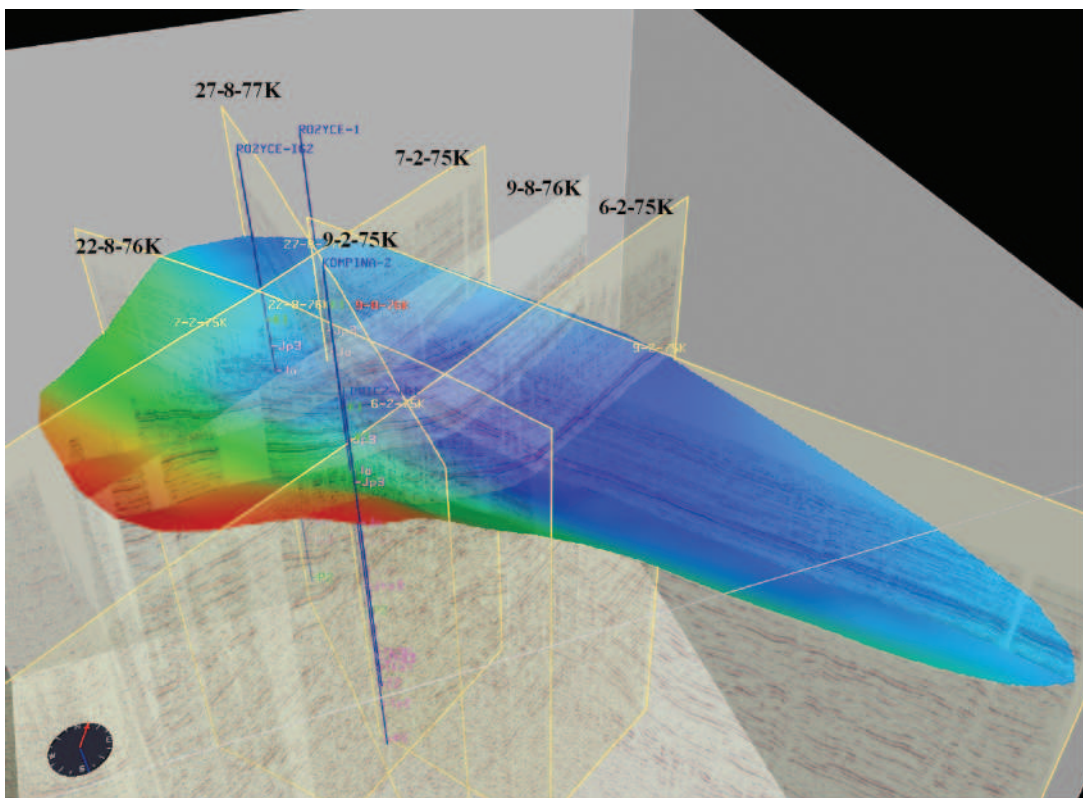


Ryc.2.13. Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej Tp2 (strop środkowego pstrego piaskowca)

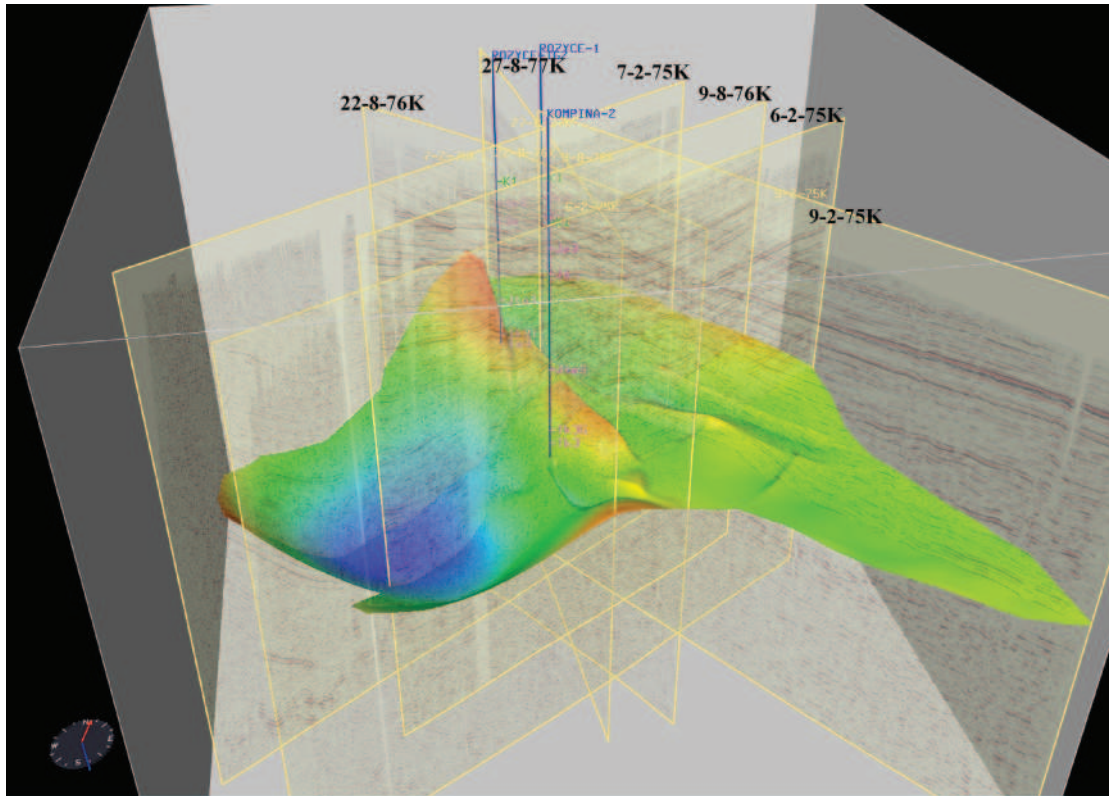
IG-2), a miąższości wapienia muszlowego są rzędu 140 m – 170 m.

W budowie geologicznej analizowanego obszaru wyraźnie zaznaczają się trzy kompleksy strukturalne: doggersko-malmo-kredowy, górnopermsko-triasowo-liasowy i prekambryjsko-paleo-dolnopermski. Powierzchnie korelowanych granic w poszczególnych kompleksach mają zgodne plany strukturalne, przy czym w utworach jurajsko-kredowych generalnie zapadają ku NE, a w utworach paleo-triasowych ku SW.

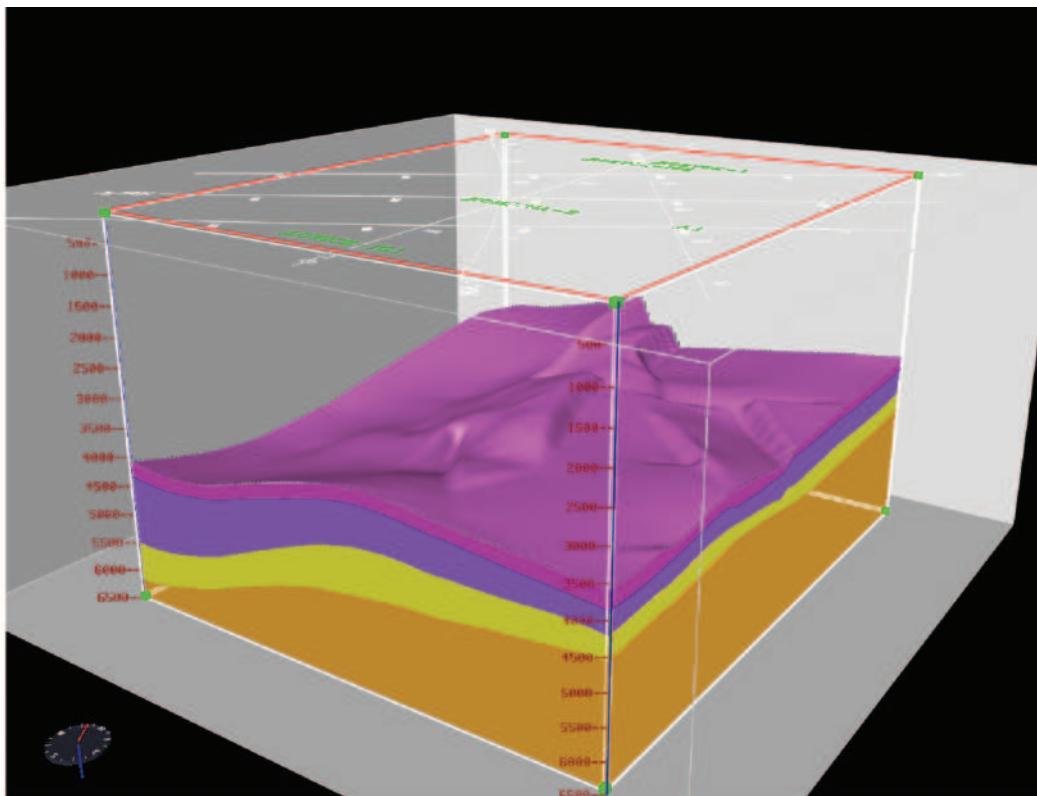
Kompleks doggersko malmo-kredowy, o jednoznacznej i wyraźnej dynamice zapisu sejsmicznego, charakteryzuje się spokojną tektoniką, której ilustracją jest morfologia granicy sejsmicznej związanej ze stropem oksfordu Jo (ryc. 2.9, ryc. 2.14). W obrazie strukturalnym kompleksu górnopermsko-triasowo-liasowego, o dobrej jakości zapisie sejsmicznym, wyraźnie zaznaczają się dwie strefy, rozdzielone uskokiem normalnym o prawie południkowym kierunku (ryc. 2.15, ryc. 2.16). Jest to część zachodnia z nieką o amplitudzie głębokości od 600 m do 2300 m i migrującym jej centrum w górę profilu do dyslokacji dzielącej obszar i część wschodnia z urozmaiconą morfologią, podkreśloną siecią normalnych i odwróconych dyslokacji o dominującym kierunku rozciągłości NW-SE oraz poprzecznych do nich. W części tej zarejestrowano kilka podniesień i obniżeń, na ogół ograniczonych uskokami o kierunku NW-SE. Kompleks prekambryjsko-paleo-dolnopermski, nie uważany za perspektywiczny w aspekcie poszukiwania zbiorników geotermalnych, charakteryzuje się słabym, miejscami nawet bardzo słabym zapisem sejsmicznym, trudnym do identyfikacji bez dowiązania do otworów.



Ryc.2.14. Powierzchnia granicy sejsmicznej Jo na tle profili sejsmicznych w skali metrycznej przedstawione w układzie przestrzennym



Ryc.2.15. Powierzchnia granicy T_m na tle profili sejsmicznych w skali metrycznej przedstawione w układzie przestrzennym



Ryc.2.16. Przestrzenny model budowy geologicznej utworów poniżej granicy sejsmicznej T_m wykonany na podstawie reinterpretacji danych sejsmicznych 2D

2.6. Geofizyka otworowa

Zakres reinterpretacji archiwalnych pomiarów geofizyki otworowej

Pomiary geofizyki otworowej stanowią informację reperową, do której dowiązuje się wyniki pomiarów geofizyki powierzchniowej. Interpretacja pomiarów geofizycznych w odwiertach dostarcza informacji o litologii, porowatości i nasyceniu przewierczanych skał.

W rejonie przeprowadzonych badań sejsmicznych i magnetotellurycznych wykonano szereg głębokich odwiertów w latach 70. i 80. ubiegłego wieku. Pomiary geofizyczne wykonane w nich wówczas były zapisywane analogowo i na nośnikach papierowych oraz światłoczułych. Ich interpretacja była zatem wykona zgodnie z ówczesnymi możliwościami technicznymi i metodycznymi. Ponieważ, z biegiem czasu, unowocześniano metody interpretacyjne, uznano za zasadne podjęcie próby reinterpretacji pomiarów geofizyki otworowej w celu analizy składu litologicznego i porowatości przewierconego ośrodka skalnego. Taka reinterpretacja pomiarów została wykonana dla otworów Łowicz IG-1 Kompina 2 i Różyce-1, odwierconych w latach 1971- 1982 (Gądek, 2006, Nowak 2007).

Pomiary geofizyki wiertniczej, pierwotnie rejestrowane w formie analogowej, a następnie przekształcone do postaci cyfrowej i zapisane do zbiorów cyfrowych w formacie LAS, stanowiły dane wejściowe wykonanej reinterpretacji. Analizę ilościową składu litologicznego i porowatości przeprowadzono za pomocą programu interpretacyjnego ANALIT-PLUS. Do obliczeń zastosowano profilowania radiometryczne oraz akustyczne po odpowiednich procedurach korekcyjnych i kalibracyjnych. Analiza nasycenia, ze względu na generalne zawodnienie profilu i cel geotermalny badań, a także brak możliwości precyzyjnego określenia rzeczywistej oporności formacji, była prowadzona głównie dla optymalizacji obliczeń składu mineralogicznego i uwiarygodnienia porowatości. Zastosowano następujący model mineralogiczno-objętościowy:

Zailenie + Mineral 1 + Mineral 2 + Porowatość

wprowadzając opcjonalnie w miejsce Mineral 1 lub Mineral 2, składniki kwarc, kalcyt i dolomit.

Analiza wyników reinterpretacji

W rezultacie przeprowadzonych obliczeń określono skład mineralogiczno-litologiczny, porowatość i zawodnienie dla profili litostratygraficznych w otworach Łowicz IG-1, Kompina-2, Różyce-1 (ryc. 2.17, 2.18, 2.19).

Uzyskane wyniki obliczeń, rozpatrywane w aspekcie dokładności obliczenia porowatości, przy określonych własnościach danych wejściowych, wobec zakresu przeprowadzonych procedur korekcyjnych i kalibracyjnych oraz zastosowanej meto-

dyki prac obliczeniowych, uznano za bardzo dobre. W otworze Kompina-2 wyliczona porowatość doskonale odpowiada wynikom uzyskanym z analiz laboratoryjnych próbek rdzenia wiertniczego. Również wielkość przyptywu, uzyskana z opróbowania poszczególnych poziomów zbiornikowych, pozostaje w logicznej relacji z wykazanymi własnościami zbiornikowymi. Za nieco mniej dokładne należy uznać wyniki obliczeń składu mineralogicznego, co jest zrozumiałe wobec zestawu wykonanych profilowań i ich niskiej jakości. Dotyczy to szczególnie udziału minerałów występujących akcesorycznie np. węglanów lub siarczanów (gipsów) w profilu utworów siliklastycznych, udziału dolomitu w obrębie generalnie wapiennych formacji węglanowych (Nowak 2007).

Korelacja litostratygraficzna odwiertów Łowicz IG-1, Kompina-2 i Różyce-1 sporządzona została na przekroju o kierunku SSW – NNE, zbliżonym do kierunku przebiegu profilu sejsmicznego 27-8-77K – (ryc. 2.20). Dla każdego odwiertu, w skali głębokości odniesionej do powierzchni ziemi MD, zestawiono profilowanie naturalnego promieniowania gamma z objętościowym profilem litologicznym i położeniem stropu poziomów stratygraficznych. Profilowanie naturalnego promieniowania gamma jest podstawowym profilowaniem wykorzystywanym przy korelacji profili odwiertów i wydzielaniu sekwencji sedymentacyjnych, gdyż dobrze charakteryzuje zmiany lito-facjalne w wydzielonych jednostkach stratygraficznych. Należy jednak zwrócić uwagę, że promieniotwórczość naturalna skał nie zawsze jest funkcją wielkości zailenia. Utwory, budujące trzy główne jednostki stratygraficzne, przedstawione na przekroju (kreda, jura i trias) zapadają generalnie w kierunku NE, t.j. w kierunku największego obniżenia w osi synklinorium brzeżnego. Wykonany przekrój geologiczny położony jest na południowo-zachodnim skrzydle synklinorium i przebiega ukośnie do jego osi (Gądek 2006).

Najstarszą formacją skalną, osiągniętą w analizowanych odwiertach są utwory permu zlokalizowane na głębokości 4485 m w odwiercie Kompina-2 i 4861 m w odwiercie Różyce 1. Stropową część tych utworów przykrywa seria terygeniczna zbudowana z iłowców i mułowców, a pod nią występują sole kamienne (soli najmłodszej). W sąsiednim odwiercie Różyce IG-2, znajdującym się około 3 km na zachód od odwiertu Różyce-1, utwory permu pojawiają się już na głębokości 4105 m, a ponad nimi zalegają jeszcze utwory dolnego i środkowego triasu (pstręgo piaskowca i wapienia muszlowego) sięgające do głębokości 3400 m. Może to świadczyć o występującej między tymi odwiertami dyslokacji o dużym zrzucie.

Utwory pstręgo piaskowca, wykształcone w postaci piaskowców, mułowców i iłowców oraz wapienia muszlowego, zbudowane z wapieni marglistych i łupków, pojawiają się w odwiercie Kompina-2 na głębokości 3801 m. Położone są więc około 400 m niżej niż w odwiercie Różyce IG-2. Strop wapienia muszlowego przykryty jest łupkowo-mułowcowymi utworami kajpru dolnego. Utwory te są mocno zailone, o słabych własnościach zbiornikowych i porowatości średnio około 5%.

Utwory kajpru górnego (dolna seria gipsowa, piaskowiec trzciny i górna seria gipsowa) wykształcone są w postaci łupków, mułowców i piaskowców o niskiej porowatości (5 do 10%). Występują w profilach odwiertów Kompina-2 i Różyce-1,

a ich miąższość wyraźnie narasta w kierunku północnym. Ten przyrost miąższości i podobne wykształcenie litologiczne utworów (łupkowo-piaskowcowo-mułowcowe), silnie zailonych, o niskiej porowatości, obserwuje się jeszcze w dolnej jurze oraz w retyku dolnym i górnym.

Jura dolna i środkowa (lias i dogger do batonu górnego) wykształcona jest na tym obszarze w postaci miąższych kompleksów czystych piaskowców o dobrych własnościach zbiornikowych i wysokiej porowatości, sięgającej 20%, przecinanych wkładkami utworów iłowcowo-mułowcowych. Większy kompleks ilasty stanowią tu łupki i iłowce aalenu górnego. W kierunku południowym (Łowicz IG-1) stropowa część doggeru, od bajosu dolnego do batonu górnego, przechodzi facjalnie w utwory węglanowe, głównie dolomityczne, o dość dobrych własnościach zbiornikowych w części spągowej (porowatości do 20%), które pogarszają się jednak w partii stropowej.

Pewne kontrowersje może budzić gwałtowne zmniejszenie miąższości (z ponad 300 m do 140 m) utworów bajosu górnego w odwiercie Różyce-1. Jeśli nie znajdzie ono potwierdzenia w analizach rdzeni, to należałoby w profilu tego odwiertu przesunąć granicę bajosu dolnego do głębokości 2727 m i zmienić odpowiednio położenie granic pliensbachu, aalenu i toarsu.

Na granicy jury środkowej (w keloweju) i górnej (w oksfordzie) na całym obszarze występują stosunkowo miąższe kompleksy czystych wapieni o porowatości ok. 15%, miejscami słabo porowatych i zbitych, zwłaszcza w stropowych partiach. Dolomity pojawiają się jedynie w keloweju w profilu odwiertu Łowicz IG-1.

Jura górna (kimeryd, portland) jest silnie zróżnicowana litologicznie. Obserwuje się tu zmiany facjalne od margli i wapieni w odwiercie Łowicz IG-1 do iłowców, mułowców, piaskowców i wapieni w kierunku odwiertu Różyce-1, w stropie (portland) występują głównie utwory węglanowe. Własności kolektorskie tych utworów są bardzo słabe, średnie porowatości sięgają zaledwie kilku procent.

Kreda dolna wykształcona jest w postaci piaskowców, iłowców i mułowców. Piaskowce posiadają dobre własności zbiornikowe i porowatości rzędu 20 do 25%. W odwiercie Różyce-1 oprócz piaskowców pojawiają się również margle i wapienie.

Kreda górna wykształcona jest głównie w postaci margli i wapieni o bardzo słabych własnościach kolektorskich i niskich porowatościach 5 - 10%.

Na zerodowanej powierzchni kredy zalegają gliny i piaski paleogenu i neogenu, a najmłodszy poziom stratygraficzny stanowią gliny, piaski i żwiry czwartorzędu. Miąższość tych utworów rośnie w kierunku północnym. Są to zwykle utwory luźne, słabo skonsolidowane.

Barbara Czerwińska
Lidia Borowska
Zygmunt Trzeźniowski
Antoni Barbacki

3. NOWE BADANIA SEJSMICZNE 3D

Przeprowadzone nowe badania sejsmiczne o charakterze prac badawczych, miały na celu opracowanie i zastosowanie nowoczesnej metodyki prac sejsmicznych, łączącej zasady metody 2D i 3D, dla uszczegółowienia modelu budowy geologicznej w rejonie odwiertu Kompina-2, uzyskanego w wyniku reprocessingu archiwalnego zdjęcia sejsmicznego 2D. Zdjęcie sejsmiczne 3D obejmowało obszar około 40 km², odpowiadający powierzchni standardowego dubletu geotermalnego. W centrum zdjęcia znajduje się otwór Kompina-2 (ryc. 3.1).

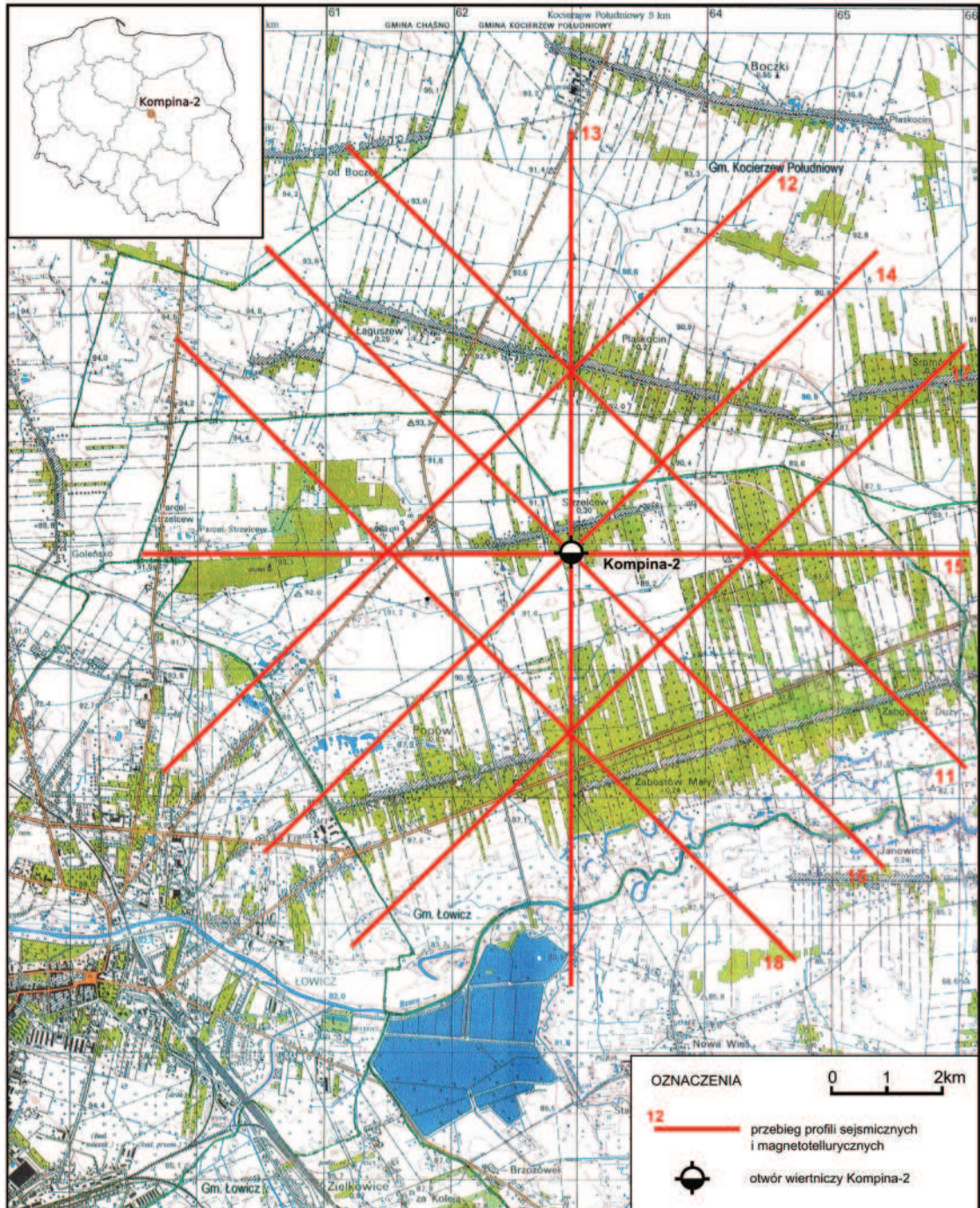
Obiektem badań były utwory zbiornikowe kredy dolnej, jury środkowej i dolnej oraz triasu dolnego, głównych poziomów zbiornikowych wód termalnych w tym rejonie (*Borowska i in. 2008*).

3.1. Metodyka prac polowych

Prace geodezyjne rozpoczęto od założenia osnowy geodezyjnej, która została dowiązana do 2 punktów Polref państwowej sieci geodezyjnej: Stachlew i Osmolek Dolny. Wyznaczone 3 punkty osnowy, posłużyły jako punkty wyjściowe do pomiarów metodą biegunową oraz jako stacje referencyjne do pomiarów RTK. Wszystkie punkty osnowy zostały pomierzone za pomocą GPS Trimble 5700 metodą statyczną i RTK, a cały proces wyrównania i kontroli wykonano przy użyciu oprogramowania Trimble Geomatics Office.

Po założeniu osnowy przystąpiono do wyznaczenia i zamierzenia punktów odbioru i wzbudzania. Na terenach otwartych wykorzystano w tym celu metodę GPS RTK, która pozwala wyznaczać punkty z dokładnością ± 0.01 m, a na terenach leśnych metodę biegunową, która umożliwia uzyskanie dokładności ± 0.05 m. Dane z terenu były zapisywane w rejestratorach typu Psion Workabout, a następnie transmitowane do komputera za pomocą programu Psion Manager.

Wykonano 8 profili sejsmicznych (ryc. 3.1) krzyżujących się w siatce o boku 1 km, przy czym wzbudzanie odbywało się wzdłuż 6 profili, a rejestracja jednocześnie na 8 profilach. Na otworze Kompina-2 krzyżowały się 4 linie odbioru. Łączna długość wykonanych linii odbioru wynosiła 54,08 km, a linii wzbudzania 29,52 km (po 42 punkty wzbudzania na profil, razem 252 punkty wzbudzania). Przyjęta metodyka pozwoliła na dwutorowe opracowanie uzyskanych wyników: jako 6 krzyżujących



Ryc. 3.1. Lokalizacja nowych profili sejsmicznych i magnetotellurycznych na tle mapy sytuacyjno-wysokościowej

się profili sejsmicznych 2D i linii binów leżących w połowie odległości pomiędzy profilami oraz jako danych 3D uzyskanych w centralnym obszarze zdjęcia.

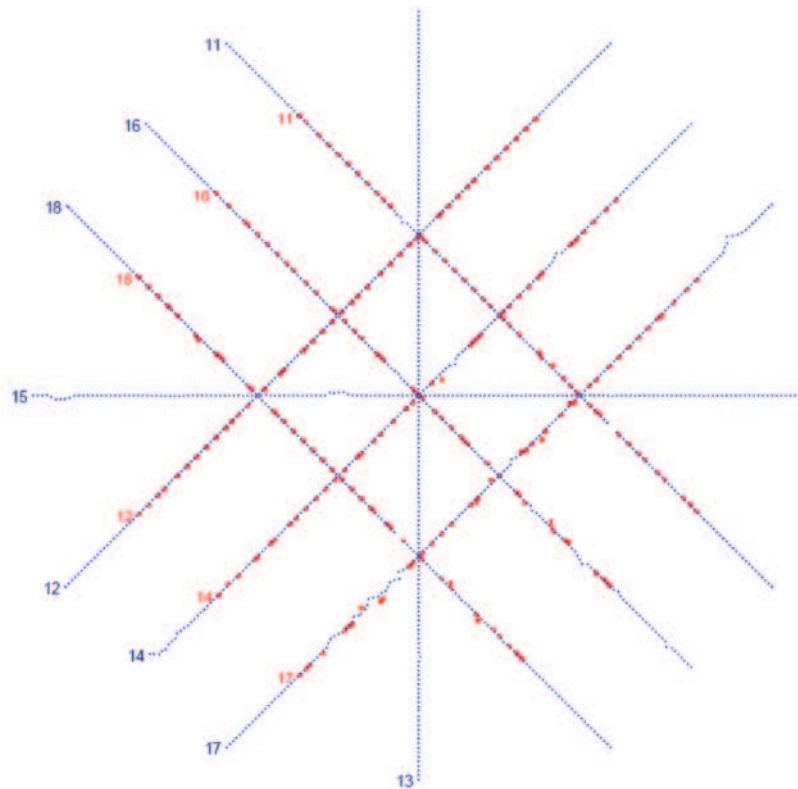
W polowych pracach sejsmicznych zastosowano aparaturę I/O Image i wzbudzenie wibratorowe (wibratory Mark IV), przy następujących parametrach metodycznych:

- rozmiar binu: 20 m x 20 m,
- powierzchnia binowania: ok. 18,4 km²,
- offset maksymalny: 6189 m,
- krotność profilowania zmienna na całym obszarze,
- parametry wzbudzenia: odległość między punktami wzbudzenia: 120 m, długość linii wzbudzenia: 4920 m, odległość między równoległymi liniami wzbudzenia: 1000 m, odległość linii wzbudzenia do najbliższej linii odbioru: 5 m, 4 wibratory na punkt wzbudzenia, 4 sweep`y na wibrator, 16 sweepów na punkt wzbudzenia, długość sweepu: 16 s, zakres częstotliwości: 8-100 Hz, sweep nieliniowy + 3 dB/Oct, tapery: przód: 0.3 s, tył: 0.3 s,
- parametry rejestracji: ilość kanałów aktywnych: 1360, krok próbkowania: 2 ms, długość rejestracji: 6 s
- parametry rozstawu: 8 krzyżujących się rozstawów, ilość kanałów w każdym rozstawie: 170, wszystkie kanały aktywne (taki sam rozstaw dla wszystkich punktów wzbudzenia), odległość między punktami odbioru: 40 m, długość linii odbioru: 6760 m, odległość między równoległymi liniami odbioru: 1000 m, grupowanie 12 geofonów na kanał, baza grupowania: 4 m, geofony ustawiane na okręgu o promieniu 2 m, odległości między geofonami: ok. 1 m.

Na rycinie 3.2 przedstawiono wykonane w terenie pozycje punktów odbioru PO i punktów wzbudzenia PW. Pomimo przeszkód terenowych udało się uzyskać stosunkowo równomierny przestrzenny rozkład punktów wzbudzenia. Uzyskany rozkład krotności nie odbiegał istotnie od założonego, co pokazano na rycinach 3.3 i ryc. 3.4.

Jakość otrzymanych sejsmogramów była dobra, na większości linii odbioru można było zauważyć od jednego do kilku wyraźnych refleksów. Ilość i jakość refleksów malała z odległością linii odbioru od źródła wzbudzenia.

Strefa małych prędkości była rozpoznawana za pomocą 5 sondowań refrakcyjnych (ryc. 3.5). Jako źródło wzbudzenia służył młot, a rejestracji dokonywano 24-kanałową aparaturą GEOMETRIX. Długość rozstawu wynosiła 180 m, a odległości między geofonami były zmienne, od 2,5 do 15 m. Pomimo składania danych z kilkunastu wzbudzeń, nie udało się uzyskać wyraźnych pierwszych wstąpień na 5-6 ostatnich kanałach. Przy lokalizacji sond starano się unikać rejonów o dużym szumie. Wszystkie sondy zostały zinterpretowane jako 2-warstwowe.



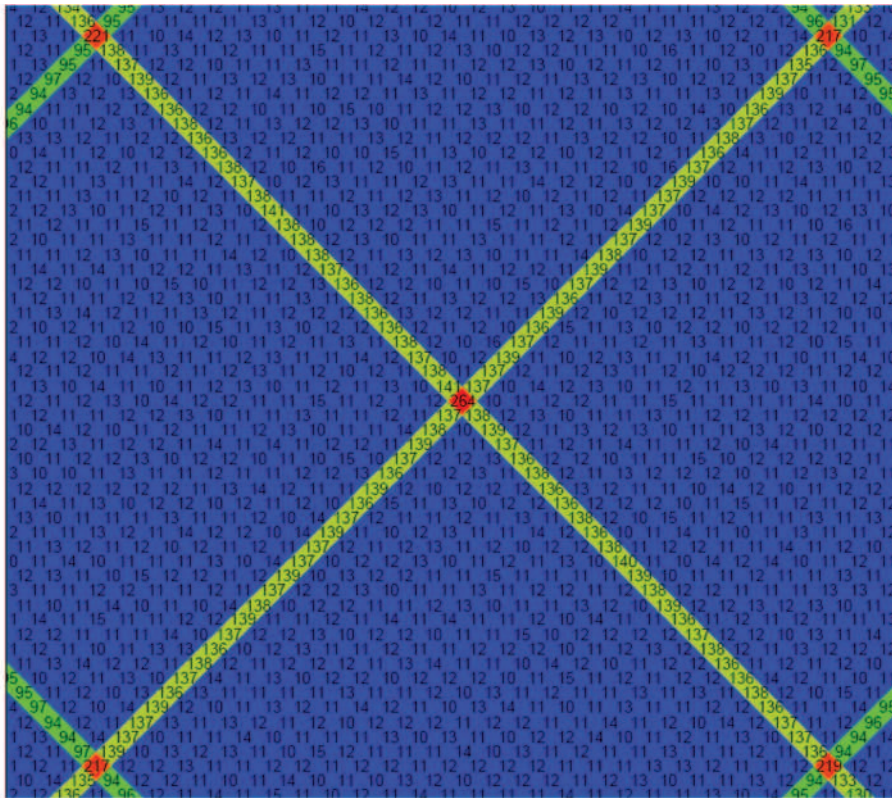
Ryc. 3.2. Lokalizacja wykonanych punktów wzbudzenia PW (czerwony punkt) i punktów odbioru PO (niebieski punkt)

Poprawki statyczne na poziom odniesienia 70 m n.p.m. zostały wyliczone z uwzględnieniem elewacji PO i PW oraz interpretacji wykonanych sondowań refrakcyjnych. Wartości prędkości v_1 i v_2 (ryc. 3.6) oraz głębokości podłoża zostały zinterpolowane dla wszystkich PO i PW za pomocą programu SURFER.

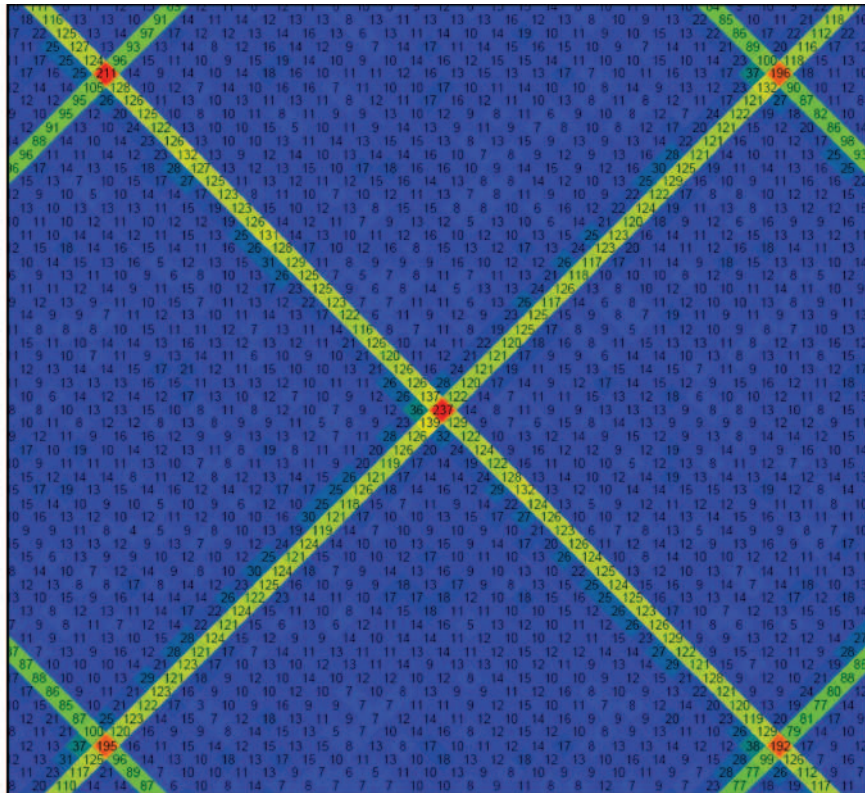
3.2. Przetwarzanie danych sejsmicznych

Przetwarzanie zarejestrowanych danych sejsmicznych przeprowadzono przy pomocy systemu Omega 2 (wersja 2.5). Uzyskane wyniki są efektem optymalnego schematu przetwarzania, którego główne parametry zostały dobrane podczas testów przeprowadzanych na każdym etapie processingu. Przetwarzanie danych prowadzono w kroku 2 ms do czasu 4 s.

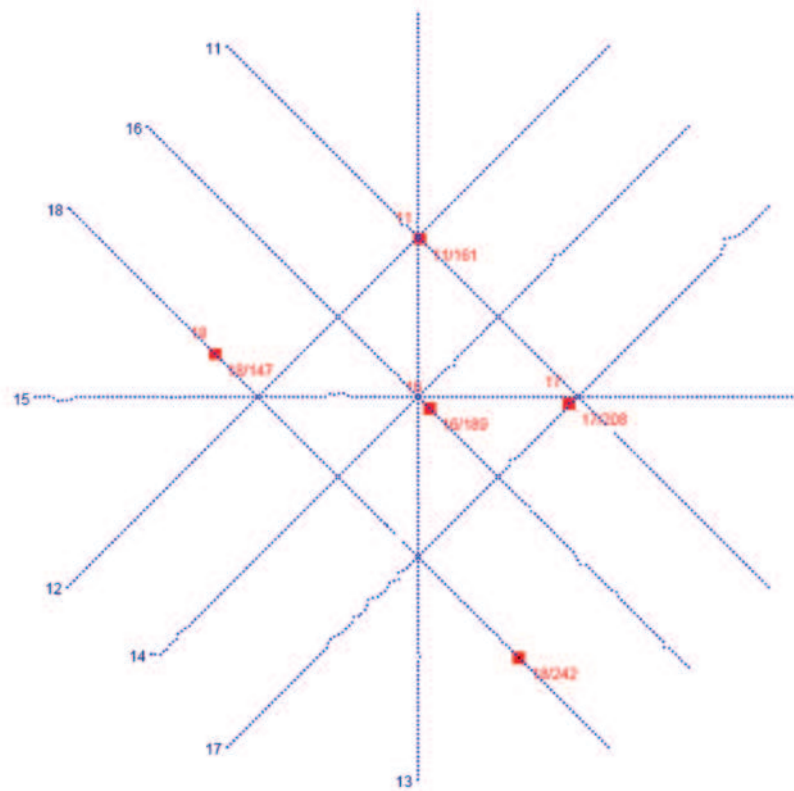
Sekwencja przetwarzania przedstawiona na rycinie 3.7. obejmowała procedury przewidziane w projekcie badań, a także procedury dodatkowe, które wpłynęły na poprawę jakości danych, zwłaszcza w odniesieniu do możliwości uzyskania wysokiej rozdzielczości pionowej i zachowania rzeczywistych relacji amplitud. Kolejne fazy przetwarzania w celu kontroli jakości były odtwarzane i analizowane na co najmniej 5 liniach kontrolnych, przebiegających równolegle (inline) lub prostopadle (crossline-xline) do linii odbioru. Sumy kontrolne były analizowane poprzez aplikację OMEGA VU, która umożliwia trójwymiarową wizualizację zdjęcia 3D. Odtworzenia



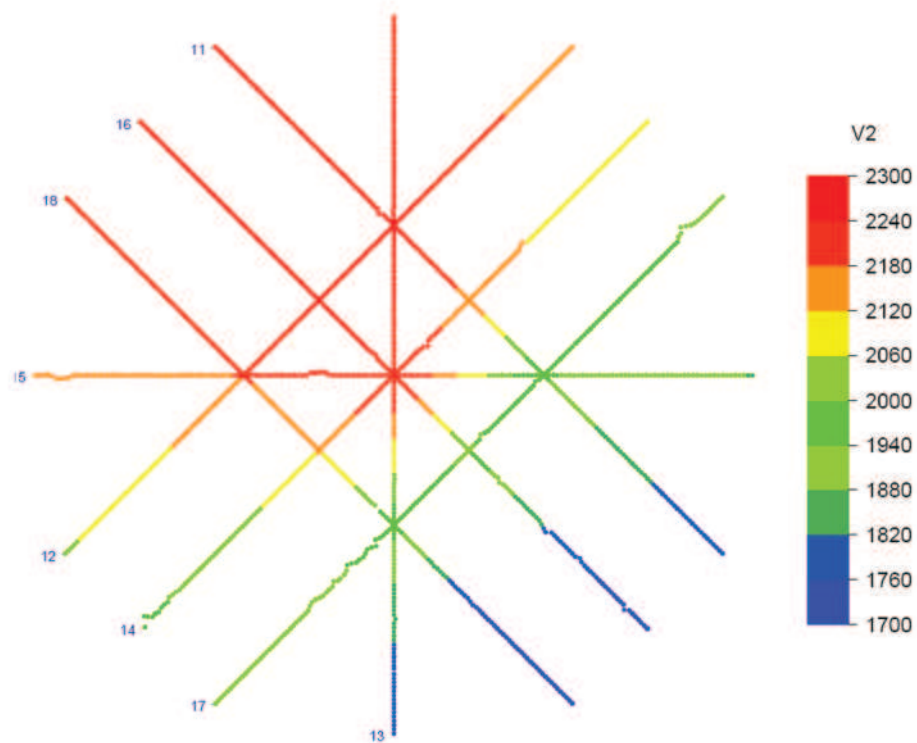
Ryc. 3.3. Krotność teoretyczna w centralnej części zdjęcia



Ryc. 3.4. Krotność profilowania uzyskana w centralnej części zdjęcia



Ryc. 3.5. Lokalizacja sondowań refrakcyjnych – źródła wzbudzenia (czerwony kwadracik) i punkty odbioru (niebieski punkt)



Ryc. 3.6. Wyinterpolowane wartości prędkości podłoża v_2 użyte do obliczenia poprawek statycznych.

kontrolne (przekroje czasowe i mapy rozkładu amplitud dla cięć różnoczasowych) wykonywano dla poziomu odniesienia 70 m n.p.m.

Taśmy magnetyczne zawierające dane polowe zostały przeformatowane z polowego formatu SEG-D do wewnętrznego formatu sfam systemu Omega. Po wprowadzeniu geometrii zdefiniowanej na podstawie danych geodezyjnych oraz geofizycznych zawartych w finalnych (uprzednio zweryfikowanych) zbiorach SPS (shell processing support) i policzeniu parametrów GRID'u zdjęcia, nastąpiła weryfikacja prawidłowego położenia tras. Zostały wykonane obliczenia rzeczywistej krotności profilowania, a także wykonano mapy rozkładu elewacji oraz pozycji odbiorników i źródeł.

Zdecydowano się wykonać dodatkowo wstępne analizy prędkości (z krokiem $1\text{av}/3 \text{ km}^2$) w celu wstępnego, regionalnego rozpoznania pola prędkości (ryc. 3.8) i dokładniejszego określenia bramek dla potrzeb m.in. aplikacji SCAC i dekonwolucji powierzchniowo zgodnej.

Efektywność procedury kompensacji dywergencji sferycznej sprawdzono testami z użyciem wielu krzywych prędkości. Wyniki testów były analizowane zarówno na rekordach, jak i na sumach kontrolnych. Poprawki amplitudowe związane z rozejściem czoła fali zostały ostatecznie wprowadzone w oparciu o krzywą prędkości, pochodzącą ze wstępnych analiz prędkości.

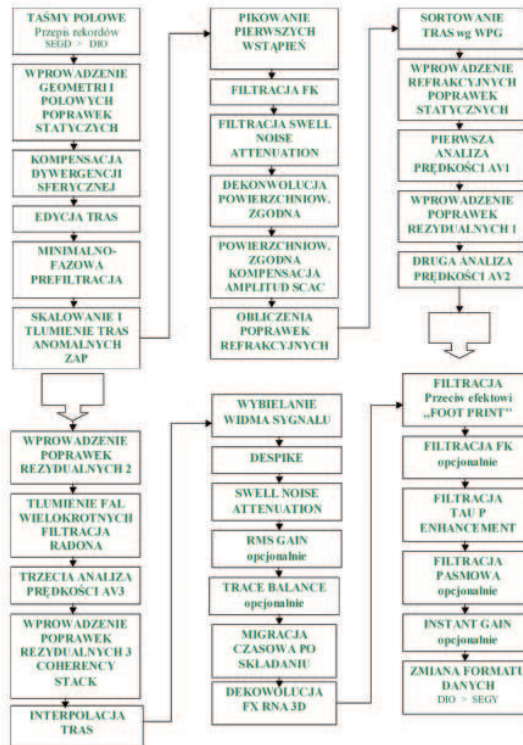
Ręczna edycja tras pozwoliła na usunięcie tras ewidentnie zakłóconych. Edytując trasy brano pod uwagę, zarówno poziom amplitudy wzdłuż całej trasy, jak i jej zawartość częstotliwościową. Po edycji wprowadzono również wstępne polowe poprawki statyczne.

Prefiltracja została zaprojektowana w oparciu o trasy sejsmiczne stanowiące kanały pomocnicze rejestrowane w aparaturze sejsmicznej. Na trasach tych zapisana została informacja o autokorelacji sweep'u. Obliczając ekwiwalent minimalnofazowy autokorelacji, wyliczono operator konwolucji, który stanowi w tym przypadku filtr minimalnofazowy.

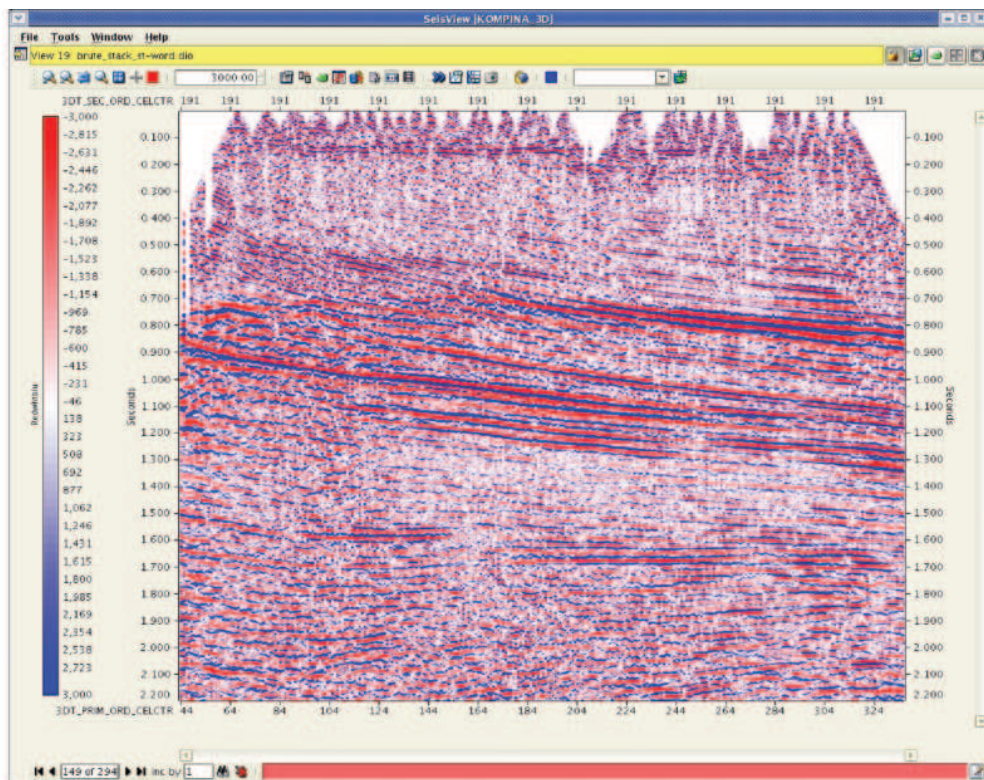
Procedura ZAP miała za zadanie eliminację zakłóceń o dużych amplitudach, które nie mieszczą się w formule powierzchniowej zgodności, co do energii wspólnego źródła, odbiornika, offsetu i czynnika geologicznego.

Pikowanie czasów pierwszych wstąpień przeprowadzone dla potrzeb programów do obliczania statyki refrakcyjnej, zgodnie z algorytmami refrakcyjnymi i tomograficznym, zostało zrealizowane ręcznie z uwagi na niewielką ilość danych wejściowych oraz większą wiarygodność tej metody.

Filtracja FK usunęła przede wszystkim widoczne na rekordach zakłócenia reprezentowane przez falę akustyczną i powierzchniową. Eliminacja zakłóceń została poprzedzona testami ustawienia parametrów tego modułu tak, aby przeprowadzona filtracja nie wpłynęła negatywnie na sygnał użyteczny. Celem tłumienia zakłóceń została również użyta nowa procedura filtracji Swell Noise Attenuation bazująca na szukaniu gwałtownych zmian amplitudy, a następnie redukowaniu wartości amplitud poprzez określony tryb postępowania. Warunkiem koniecznym do uruchomienia tej procedury było określenie ilości następujących po sobie tras (próbek), jak również



Ryc. 3.7. Schemat procedur przetwarzania danych sejsmicznych



Ryc.3.8. Suma wstępna dla jednej regionalnej krzywej prędkości inl-191

bramek czasowych, w których przeprowadzana jest analiza, a następnie tłumienie lub zerowanie próbek w zależności od wybranej opcji.

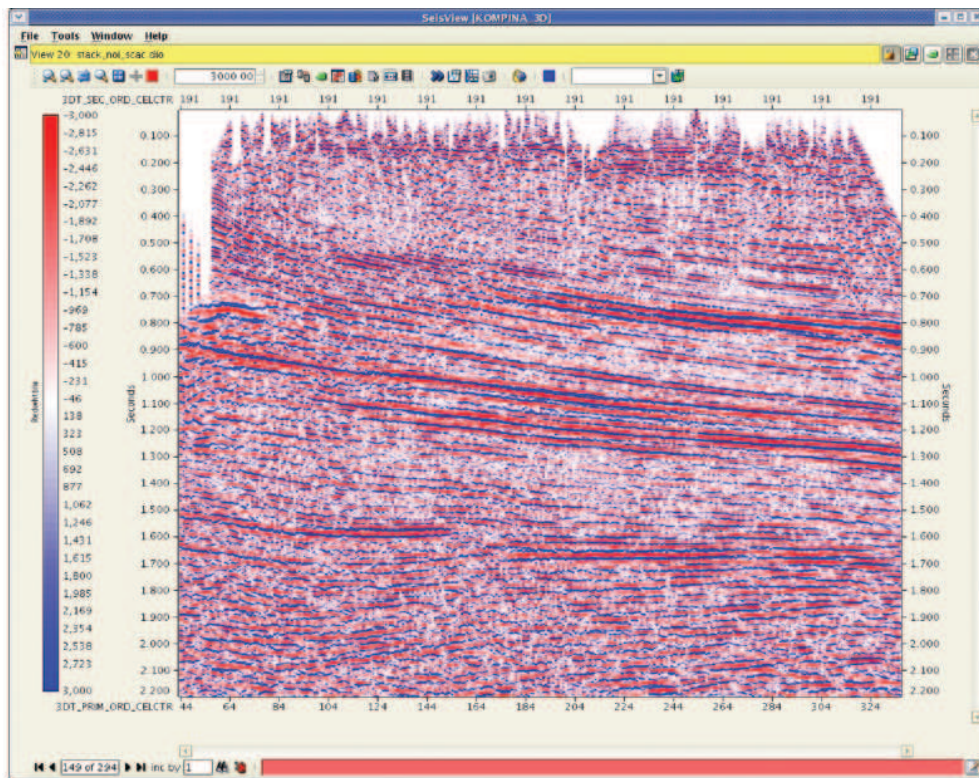
Dla określenia parametrów procedury dekonwolucji testowano wielkość bramek czasowych, długości operatora dekonwolucji, krok predykcji oraz wybór procedury dekonwolucji, zachowującej lub nie, konwencję powierzchniowej zgodności. Ostatecznie przyjęto krok predykcji: 12 ms, długość operatora: 100 ms, bramki czasowe: 350-1250 ms, i procedurę dekonwolucji zachowującą konwencję powierzchniowej zgodności. Następnie wykonano powierzchniowo spójne zrównoważenie amplitud tras ze względu na źródło odbiorników oraz offsety, poprzez wyliczenie współczynnika skalowania każdej trasy w przejętym oknie. Przykładowe wyniki po tym etapie przetwarzania przedstawia rycinie 3.9.

Do obliczenia statyki pierwszego rzędu przetestowano zastosowanie dwóch modułów REFRACTION_TOMO i REFRACTION_MISER, które wykorzystują inny rodzaj algorytmów. Ostatecznie wybrano procedurę REFRACTION_MISER, przedział offsetów 50-2800 m i przyjęto poziom odniesienia 70 m n.p.m. Następnie do nagłówków tras wprowadzono informacje pochodzące z bazy zawierającej poprawki statyczne (typu AXON) i przeprowadzono sortowanie wszystkich tras do kolekcji wspólnego punktu głębokościowego.

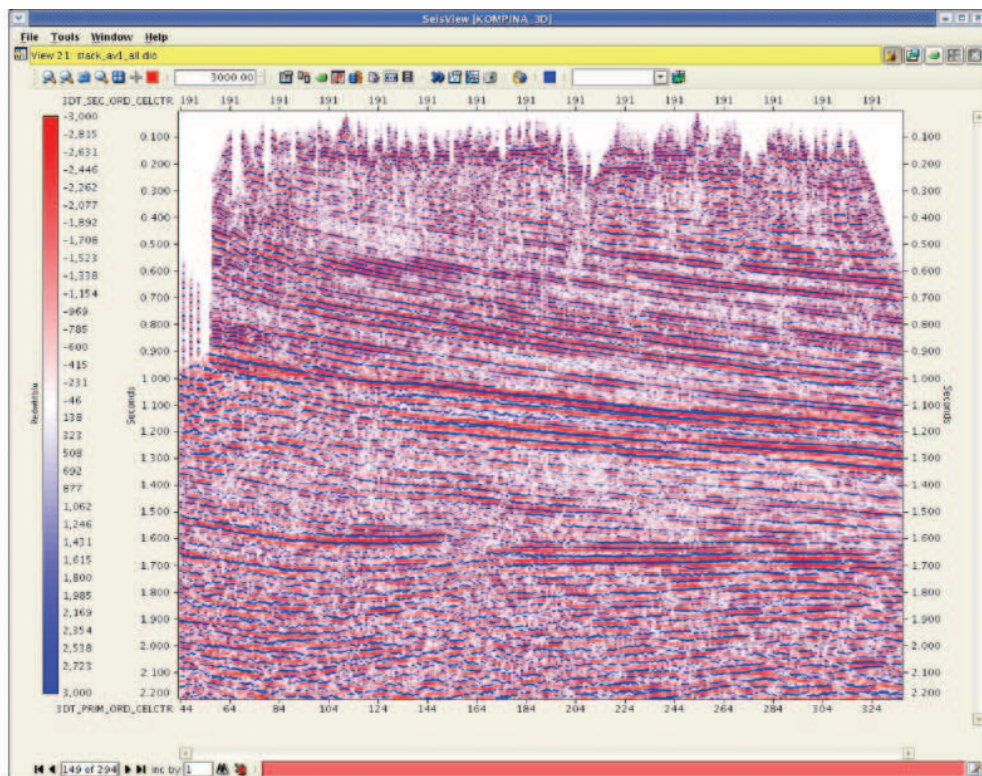
Oprócz wstępnej (dodatkowej) analizy prędkości wykonano trzy analizy prędkości przy pomocy oprogramowania INVA w punktach charakteryzujących się wysoką krotnością profilowania i względnie dobrą jakością danych. Ilość punktów analiz prędkości umożliwiała dobre rozpoznanie pola prędkości. Jako prędkość pomocniczą w kolejnych analizach stosowano krzywe prędkości z poprzedniej analizy. Poprawiająca się jakość danych wejściowych wpłynęła pozytywnie na jakość i jednoznaczność analiz prędkości. Przykładowe wyniki pierwszej, drugiej i trzeciej analizy prędkości przedstawiają odpowiednio ryciny: 3.10, 3.11, 3.12, 3.13.

Po każdej analizie prędkości obliczano statykę rezydualną. Dla pierwszej statyki, obliczonej za pomocą procedury REFLECTION_MISER, testowano bramkę czasową, dopuszczalną wartość przesunięcia w czasie oraz sposób przygotowania sumy „pilot”, użytej do liczenia przesunięć czasowych. Wybrano dla niej ostatecznie bramkę czasową: 1000-2200 ms i dopuszczalne przesunięcie czasowe: 20 ms. Dla wprowadzenia drugich poprawek rezydualnych testowano efektywność zastosowania procedury COHERENCY_STACK do przygotowania sumy „pilot”. Do przygotowania sumy użyto prędkości z pierwszych pełnych analiz prędkości, wybierając bramkę czasową: 500-1500 ms i dopuszczalne przesunięcie czasowe: 16 ms. Do obliczenia trzeciej statyki rezydualnej zastosowano procedurę COHERENCY_STACK i testowano długość bramki czasowej, maksymalne dopuszczalne przesunięcie oraz liczbę sąsiadujących tras, dla których liczony był współczynnik koherencji. Wybrano bramkę czasową: 500-1500 ms i dopuszczalne przesunięcie czasowe: 16 ms. Przykładowy wynik przetwarzania po etapie obliczenia trzeciej statyki rezydualnej przedstawiają ryciny 3.14 i 3.15.

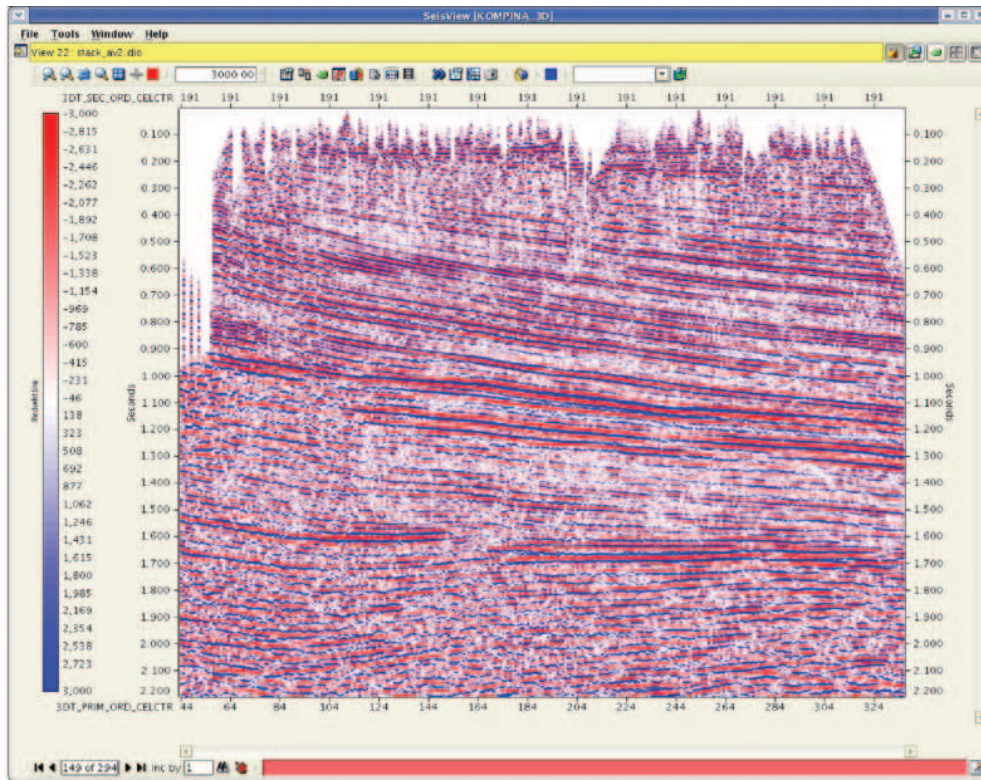
Tłumienie fal wielokrotnych przeprowadzono z zastosowaniem filtracji Radona, co polegało na transformowaniu danych wejściowych do domeny tau-p,



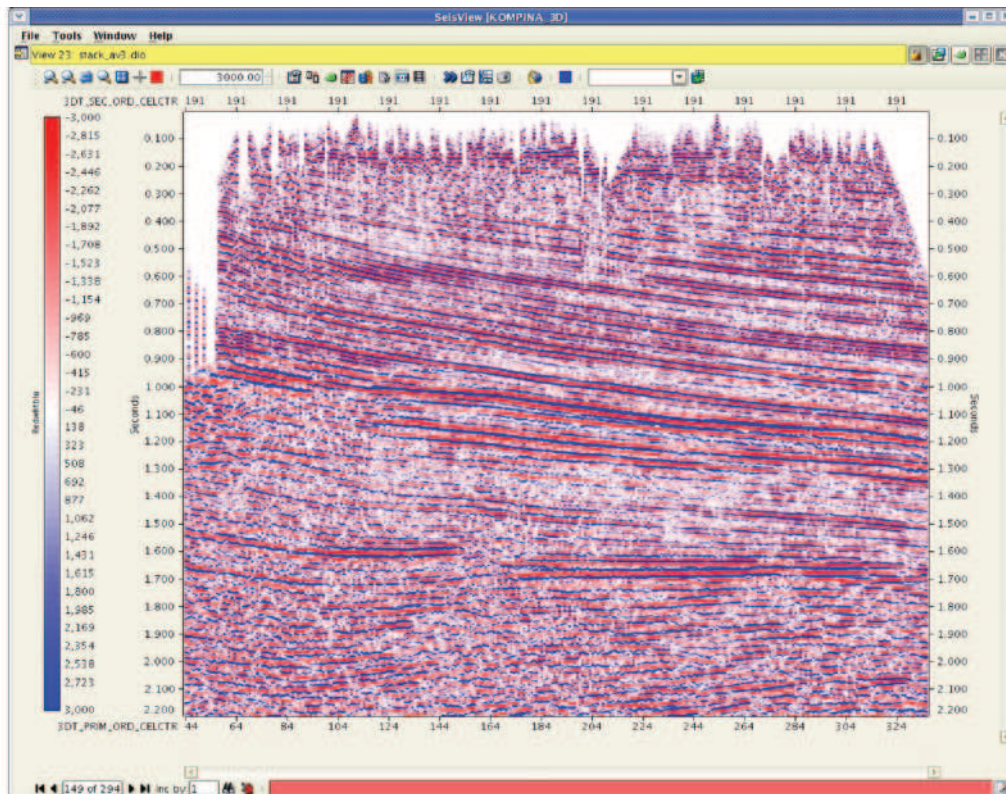
Ryc. 3.9. Suma po SCAC i tłumieniu zakłóceń inl-191



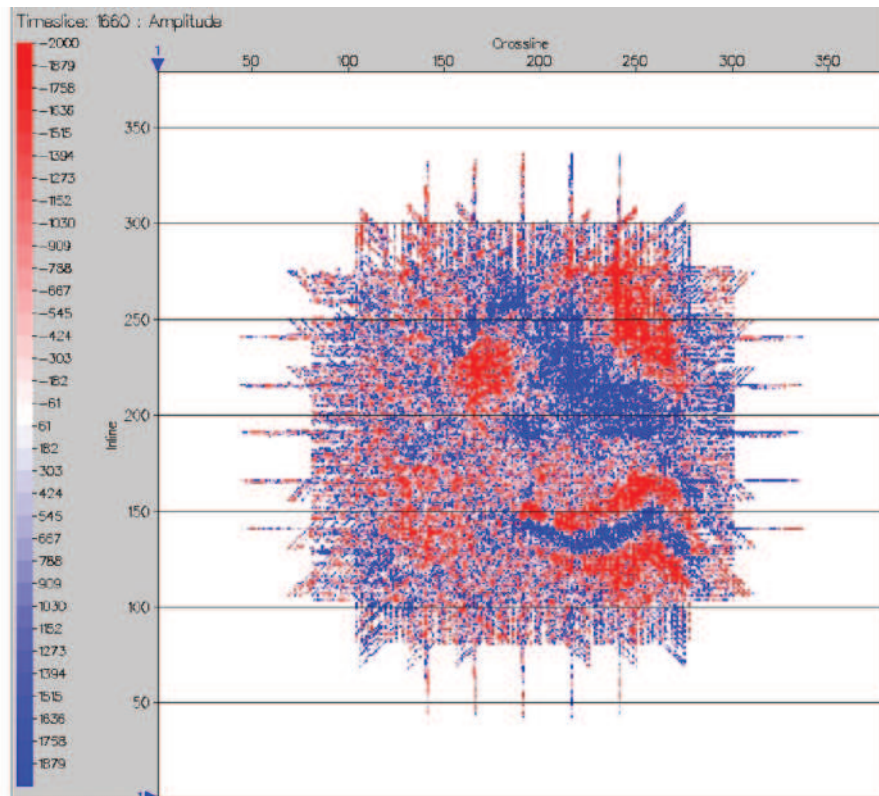
Ryc. 3.10. Suma po analizach prędkości AV1 inl-191



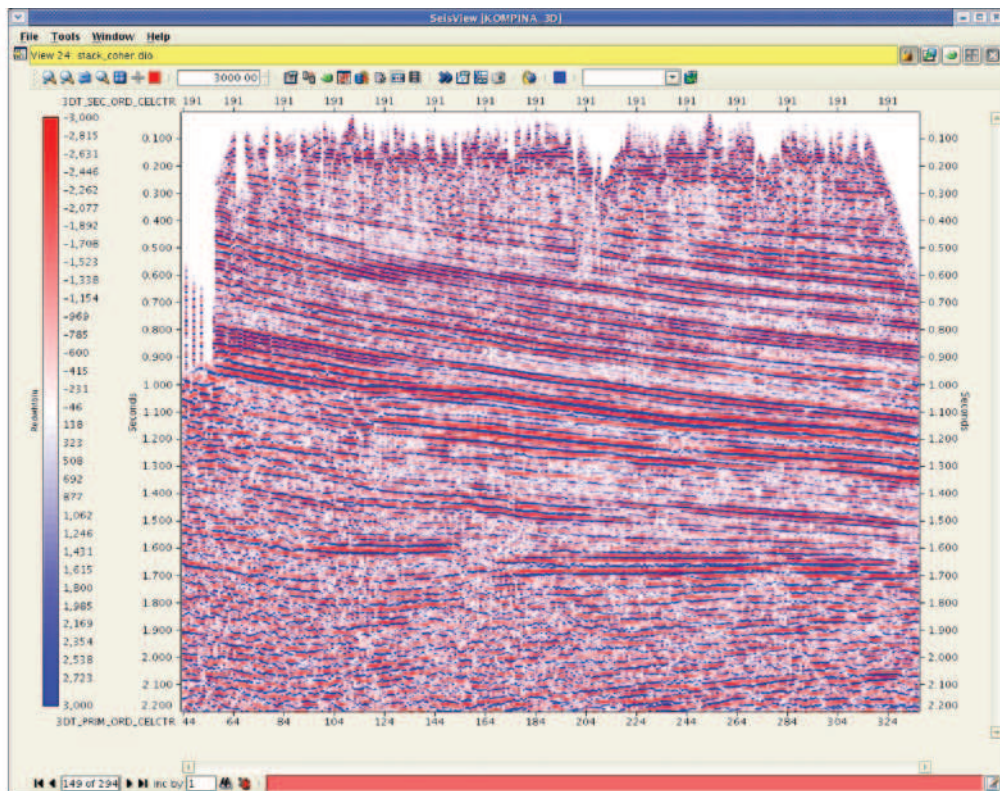
Ryc. 3.11. Suma po analizach prędkości AV2 inl-191



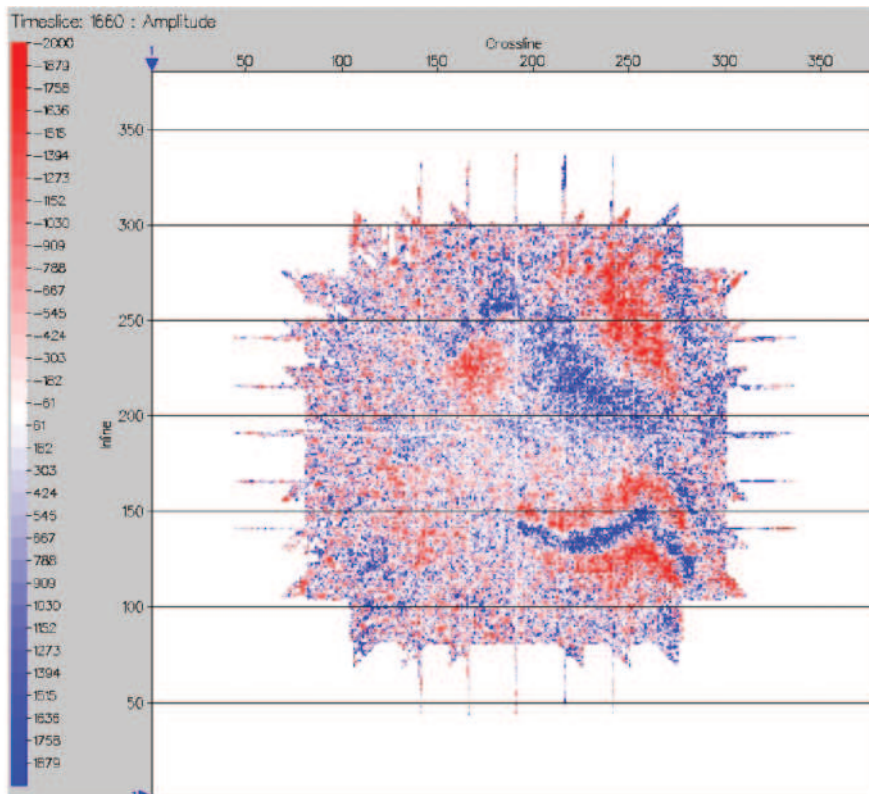
Ryc. 3.12. Suma po analizach prędkości AV3 inl-191



Ryc.3.13. Suma po analizach prędkości AV3 time slice 1660ms



Ryc. 3.14. Suma po coherency statics inl-191



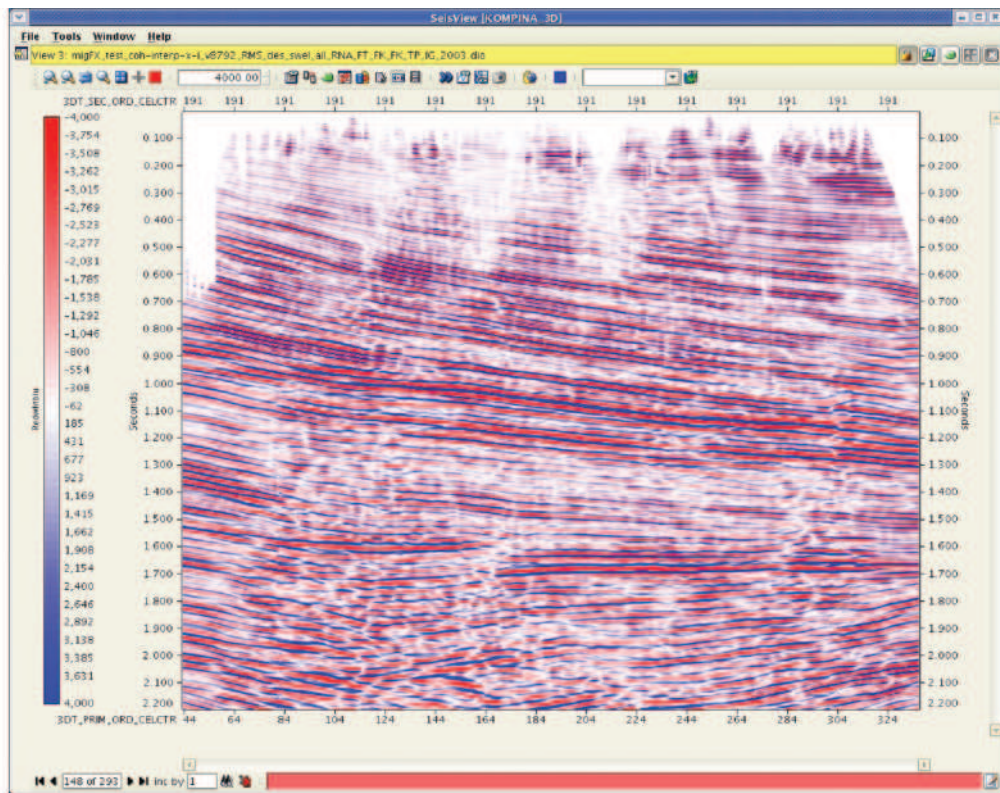
Ryc. 3.15. Suma po coherence statics time slice 1660ms

a następnie usunięciu sygnału pochodzącego od fal krotnych za pomocą modułu POLIGON_MUTE i transformacji danych do domeny tx. Wyniki zastosowanej filtracji analizowano na sumach, różnicach sum przed- i po filtracji oraz na mapach energii (semblance w module do analiz prędkości).

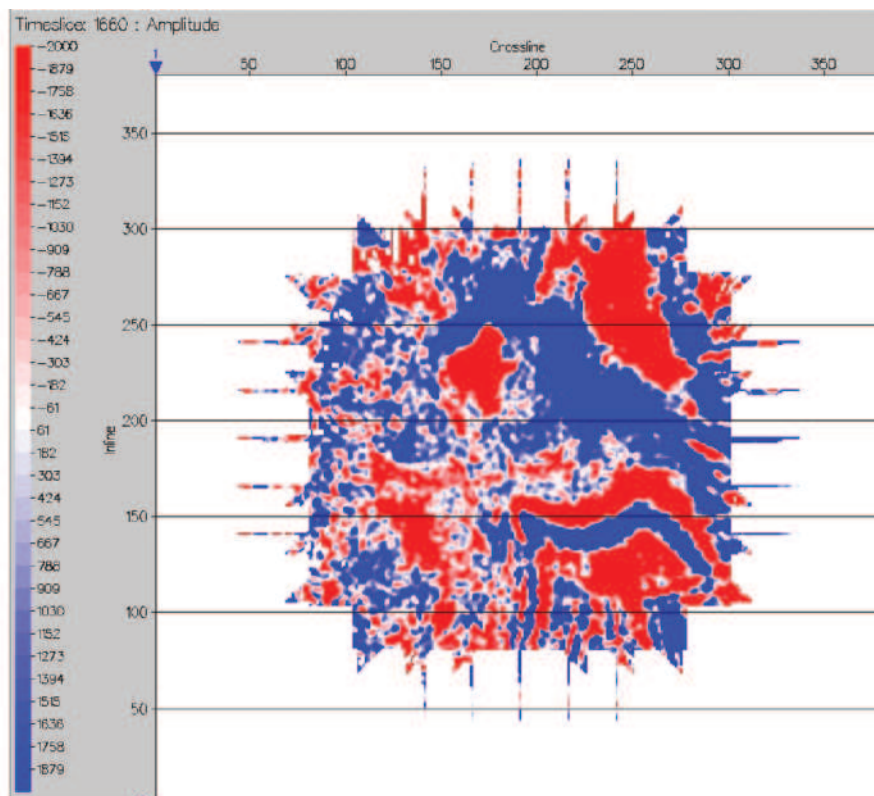
Analiza obrazu sejsmicznego sumy kontrolnej po funkcji COHERENCY_STACK oraz przeprowadzone testy nasunęły wnioski o potrzebie interpolacji trasami pustych binów znajdujących się w zakładanym obszarze binowania. Zauważono również nieregularną dystrybucję czasu początku tras szczególnie w miejscach o niskiej planowanej krotności profilowania. Rozwiązanie tych problemów było konieczne do otrzymania dobrych wyników trójwymiarowej migracji czasowej po składaniu. Przeprowadzono więc interpolację tras oraz ich fragmentów po składaniu za pomocą TRC_INTERP_POSTACK uzyskując bardzo wiarygodne wyniki.

W procedurze wybielanie widma sygnału przetestowano ilość filtrów oraz zakres częstotliwości sygnału poddanego wybielaniu i przyjęto do dalszego przetwarzania pasmo częstotliwości: 4/10-90/110 Hz i liczbę filtrów: 7.

Realizując migrację czasową wykonano testy doboru optymalnego pola prędkości w procesie migracji, jak również zastosowano filtrację FK przed migracją w celu wyeliminowania efektu „foot print”. Na liniach kontrolnych stwierdzono eliminację fal dyfrakcyjnych, obniżenie poziomu szumu i poprawę ciągłości refleksów. Natomiast zastosowanie dekonwolucji trójwymiarowej F X Y (RNA 3D) po



Ryc. 3.16. Migracja po tau-p enhancement inl-191



Ryc. 3.17. Migracja po tau-p enhancement time slice 1660ms

sumowaniu i przetestowaniu parametrów, umożliwiło usunięcie zakłóceń niekoherentnych i poprawiło stosunek sygnału do szumu. Procedurę filtracji FK zastosowano opcjonalnie, w celu tłumienia zakłóceń występujących po migracji na brzegach zdjęcia w obszarze obniżonej krotności i pogorszonej jakości danych. Do rozważań wykorzystujących rzeczywisty obraz amplitud, rekomendowana została wersja bez filtracji FK.

Ostatnim etapem była filtracja w domenie tp , w trakcie której sygnał jest transformowany do domeny $\tau-p$ i analizowany pod kątem koherencji danych w zadanym zakresie upadów. Jest to proces w pełni trójwymiarowy. Przykładowe wyniki tej procedury pokazują ryciny 3.16 i 3.17.

Przed przekazaniem przetworzonych danych sejsmicznych do interpretacji, została wykonana operacja przeformatowania danych do formatu SEG-Y. Etap ten zawierał również zastosowanie takich procedur jak TV_FILTER (końcowa filtracja zerofazowa zmienna w czasie), POLYGON_TRACE_SELECT (selekcja interesującego fragmentu zdjęcia) oraz wyrównywanie amplitud tras przy pomocy modułu INSTANT GAIN. Przetwarzanie wykonano zarówno w wersji z zachowaniem rzeczywistych relacji amplitud, jak również z zastosowaniem wyrównania energii sygnału.

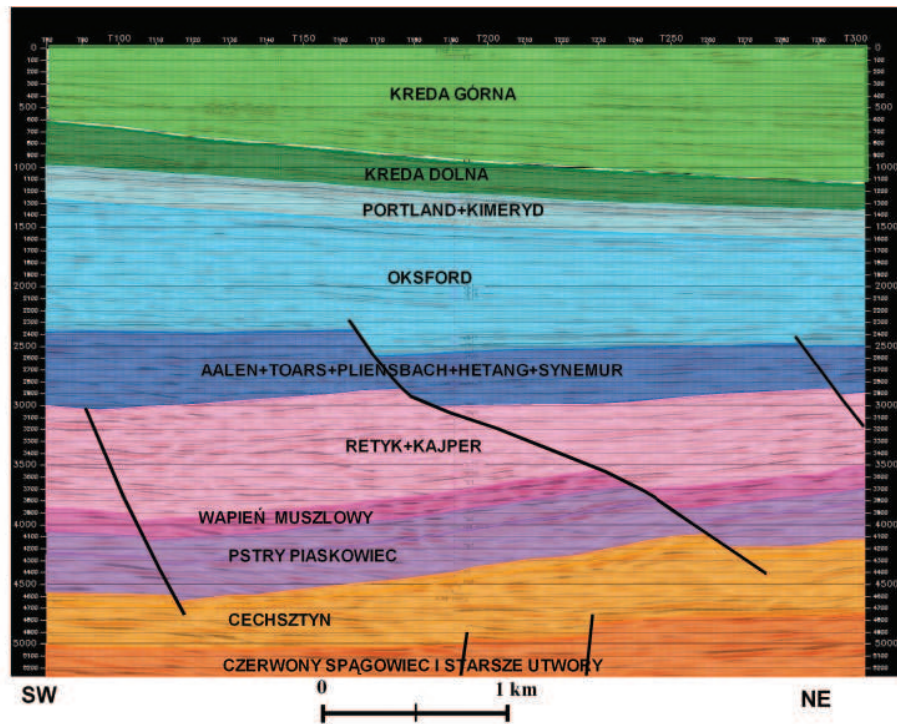
Poprawa jakości danych na kolejnych etapach przetwarzania jest widoczna w sposób wyraźny na całym obszarze zdjęcia. Analizując otrzymany końcowy obraz sejsmiczny należy stwierdzić, że uzyskano znaczną poprawę jakości danych w stosunku do zdjęcia 2 D reprocessowanego w 2006 roku. Jakość ta jest najlepsza w centralnej części zdjęcia w strefie o jednorodnej krotności profilowania. Na pozostałym obszarze ulega pogorszeniu, co jest związane ze znacznym spadkiem krotności profilowania.

Dobra dynamika zapisu i ciągłość śledzenia refleksów pochodzących od utworów kredy, jury, triasu środkowego i dolnego umożliwia dobre odwzorowanie budowy geologicznej w profilu tych utworów. Nieco słabszą jakością charakteryzują się granice sejsmiczne z utworów triasu górnego, ale pozwalają na dość pewną ich korelację.

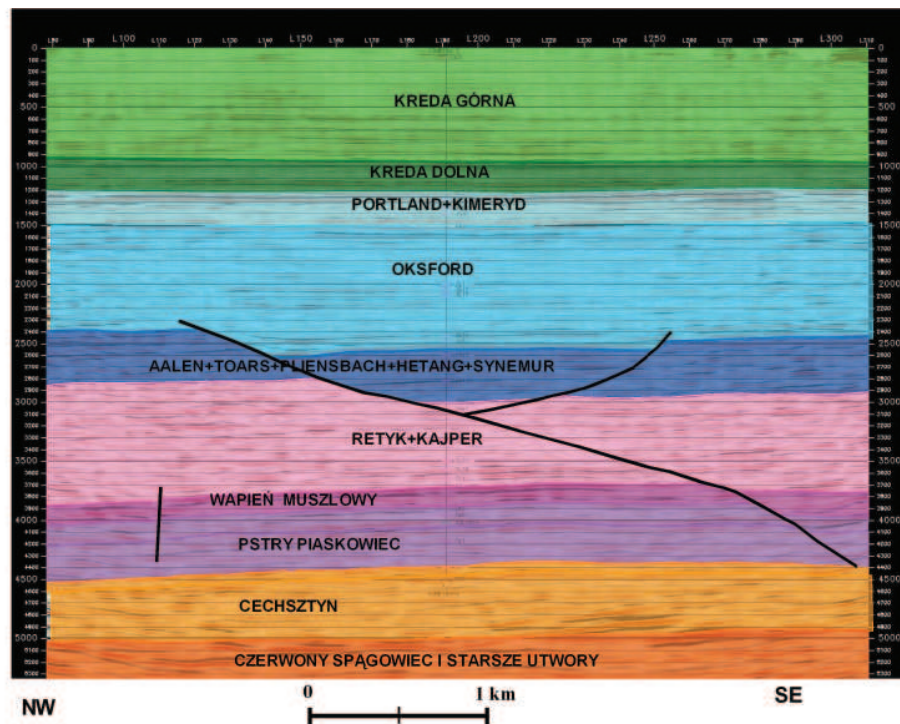
3.3. Interpretacja danych sejsmicznych

Interpretację przetworzonych danych sejsmicznych wykonano na stacjach roboczych W2100Z i SUN ULTRA 20 w zintegrowanym systemie OpenWorks firmy Halliburton Digital & Consulting Solutions - Landmark, wykorzystując aplikacje najnowszego oprogramowania (wersja R2003.12). Dane wejściowe załadowano do systemu w słowie 16 bitowym (float) i 2 ms krokiem próbkowania. Podstawową wersją przetworzonych danych sejsmicznych wykorzystaną do korelacji granic sejsmicznych, była migracja z zastosowaniem filtracji FK oraz wyrównaniem energii sygnału, jak również odtworzenia w wersji fazy chwilowej i cosinusa fazy chwilowej.

Interpretacja danych sejsmicznych miała na celu rozpoznanie budowy strukturalno-tektonicznej badanego obszaru i określenie budowy litofacjalnej utworów perspektywicznych w aspekcie występowania wód termalnych.



Ryc. 3.18. Przekrój geologiczny wykonany wzdłuż linii L191 (oś pozioma – punkt przecięcia linii z trasami, oś pionowa – głębokość (m))



Ryc. 3.19. Przekrój geologiczny wykonany wzdłuż trasy T 191 (oś pozioma – punkt przecięcia trasy z liniami, oś pionowa – głębokość (m))

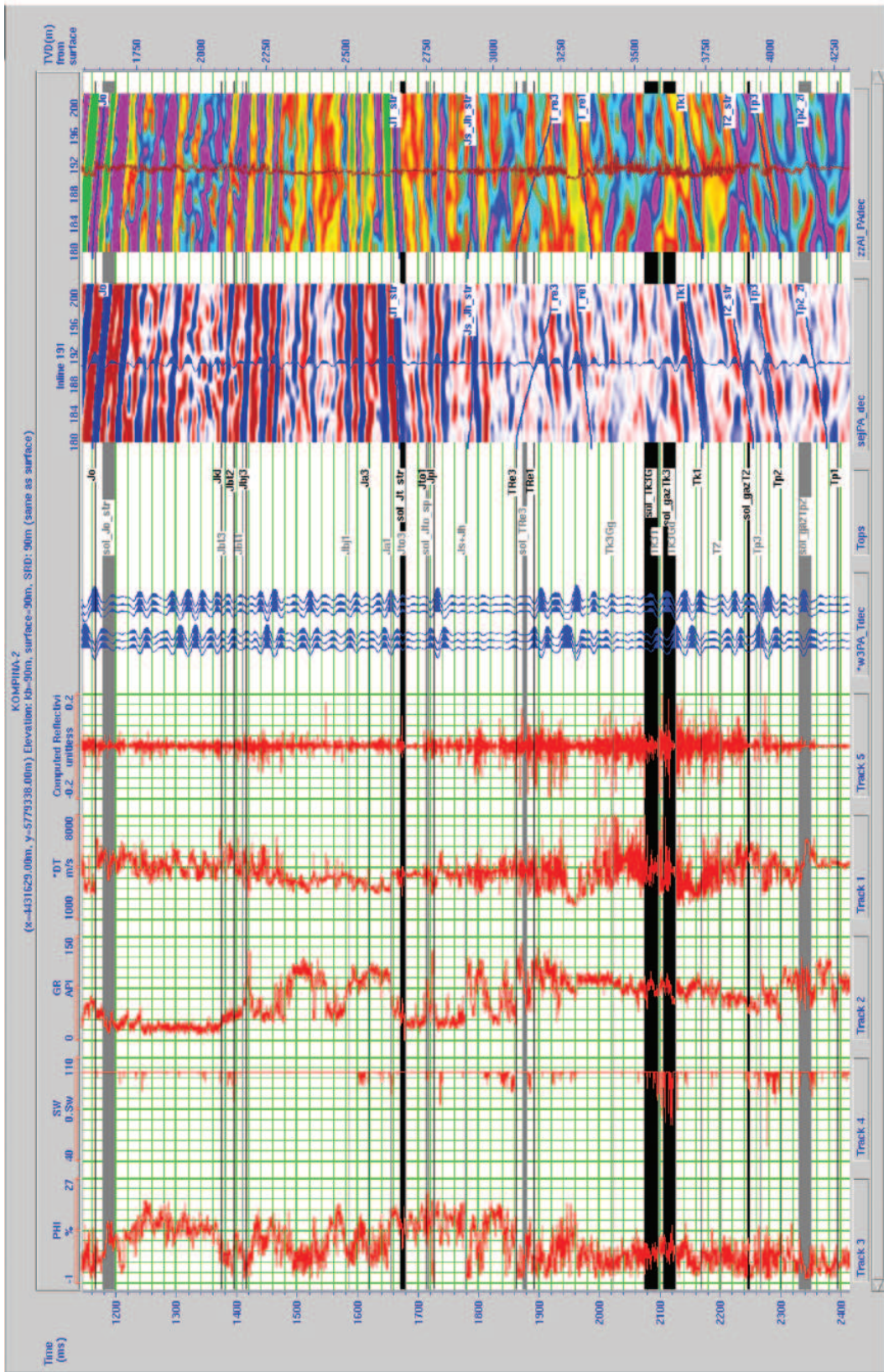
Właściwą interpretację strukturalną poprzedziła szczegółowa analiza materiałów sejsmicznych współcześnie wykonanych i archiwalnych z lat 1975-77 oraz danych otworowych, w celu opracowania głównych założeń modelu budowy geologicznej rejonu badań. Analizowane dane sejsmiczne i otworowe potwierdziły, że obszar objęty dokumentowanym zdjęciem charakteryzuje się dość skomplikowaną budową geologiczno-strukturalną o znacznym zaangażowaniu tektonicznym, szczególnie w odniesieniu do utworów podłoża jury górnej. Typ budowy geologicznej rejonu otworu Kompina -2 ilustrują ryciny 3.18 i 3.19.

W celu wiarygodnego odtworzenia budowy geologicznej obszaru badań skorelowano 8 granic sejsmicznych związanych z utworami triasu, jury i kredy, perspektywicznymi w aspekcie możliwości występowania złóż wód termalnych. Są to granice:

- K1_str – strop kredy dolnej,
- Jo_str – strop oksfordu,
- J2a – strop aalenu dolnego,
- TRe – granica sejsmiczna z utworów retyku,
- Tk – granica sejsmiczna z utworów kajpru,
- T2 – granica sejsmiczna z utworów triasu środkowego,
- Tp3_str – strop pstrego piaskowca górnego (granica sejsmiczna powstała na kontakcie wysokoprędkościowych utworów wapienia muszlowego T2 i utworów ilowcowo- mułowcowo-piaskowcowych kompleksu Tp3),
- Tp2 – granica sejsmiczna z utworów pstrego piaskowca środkowego (granica dowiązana do poziomu twardych i zbitych piaskowców występujących na głębokości: 4142- 4145 m).

Korelowane granice sejsmiczne dowiązano do granic stratygraficznych w oparciu o dane geologiczne oraz pomiary Vśr i PA wykonane w otworze Kompina-2. Zestawienie danych geofizyki wiertniczej, danych sejsmicznych i danych geologicznych w otworze Kompina-2 przedstawia rycina 3.20. W otworze Kompina-2 z utworów pstrego piaskowca środkowego, na głębokości: 4020 – 4025 m, uzyskano samowypływ solanki chlorkowo-wapiennej o temperaturze płynu złożowego 107°C. Horyzont ten znajduje się 40 m powyżej korelowanej granicy sejsmicznej Tp2. Przyływ solanki uzyskano również z wapienia muszlowego w interwale: -3820 – -3830 m, tj. 50 m poniżej korelowanej granicy sejsmicznej T2. W utworach kajpru przyływ solanki nastąpił m.in. w interwale: -3554 – -3566 m, tj. 50 m powyżej korelowanej granicy sejsmicznej Tk, natomiast korelowana granica J2a (strop aalenu dolnego) znajduje się 30 m wyżej niż przyływ solanki z utworów aalenu dolnego na głębokości: 2575,5 – 2591 m.

Korelację w/w granic sejsmicznych przeprowadzono na sekcjach czasowych zmigrowanych - wersja migracji FX z wyrównaniem energii sygnału (ryc. 3.21). Dla wszystkich skorelowanych granic sejsmicznych wykonano mapy strukturalne w wersji czasowej.



Ryc. 3.20 .Zestawienie danych geofizyki wiertniczej i sejsmicznych dla odwiertu Kompina-2

Przestrzenny model prędkości dla obszaru badań został opracowany przy użyciu aplikacji DepthTeam Express wchodzącej w skład oprogramowania firmy Halliburton Digital & Consulting Solutions - Landmark.

W celu obliczenia pola prędkości wykorzystano pomiar prędkości średnich oraz dane stratygraficzne z otworu Kompina-2 znajdującym się w granicach zdjęcia oraz dane z otworów znajdującego się w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań. Wartości prędkości średniej zostały rozinterpolowane pomiędzy otworami i ekstrapolowane w obszary bez danych otworowych. Do ekstrapolacji i interpolacji danych prędkości pomiędzy otworami wykorzystano skorelowane granice sejsmiczne, otrzymując w ten sposób pole prędkości interwałowych obejmujące cały zakres zdjęcia sejsmicznego.

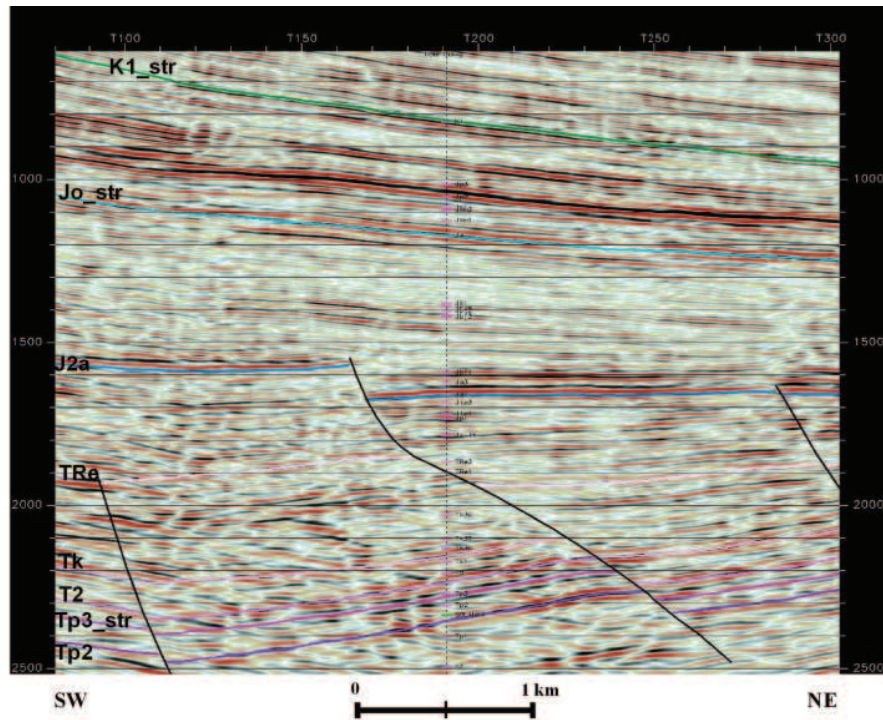
Po wykonanej analizie przekrojów i map czasowych przygotowane wstępnie pole prędkości poddano kalibracji. W tym celu dowiązano wartości głębokości granic stratygraficznych z danych otworowych (baza PITAKA) do skorelowanych granic sejsmicznych, wykorzystując dane z otworu Kompina-2 znajdującym się w obrębie zdjęcia. Po kalibracji otrzymano końcowe pole prędkości. Poniżej granicy sejsmicznej Tp2 dane z głębokich otworów (Kompina-2, Różyce-1, Mszczonów IG-2) upoważniały do przyjęcia prędkości kompleksowych: w utworach pstrego piaskowca środkowego i dolnego – $V_k=4750$ m/s, w utworach permu – $V_k=4400$ m/s, poniżej spągu permu – $V_k=5000$ m/s. Wykorzystując proste przekształcenie $V=H/T$ obliczono mapy prędkości średnich do poszczególnych granic. Jakość i wartości pola prędkości kontrolowano korzystając z modułów: OpenVision, SeisWorks i Zmap, które wchodzi w skład oprogramowania firmy Halliburton Digital & Consulting Solutions – Landmark.

Do budowy modelu konwersji czasowo-głębokościowej wykorzystano: tabele czas-głębokość z czterech otworów, otwór Kompina-2 z wydzielonymi granicami litostratygraficznymi – baza danych geologicznych PITAKA (K1, Jo, Ja1, Tp3), korelowane granice sejsmiczne: K1_str, Jo_str, J2a, Tp3_str, dowiązane odpowiednio do horyzontów litostratygraficznych: K1, Jo, Ja1, Tp3.

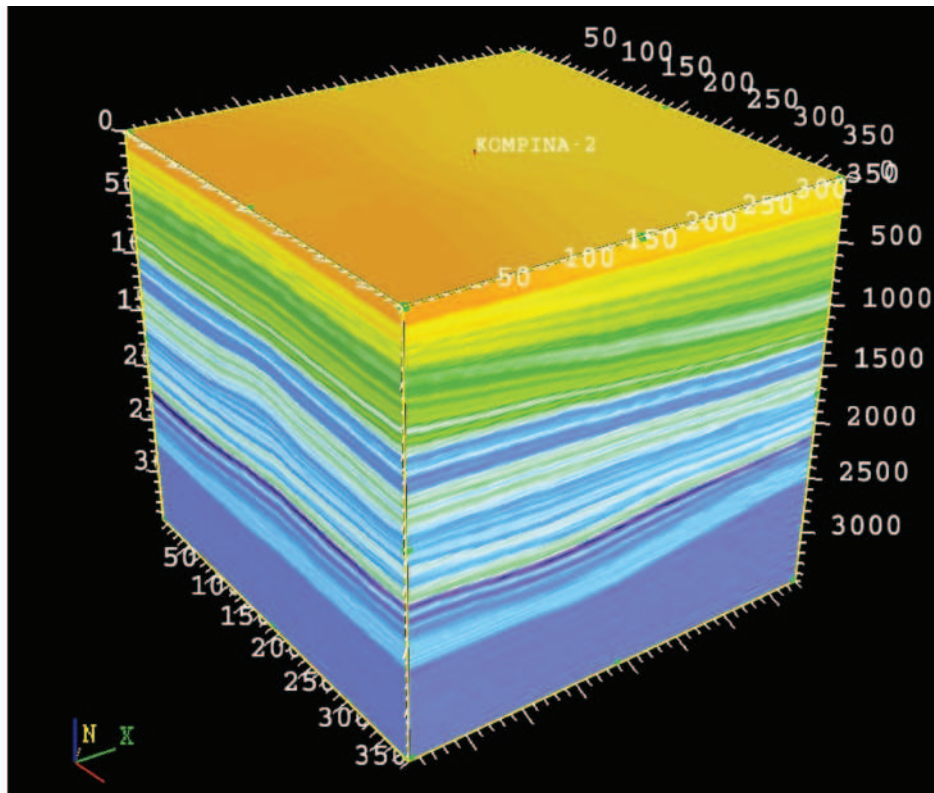
W oparciu o skonstruowane pole prędkości dokonano transformacji głębokościowej wykonanej korelacji czasowej wykorzystując aplikację TDQ oprogramowania firmy Halliburton Digital & Consulting Solutions – Landmark. Rycina 3.22 daje ogólny pogląd na rozkład prędkości użyty do konwersji czasowo - głębokościowej. Korzystając z aplikacji Zmap+ obliczono mapy strukturalne w domenie głębokości.

Wykonane mapy strukturalne, zarówno w wersji czasowej jak i głębokościowej, a także mapy upadów, które potwierdzają wykartowane strefy dyslokacyjne, przedstawiają zróżnicowanie morfologiczne korelowanych powierzchni. Informację strukturalną uzupełniają przekroje poziome w wersji amplitudy i cosinusa fazy chwilowej (ryc. 3.23, 3.24) oraz przekroje pionowe w wersji czasowej i głębokościowej.

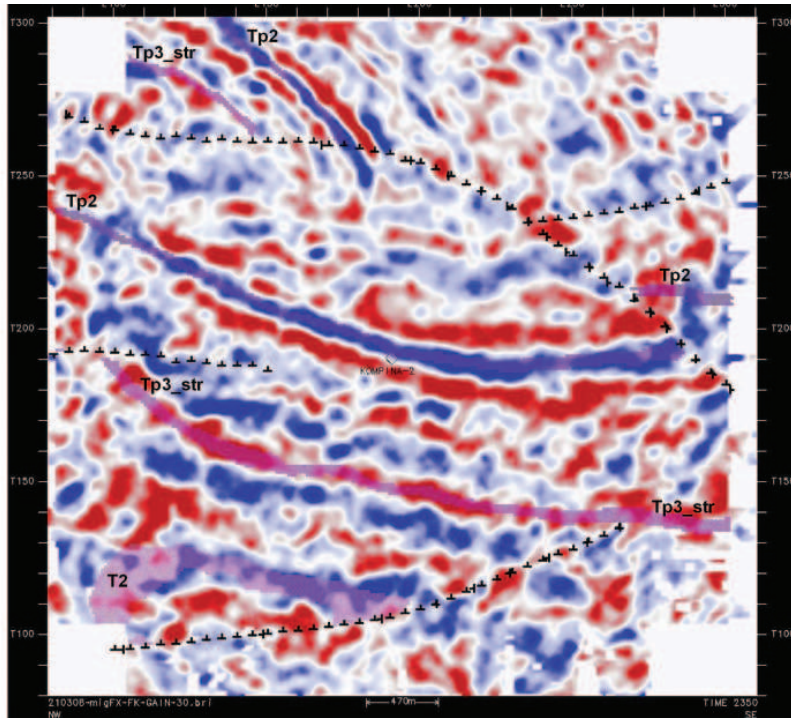
Mapy strukturalne poszczególnych granic sejsmicznych oraz przekroje poziome i pionowe dokumentują w budowie geologicznej badanego obszaru trzy wyraźnie zaznaczające się kompleksy strukturalne, charakteryzujące się innym charakterem zapisu sejsmicznego:



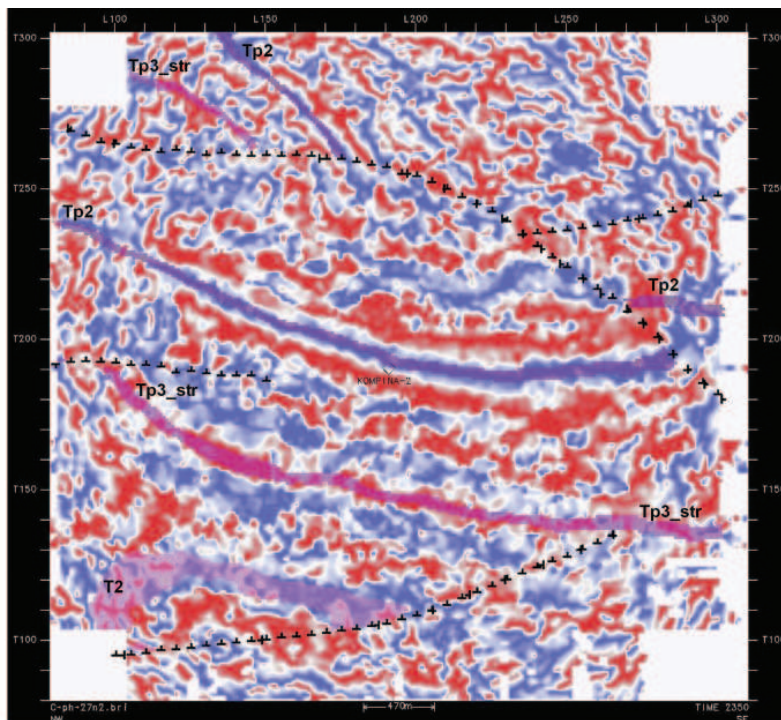
Ryc. 3.21. Czasowy przekrój sejsmiczny L191 w wersji migracji z korelacją granic sejsmicznych na podstawie zdjęcia 3D; oś pozioma – punkty odbioru, oś pionowa – $2T(\text{ms})$



Ryc. 3.22. Przestrzenna wizualizacja prędkości interwałowych



Ryc. 3.23. Poziomy przekrój sejsmiczny (amplituda) TS 2350



Ryc. 3.24. Poziomy przekrój sejsmiczny (cosinus fazy chwilowej) TS 2350

- karbońsko-dolnopermski o dość mocnym zapisie, nieco zaburzonym,
- cechsztyńsko-triasowo-liasowy o dobrej jakości zapisu sejsmicznego, o zaburzonym znacznej mobilności dna morskiego skutkującej mięszymi osadami triasu i bardzo zaangażowanej tektonice,
- doggersko-malmo-kredowy o jednoznacznej i wyraźnej dynamice zapisu sejsmicznego, spokojnej tektonice i dość intensywnej subsydencji w okresie kredy.

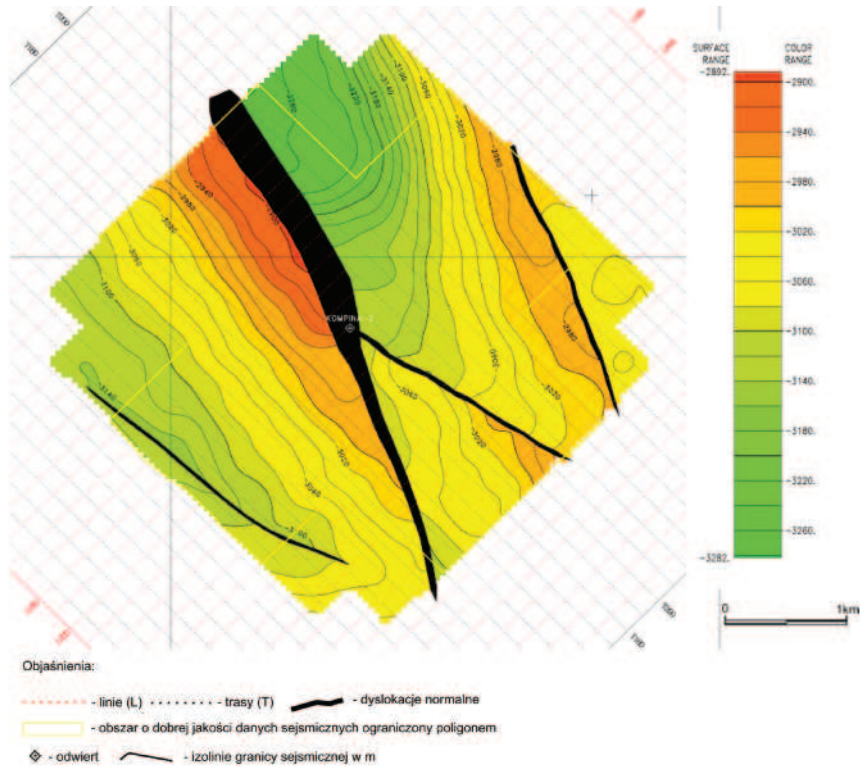
Powierzchnie korelowanych granic sejsmicznych w obrębie poszczególnych kompleksów mają zgodne plany strukturalne, przy czym w utworach cechsztyńsko-triasowych generalnie zapadają ku SW, a w utworach malmo-kredowych ku NE.

W budowie geologicznej rejonu Kompiny wyraźną rolę odgrywa tektonika. W obrazie strukturalnym kompleksu cechsztyńsko-triasowo-liasowego wyraźnie zaznaczają się dwie strefy, rozdzielone uskokiem normalnym o kierunku zbliżonym do południkowego (ryc. 3.25). Jest to strefa zachodnia z niecką o amplitudzie głębokości od 50 m do ponad 500 m i strefa wschodnia z bardziej urozmaiconą morfologią, podkreśloną normalnymi dyslokacjami o kierunku przebiegu generalnie NW-SE, które stopniowo zanikają w młodszych formacjach. Na mapie powierzchni granicy J2a widoczny jest jeszcze wpływ tektoniki starokimeryjskiej, ale jej układ strukturalny już wykazuje związek z młodszym kompleksem malmo-kredowym, gdzie niecka znacznie wypłyca się. Osady środkowej i górnej jury zablizniają stare uskoki i spokojnie zapadają ku NE (ryc. 3.26).

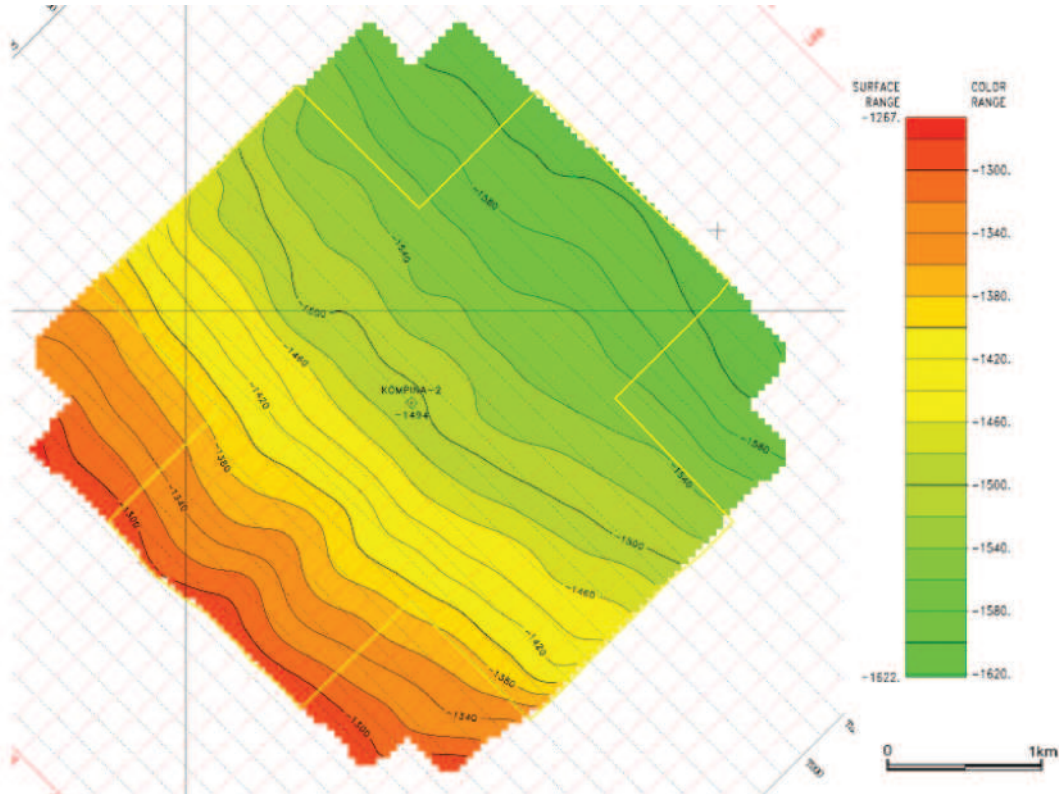
W celu przedstawienia zmian litofacjalnych badanego ośrodka przeprowadzono analizę zapisu atrybutów trasy sejsmicznej przede wszystkim dla granic sejsmicznych: J2a i Tp2.

Atrybuty sejsmiczne, liczone na podstawie zarejestrowanej dla każdej trasy: amplitudy, częstotliwości i fazy (atrybuty pierwotne), są specyficznymi miarami geo-metrycznych, kinematycznych lub statystycznych cech wyekstrahowanych z danych sejsmicznych. Obecnie dostępne oprogramowanie pozwala również na wygenerowanie atrybutów hybrydowych, stanowiących pewnego rodzaju kombinacje atrybutów pierwotnych. Na podstawie danych sejsmicznych 3D można generować bardzo szczegółowe mapy rozkładu danych atrybutów dla interesujących granic sejsmicznych. Zakładając, że podobnym sygnałom sejsmicznym odpowiadają podobne cechy geologiczne, wyodrębnione obszary na mapach rozkładu atrybutów można korelować ze zmianami litofacjalnymi lub nasyceniem płynami złożowymi w obrębie badanego interwału geologicznego.

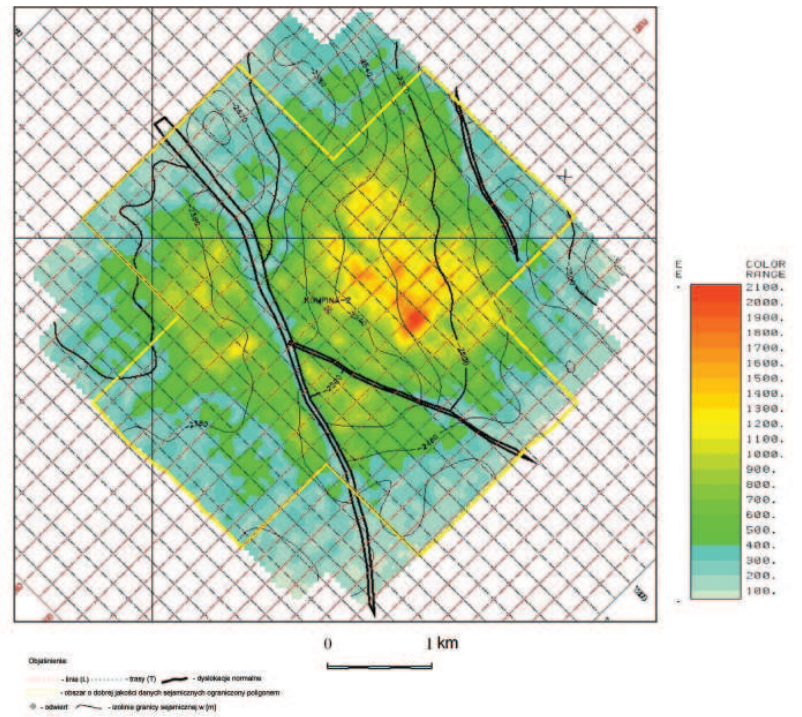
W obszarze badań analizowano atrybuty: amplituda RMS, faza chwilowa i cosinus fazy chwilowej, z których za najbardziej miarodajny dla badanych utworów uznano amplitudę RMS. Atrybut amplituda RMS (średnie kwadratowe wartości amplitud) jest obliczany jako pierwiastek drugiego stopnia ze średniej kwadratowej wartości amplitud próbek w analizowanym interwale. Poziome zmiany w rozkładzie tego atrybutu mogą być związane ze zmianami litologicznymi, obecnością dyskordancji, strefa-



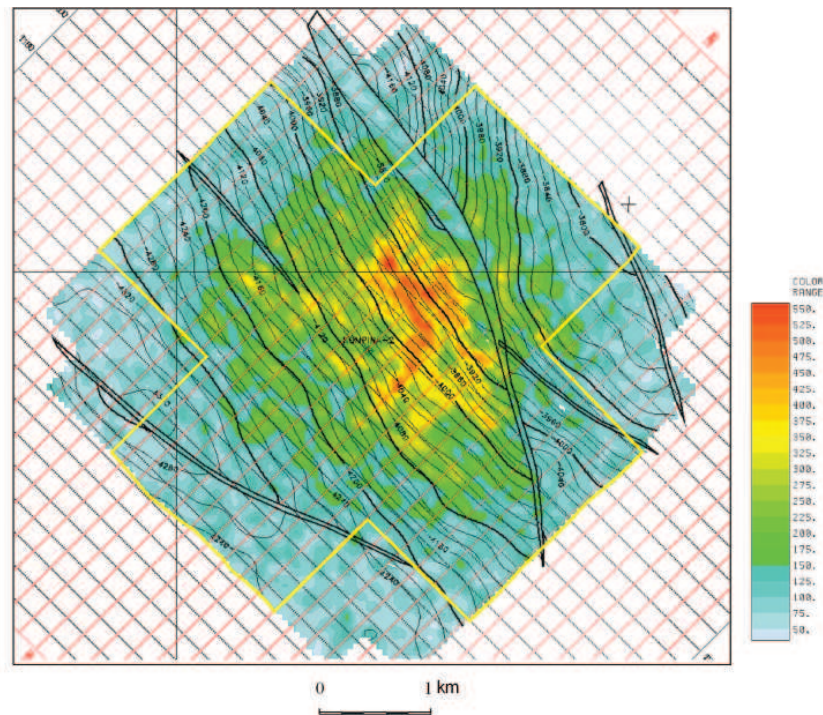
Ryc.3.25. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej TRe (przystropowa część górnego triasu – retyku) wykonana na podstawie danych sejsmicznych 3D



Ryc. 3.26. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej Jo_str (strop oksfordu) wykonana na podstawie danych sejsmicznych 3D



Ryc. 3.27. Mapa średnich kwadratowych wartości amplitud (skala kolorystyczna) dla granicy sejsmicznej J2a w int. czas. J2a-20ms, J2a+20ms, na tle izolinii mapy strukturalnej J2a



Ryc. 3.28. Mapa średnich kwadratowych wartości amplitud (skala kolorystyczna) dla granicy sejsmicznej Tp2 w int. czas. Tp2-30ms, Tp2+10ms, na tle izolinii mapy strukturalnej Tp2

mi dyslokacyjnymi, szczelinowatością ośrodka oraz nasyceniem płynami złożowymi. Małe wartości atrybutu amplituda RMS są prawdopodobnie związane ze zwiększoną szczelinowatością ośrodka skalnego w obrębie analizowanego interwału.

Bramki czasowe, w których analizowano zapis atrybutów dobierano tak, aby obejmowały charakterystyczne przyływy solanki z utworów jury (J2a -20 ms, J2a +20 ms) i triasu (Tp2 -30 ms, Tp2 +10 ms). Dla scharakteryzowania zmian facjalnych w obrębie tych przedziałów czasowych wykonano mapy:

- średnich kwadratowych wartości amplitud w interwale czasowym J2a -20 ms, J2a +20 ms, (ryc.3.27).
- średnich kwadratowych wartości amplitud w interwale czasowym Tp2 -30 ms, Tp2 +10 ms (ryc. 3.28).

Zaobserwowane zmiany atrybutów trasy sejsmicznej przedstawiono na wybranych profilach sejsmicznych, a zmienność powierzchniową na tle izolinii map strukturalnych analizowanych granic sejsmicznych.

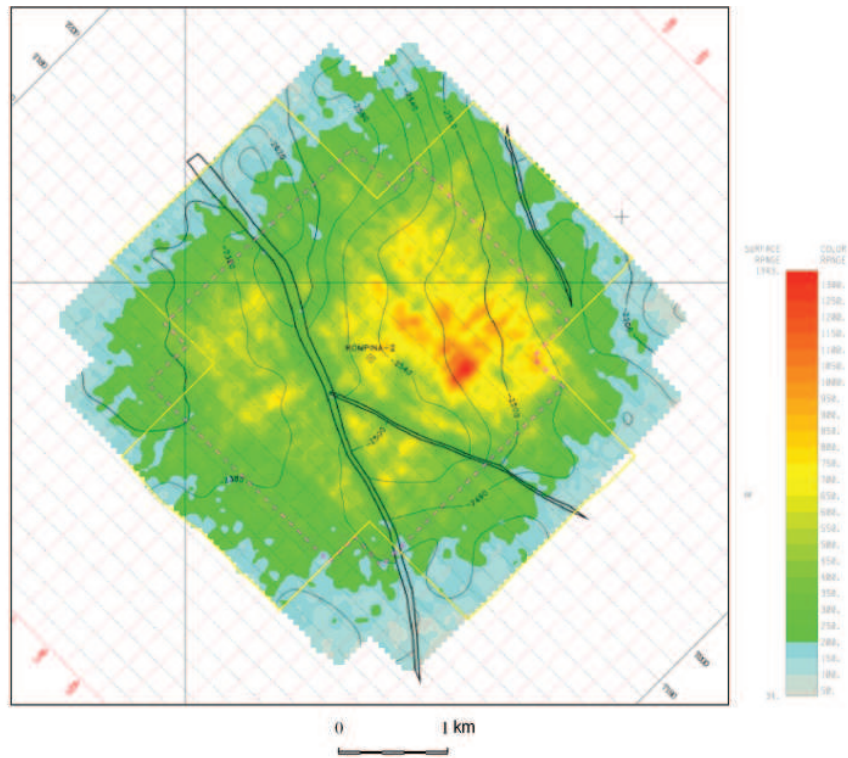
W celu prześledzenia zmian własności zbiornikowych utworów jury dolnej i pstrego piaskowca środkowego w szerszym przedziale, atrybut amplituda RM i dodatkowo wielotrasowy atrybut długość korelacji policzono w średnim interwale czasowym 80 ms, co odpowiada interwałowi głębokościowemu ok. 200m. Mapy analizowanych atrybutów w tym interwale czasowym to mapy średnich kwadratowych wartości amplitud (ryc. 3.29 i ryc. 3.31) i mapy średniej długości korelacji (ryc. 3.30 i ryc. 3.32) policzone dla granicy J2a i dla granicy Tp2.

Atrybut wielotrasowy „długość korelacji” określa średnią odległość wyrażoną w trasach, dla której korelacja spada do wartości 0,5. Atrybut ten jest wskaźnikiem poziomych ciągłości i jest użyteczny w określaniu zasięgu występowania danych facji w obrębie analizowanego interwału. Niskie wartości tego atrybutu mogą być związane ze strefami dyslokacyjnymi, szczelinowatością ośrodka, jak również w obszarach zakłóconego zapisu sejsmicznego.

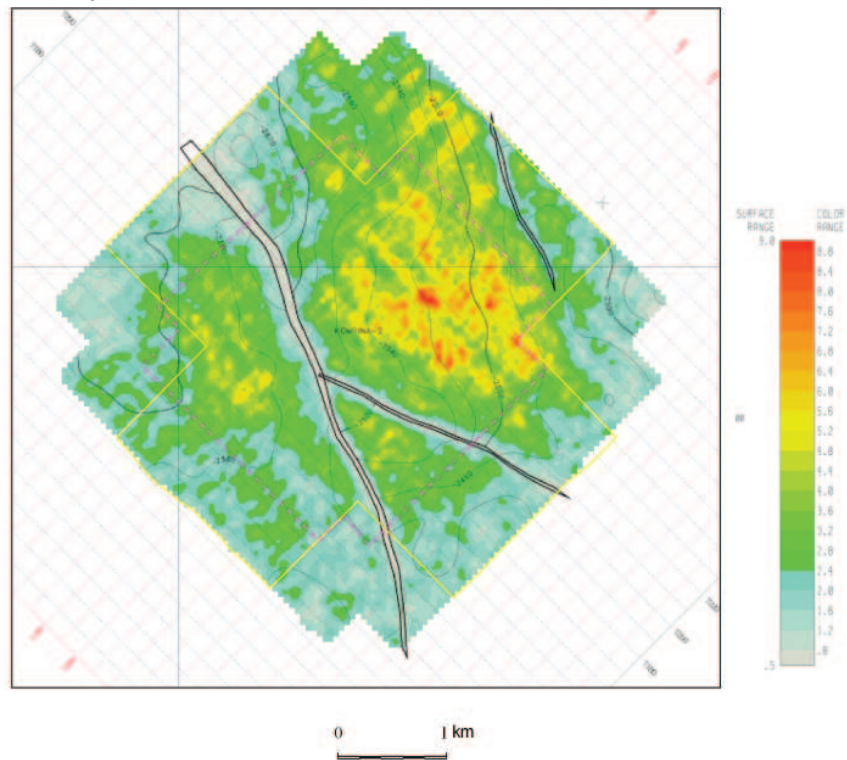
W aspekcie możliwości występowania złóż wód termalnych w obrębie analizowanych kompleksów litologicznych interesujące są strefy o obniżonych wartościach amplitudy RMS i długości korelacji. Małe wartości amplitudy i atrybutu długość korelacji, zarejestrowane w okolicy otworu Kompina-2, mogą być związane ze zwiększoną szczelinowatością ośrodka skalnego; na brzegach zdjęcia zapis atrybutów jest mniej wiarygodny ze względu na spadek krotności profilowania.

Osobną część analizy litofacjalnej stanowiło przetwarzanie i interpretacja inwersji sejsmicznej. Metoda inwersji sejsmicznej ma na celu otrzymanie ze standardowych tras sejsmicznych trasy impedancji akustycznej będącej iloczynem prędkości i gęstości, parametrów charakteryzujących ośrodek geologiczny.

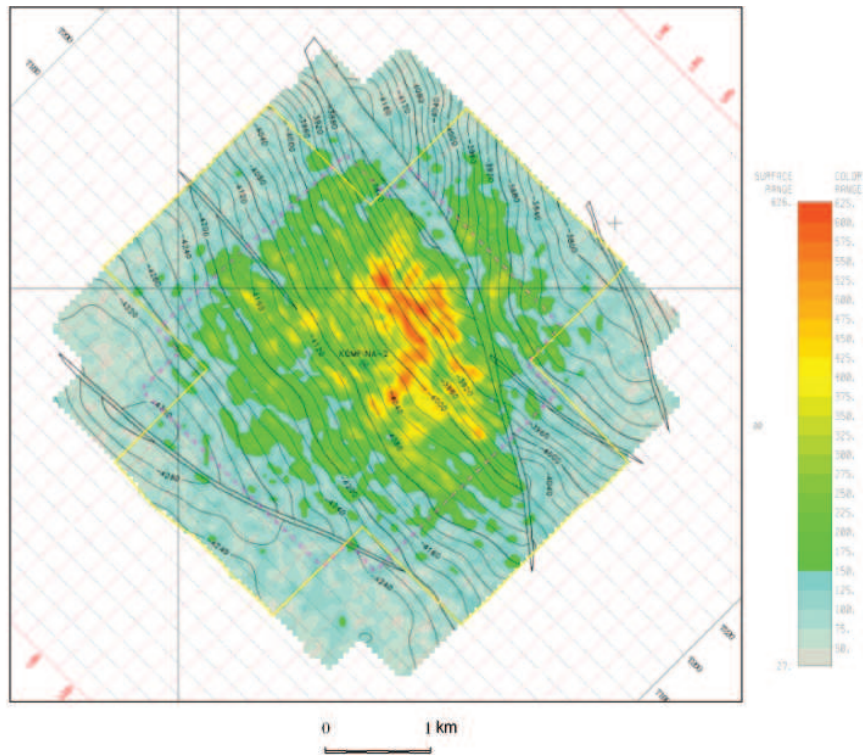
Obliczenie inwersji sejsmicznej wykonano programem Hampson-Russell firmy Veritas wg schematu pokazanego na rycinie 3.33. Danymi wejściowymi były



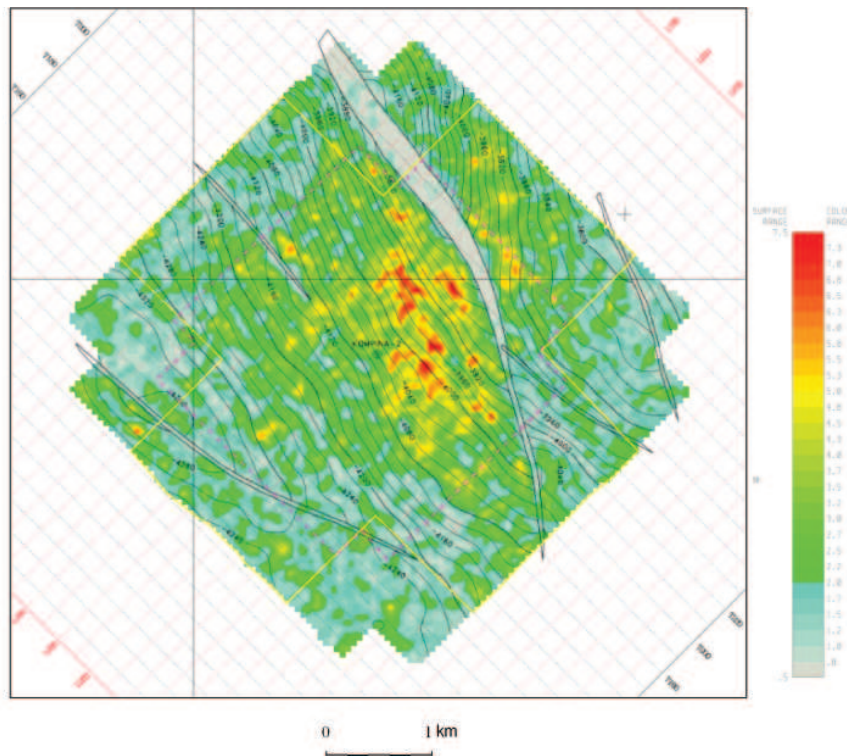
Ryc. 3.29. Mapa średnich kwadratowych wartości amplitud (skala kolorystyczna) dla granicy sejsmicznej J2a w int. czas. J2a-20ms, J2a+80ms, na tle izolinii mapy strukturalnej J2a



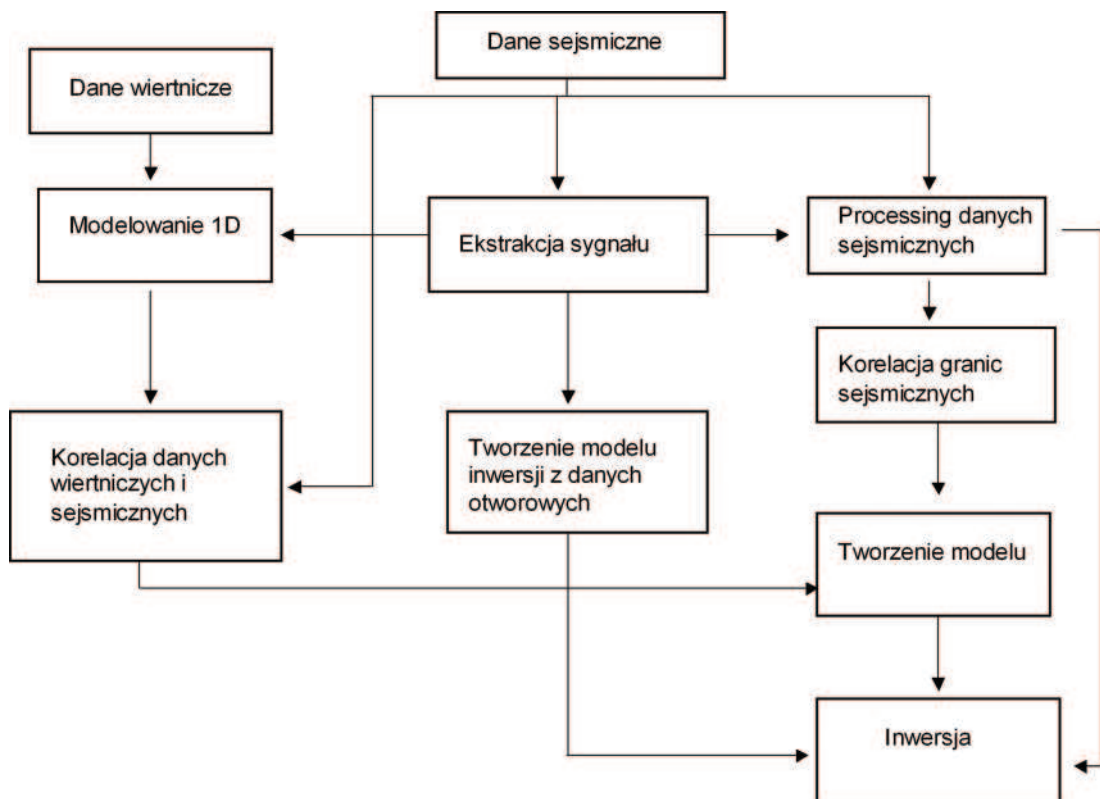
Ryc. 3.30. Mapa rozkładu atrybutu długość korelacji (skala kolorystyczna) dla granicy sejsmicznej J2a w int. czas. J2a-20ms, J2a+80ms, na tle izolinii mapy strukturalnej J2a



Ryc. 3.31. Mapa średnich kwadratowych wartości amplitud (skala kolorystyczna) dla granicy sejsmicznej $Tp2$ w int. czas $Tp2-40ms$, $Tp2+40ms$, na tle izolinii mapy strukturalnej $Tp2$



Ryc. 3.32. Mapa rozkładu atrybutu długość korelacji (skala kolorystyczna) dla granicy sejsmicznej $Tp2$ w int. czas $Tp2-40ms$, $Tp2+40ms$, na tle izolinii mapy strukturalnej $Tp2$

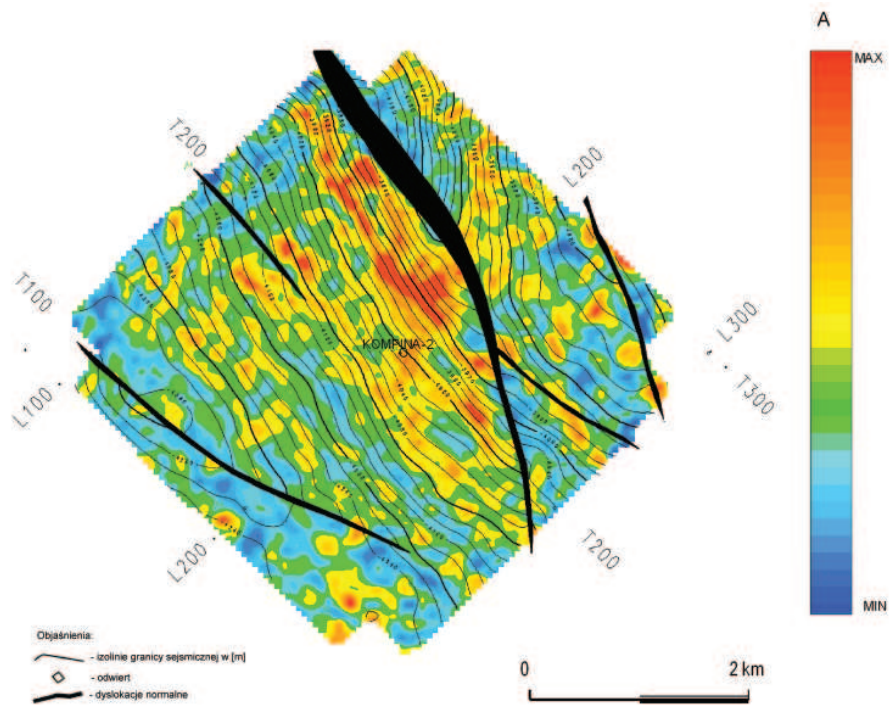


Ryc. 3.33. Schemat przetwarzania w metodzie inwersji sejsmicznej.

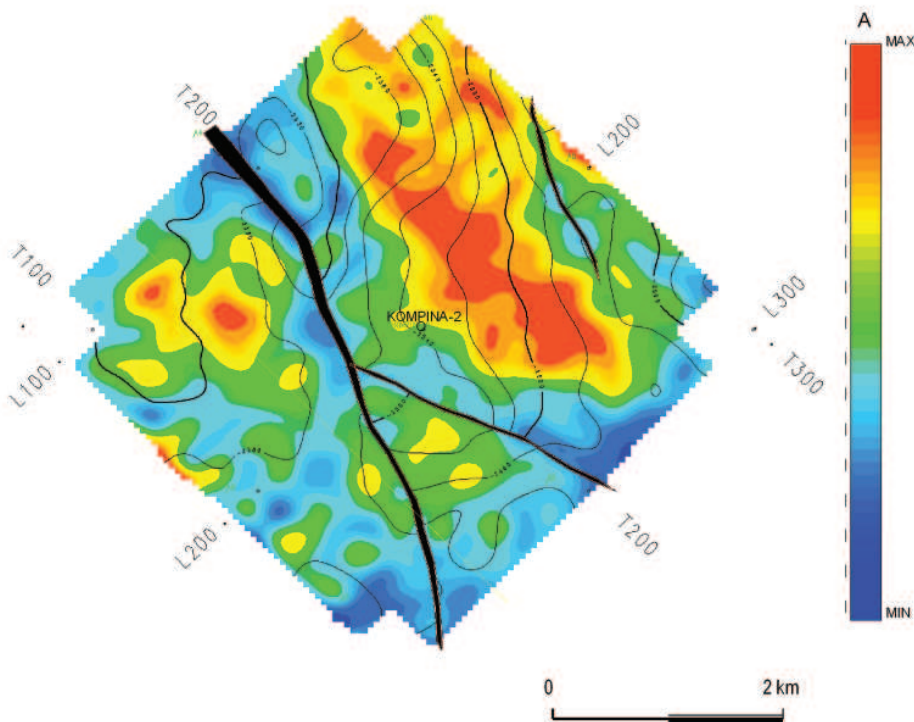
dane sejsmiczne przetworzone z zachowaniem rzeczywistej relacji amplitud po migracji, dane geofizyki wiertniczej (profilowanie akustyczne, gęstość i pomierzona prędkość średnia), a także skorelowane granice sejsmiczne: K1_str, Jp2, Jo_str, J2a, Js-Jh_str, TRe, Tk, T2, Tp3_str, Tp2, Na4, P1. Wynikiem przetwarzania były trasy sejsmiczne w wersji impedancji akustycznej, które wczytano do systemu interpretacyjnego firmy Landmark.

Interpretacja otrzymanych danych sejsmicznych w wersji impedancji akustycznej polegała na określeniu charakterystycznej facji sejsmicznej (wartości impedancji określone kolorem wyróżniające się z otoczenia) dla zbiornika nasyconego wodą. Mapy zmian impedancji akustycznej odwzorowują zmiany litologiczno-facjalne dla wydzielonych facji sejsmicznych poprzez zmienność kolorów. Właściwe zinterpretowanie i wyciągnięcie wniosków o kolektorze wodnym wymaga dokładnego rozpoznania parametrów petrofizycznych analizowanych utworów geologicznych.

Piaskowcowe utwory środkowego pstręgo piaskowca Tp2 charakteryzują się podwyższonymi wartościami impedancji akustycznej; według geofizyki wiertniczej jest to kompleks iłowców i mułowców z przewarstwieniami piaskowców (ryc. 3.20). Dla tak wyznaczonej facji, skorelowanej jako granica sejsmiczna Tp2 na sejsmicie strukturalnej w interwale czasowym ± -10 ms, obliczono maksymalne wartości impedancji (ryc.3.34). W obrazie tej mapy trudno jest wydzielić wyraźne strefy obniżonej impedancji, które można by wiązać ze zwiększoną porowatością ośrodka.



Ryc. 3.34. Mapa zmian impedancji akustycznej AI (skala kolorystyczna) facji sejsmicznej Tp2 (w bramce +/- 10ms)



Ryc. 3.35. Mapa zmian impedancji akustycznej AI (skala kolorystyczna) facji sejsmicznej J2a (J1_str, w bramce +/- 10ms)

Drugą korelowaną granicą sejsmiczną związaną z utworami będącymi potencjalnym kolektorem wody była granica J2a, odpowiadająca utworom piaskowcowym dolnej części jury środkowej – aalenu dolnego. Na profilowaniu akustycznym utwory te charakteryzują się również wzrostem impedancji, ale nie tak wyraźnym jak w triasie. Obliczona mapa zmian impedancji akustycznej przedstawiona na tle mapy strukturalnej granicy J2a w bramce +/- 10 ms (ryc. 3.35), charakteryzuje się wyraźną anomalią podwyższonych wartości impedancji, usytuowaną na wschód od odwiertu Kompina-2. Jej kształt zbliżony jest do anomalii występującej w utworach środkowego pstręgo piaskowca.

Najtrudniejszą do interpretacji skałą zbiornikową są górnourajskie utwory wapienne skorelowane jako granica sejsmiczna Jo_str – strop oksfordu. Charakteryzuje się ona również mocną facją sejsmiczną o podwyższonych wartościach impedancji akustycznej. W obrazie sejsmicznym utwory te wykazują wyraźną warstwowość – opisana facja stanowi stropową część. Otrzymana mapa zmian impedancji akustycznej dla tej granicy (ryc. 3.36) przy założeniu, że skała zbiornikowa nasycona solanką zmniejsza swoje wartości impedancji, nie wskazuje zdecydowanych miejsc zwiększonego nasycenia.

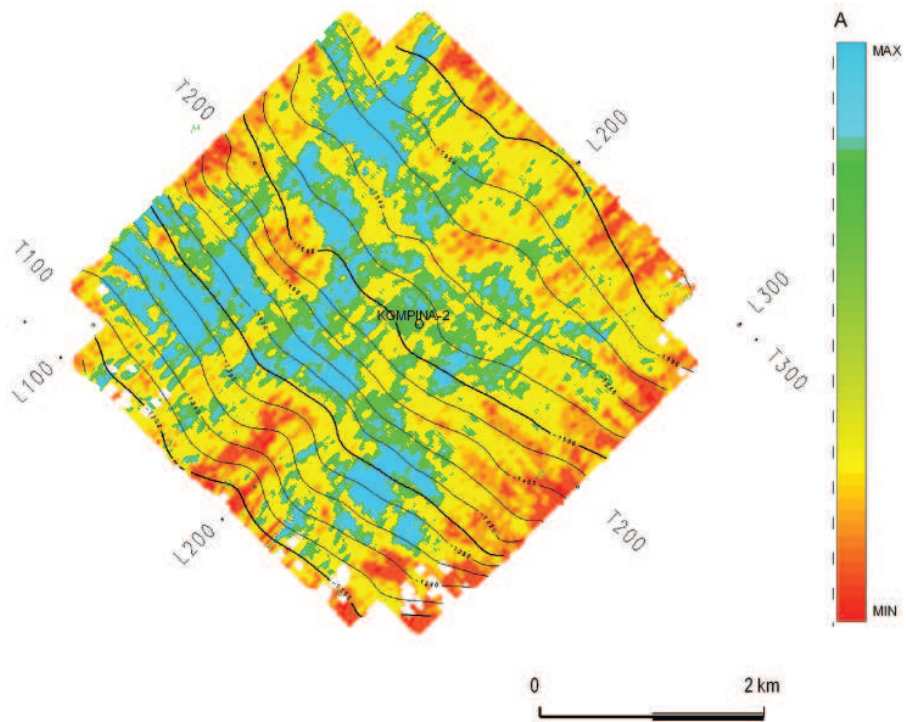
Podjęto także próbę policzenia impedancji akustycznej dla szerszego przedziału głębokościowego (80ms =ca 200m), jednak jest to wartość uśredniona, na którą decydujący wpływ ma impedancja facji J2a i Tp2. Mapy te powielają mapy impedancji policzone dla granic sejsmicznych J2a i Tp2 i nie wnoszą nowych informacji .

Interpretacja tras sejsmicznych w wersji impedancji akustycznej pozwala na uszczegółowienie interpretacji strukturalno-tektonicznej poprzez lepsze oddanie modelu sejsmoakustycznego ośrodka geologicznego. Model ten dla rejonu otworu Kompina-2 nie oddaje jednak w pełni rzeczywistych relacji zmian litologiczno-facjalnych. Zróżnicowanie obserwowane na profilach i mapach prawdopodobnie obarczone jest błędem spowodowanym sposobem przygotowania sejsmicznych danych wejściowych (utworzenie zdjęcia 3D z pomiarów 2D) oraz jego wymiarami.

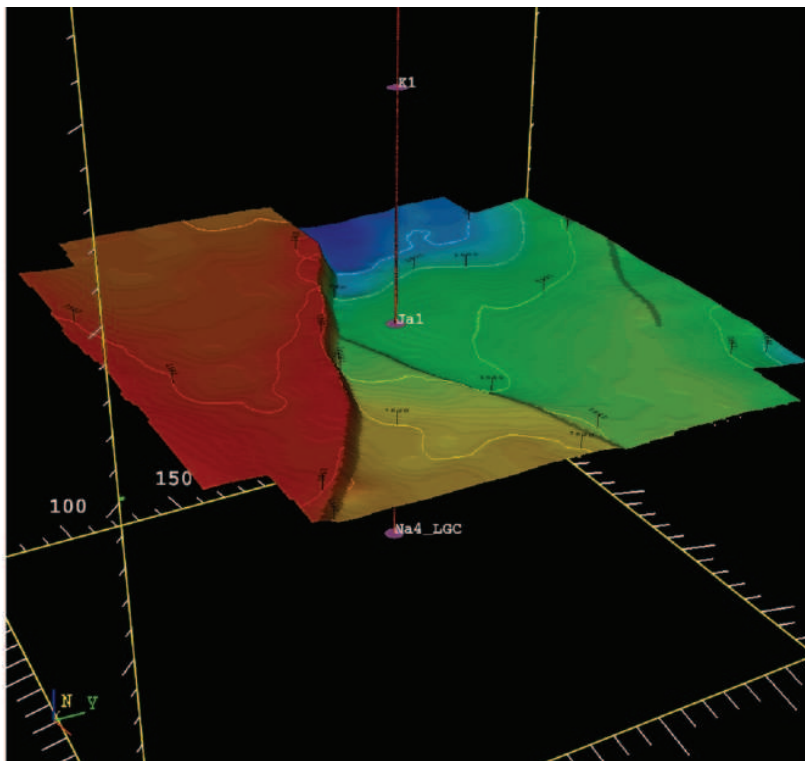
3.4. Dokumentowanie i przestrzenna wizualizacja wyników interpretacji

Wyniki prac interpretacyjnych zostały udokumentowane graficznie w postaci:

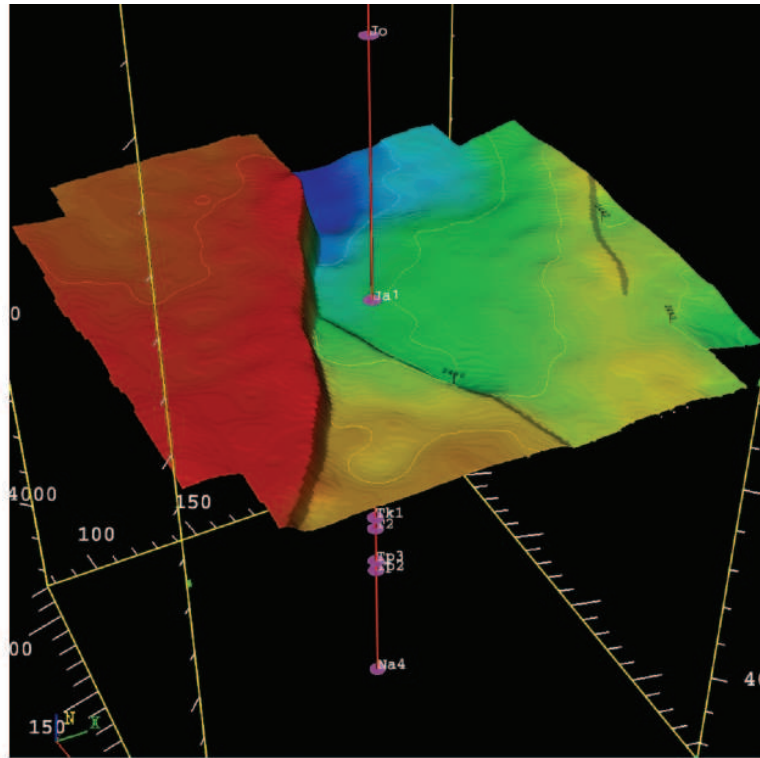
- map strukturalnych czasowych korelowanych granic sejsmicznych, z cięciem izochron co 10 ms, z poziomem odniesienia +170 m n.p.m. w skali 1:25 000,
- map prędkości średnich do poszczególnych granic sejsmicznych z cięciem izolinii co 10 m/s w skali 1:25 000,
- map strukturalnych głębokościowych korelowanych granic sejsmicznych, zredukowanych do poziomu morza, wykonanych z cięciem izolinii co 20 m w skali 1:25 000,



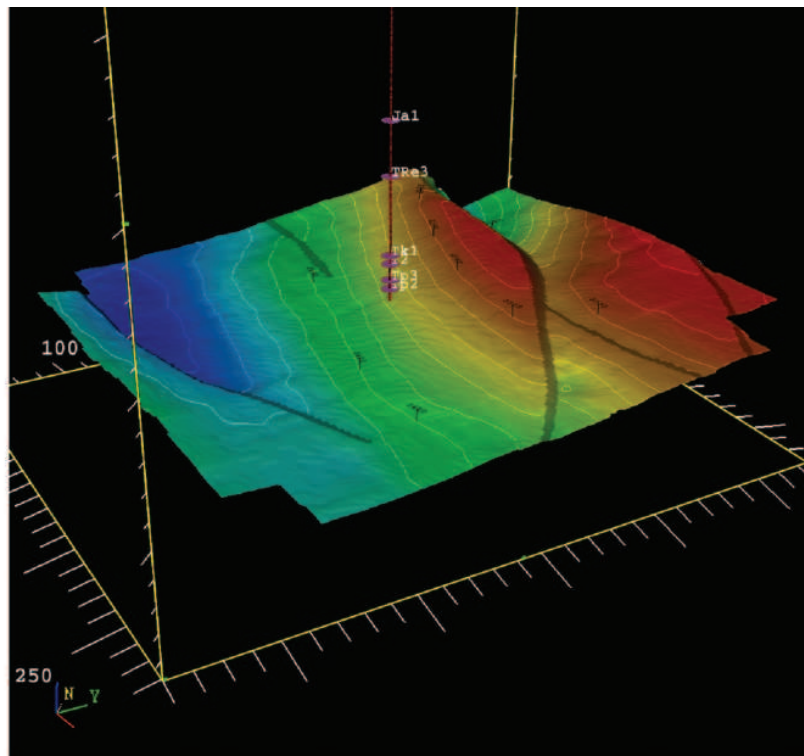
Ryc. 3.36. Mapa zmian impedancji akustycznej A_I (skala kolorystyczna) facji sejsmicznej Jo_str (w bramce +/- 10ms)



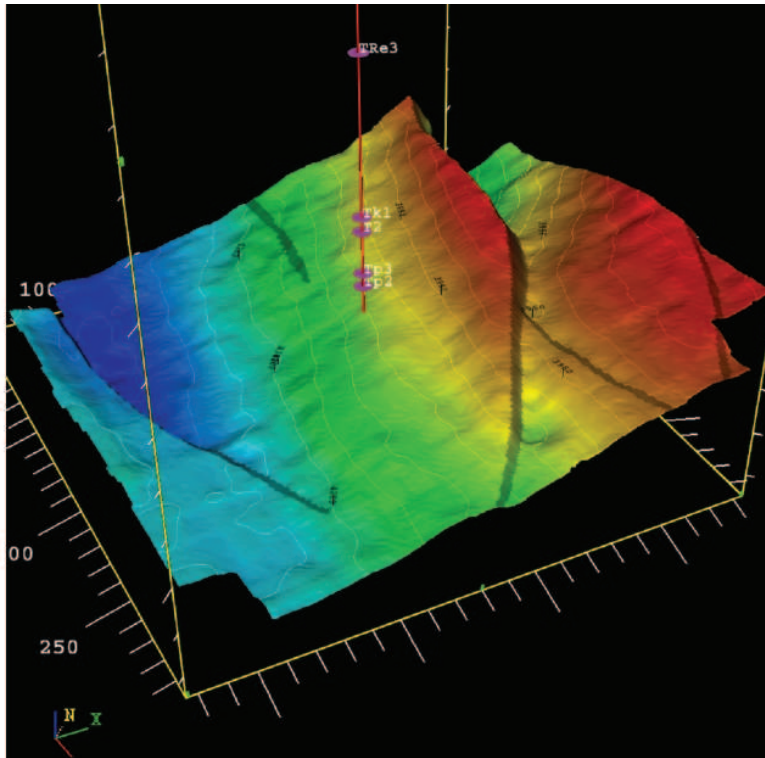
Ryc.3.37. Granica sejsmiczna J2a (strop aalenu dolnego przedstawiona w układzie przestrzennym (wersja czasowa)



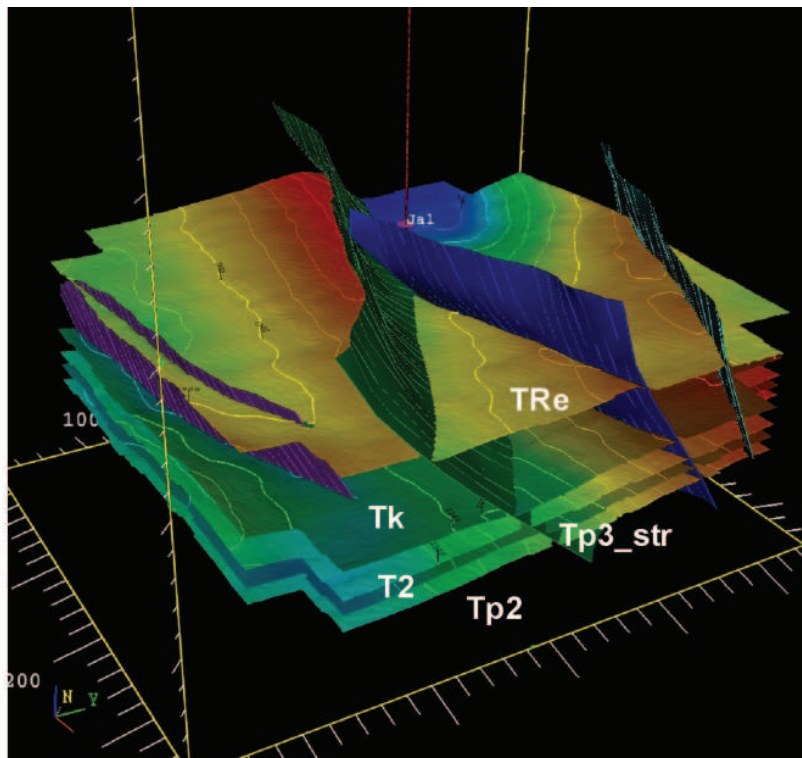
Ryc.3.38. Granica sejsmiczna J2a (strop aalenu dolnego) przedstawiona w układzie przestrzennym (wersja głębokościowa)



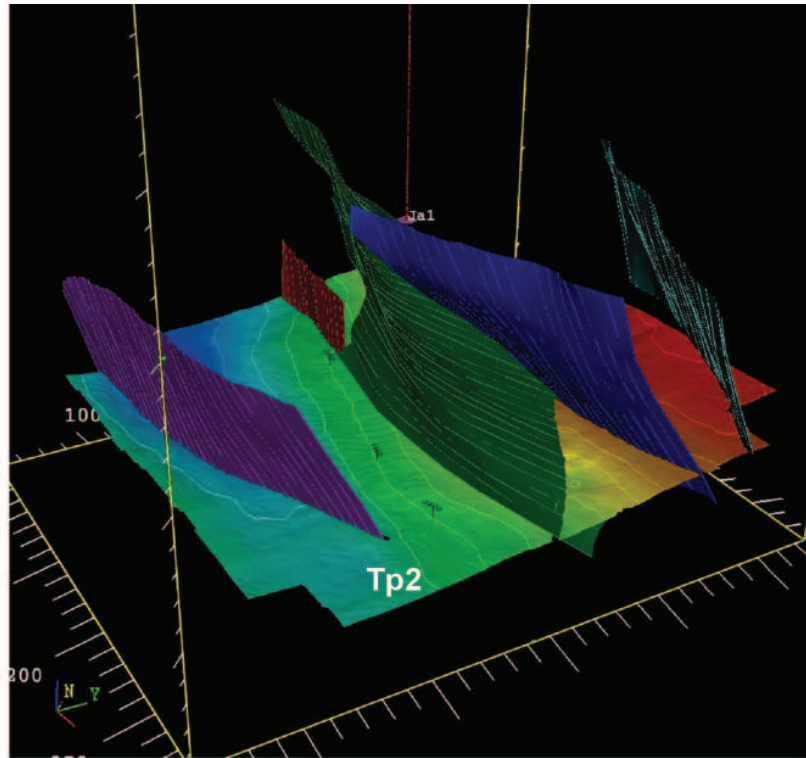
Ryc.3.39. Granica sejsmiczna Tp2 (granica z utworów pstręgo piaskowca środkowego) przedstawiona w układzie przestrzennym (wersja czasowa)



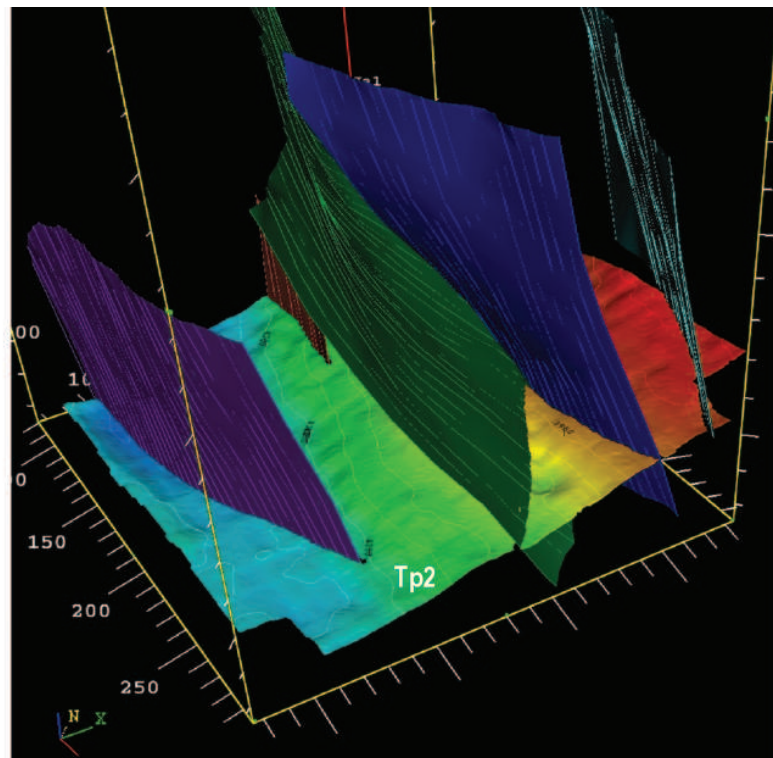
Ryc.3.40. Granica sejsmiczna Tp2 (granica z utworów pstrygo piaskowca środkowego) przedstawiona w układzie przestrzennym (wersja głębokościowa)



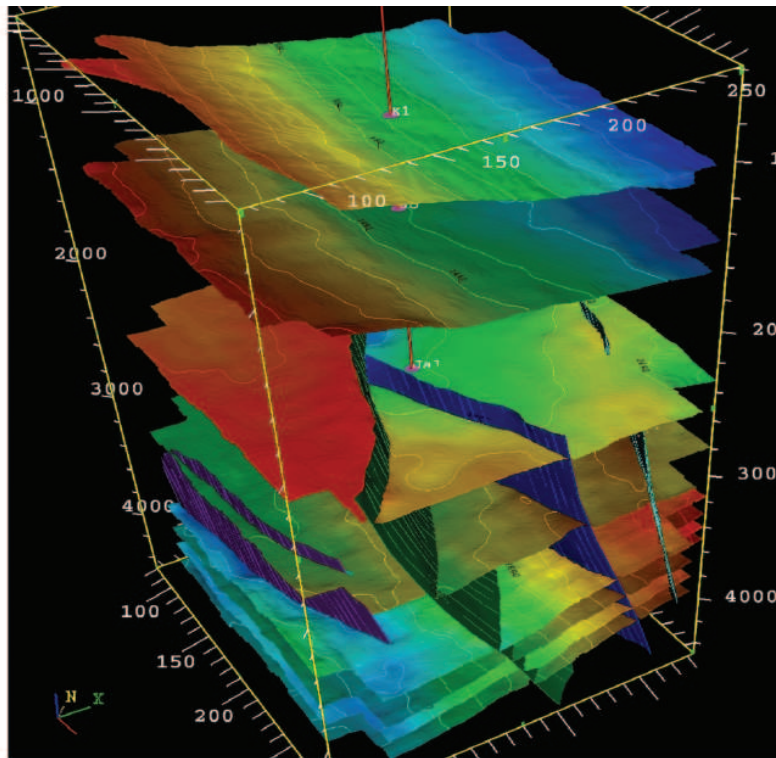
Ryc.3.41. Triasowe granice sejsmiczne i dyslokacje przedstawione w układzie przestrzennym (wersja czasowa)



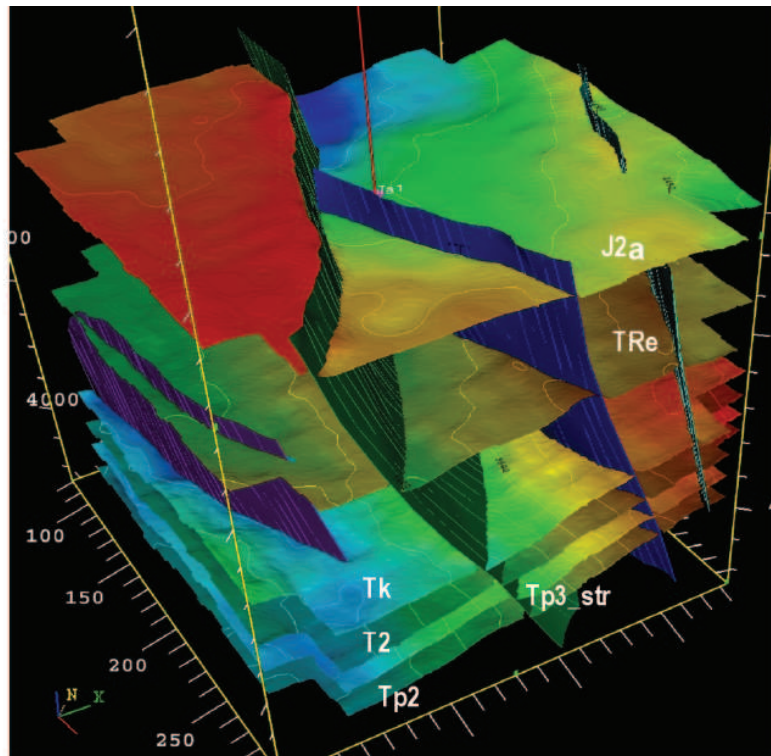
Ryc.3.42. Granica sejsmiczna stropu środkowego pstrego piaskowca i dyslokacje przedstawione w układzie przestrzennym (wersja czasowa)



Ryc.3.43. Granica sejsmiczna stropu środkowego pstrego piaskowca i dyslokacje przedstawione w układzie przestrzennym (wersja głębokościowa)



Ryc.3.44. Granice sejsmiczne i dyslokacje przedstawione w układzie przestrzennym (wersja głębokościowa)

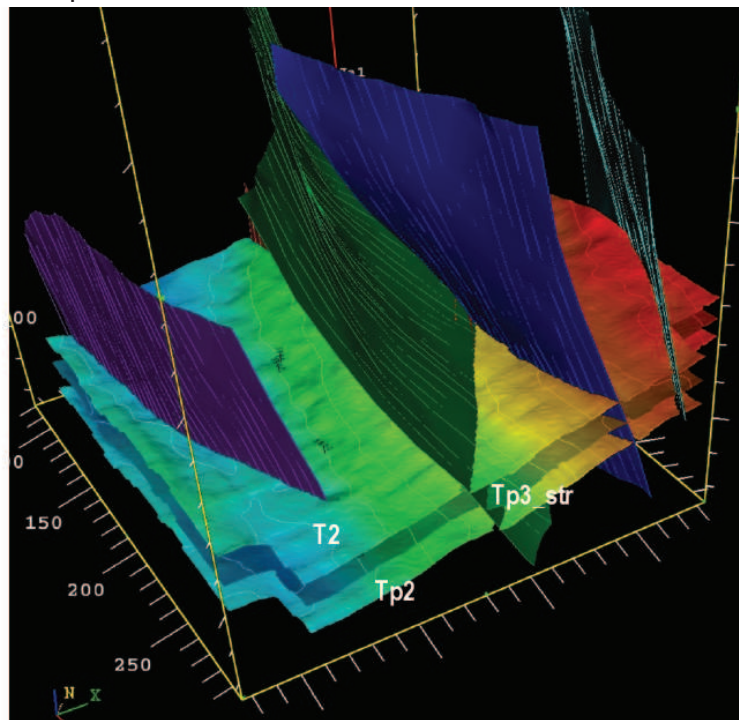


Ryc.3.45. Granice sejsmiczne i dyslokacje przedstawione w układzie przestrzennym poniżej spągu górnej jury (wersja głębokościowa)

- map impedancji akustycznej dla wybranych granic sejsmicznych na tle izolinii ich map strukturalnych w skali 1:25 000,
- map upadów korelowanych granic sejsmicznych na tle izolinii ich map strukturalnych w skali 1:25 000,
- przekrojów czasowych w skali poziomej 1:10 000 i w skali pionowej 2 cm ▶ 100 ms,
- przekrojów głębokościowych w skali poziomej: 1:10 000 i w skali pionowej 1 cm ▶ 100 ms.

Dodatkowo wszystkie linie i trasy (przekroje pionowe) i dwie linie arbitralne zostały przedstawione w wersji analizowanych atrybutów trasy sejsmicznej: amplitudy RMS, fazy chwilowej, cosinusa fazy chwilowej i impedancji akustycznej.

Budowa geologiczna dokumentowanego obszaru została szczegółowo przedstawiona w układzie przestrzennym przy użyciu programu GeoProbe z pakietu DecisionSpace firmy Landmark. Dokumentację analizy przestrzennej wykonano w domenie czasu (wykorzystując otwór Kompina-2 posiadający tablice konwersji czas – głębokość) i głębokości. Wizualizacja danych w układzie przestrzennym pozwoliła plastycznie przedstawić zróżnicowane morfologicznie powierzchnie korelowanych granic sejsmicznych i tektonikę dokumentowanego obszaru. Ryciny 3.37-3.46 przedstawiają wybrane fragmenty wizualizacji przestrzennej uwzględniającej zestawienia różnych elementów budowy strukturalnej i tektonicznej rejonu otworu Kompina-2.



Ryc.3.46. Triasowe granice sejsmiczne i dyslokacje przedstawione w układzie przestrzennym (od góry widoczna powierzchnia stropu wapienia muszlowego (wersja głębokościowa)

Barbara Czerwińska

Lidia Borowska

Antoni Barbacki

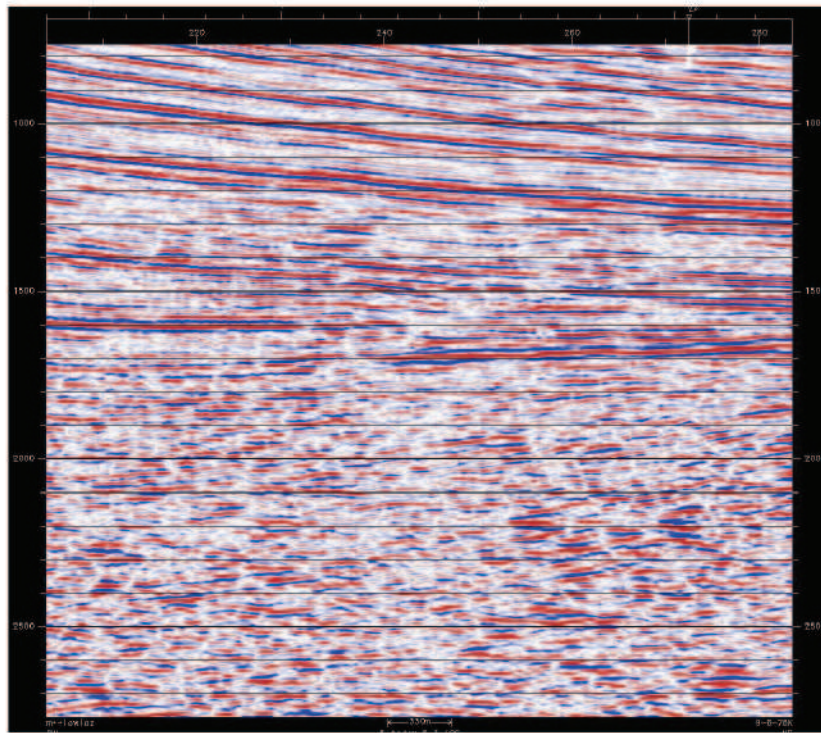
4. PORÓWNANIE WYNIKÓW REPROCESSINGU DANYCH SEJSMICZNYCH 2D I ZDJĘCIA SEJSMICZNEGO 3D W ASPEKTCIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Celem reprocessingu i ponownej interpretacji archiwalnych profili sejsmicznych 2D wykonanych w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku w rejonie otworu Kompina-2, było przedstawienie możliwie najbardziej wiarygodnej budowy geologicznej tego obszaru. W efekcie wykonanych prac uszczegółowiono budowę strukturalną obszaru badań (w przedziale głębokościowym od stropu czerwonego spągowca do kredy dolnej włącznie), poprzez prześledzenie przebiegu głównych ciągów strukturalnych oraz dyslokacyjnych wskazujących na bardzo złożony i skomplikowany obraz budowy geologicznej tego rejonu (*Borowska 2006*).

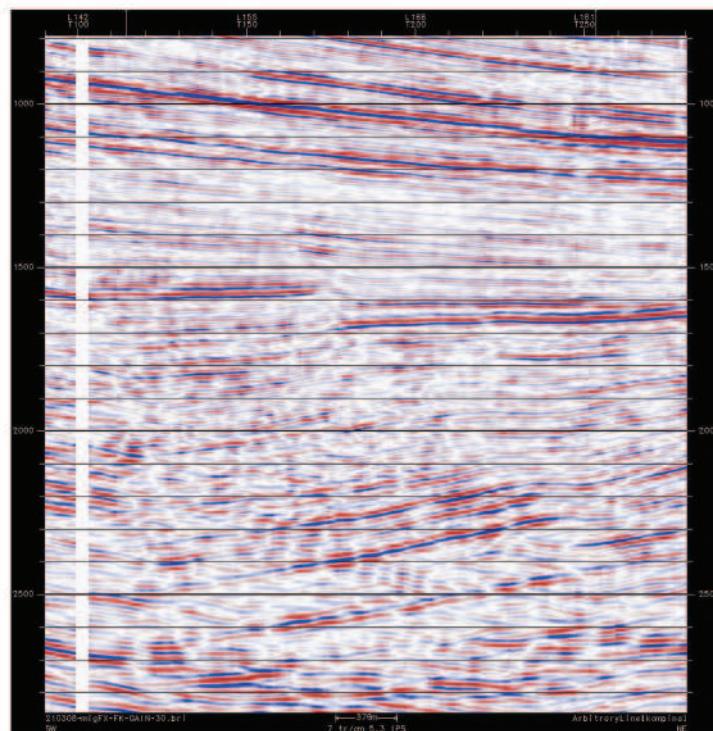
W 2008 roku w rejonie Kompiny wykonano zdjęcie sejsmiczne 3D, ale na obszarze znacznie mniejszym niż obszar objęty reprocessingiem (ryc. 2.1). Celem tych badań była (w aspekcie badawczym) poprawa wykrywalności złóż geotermalnych metodami geofizycznymi poprzez szczegółowe rozpoznanie budowy strukturalno-tektonicznej jeszcze przed odwierceniem otworów wiertniczych. Na podkreślenie zasługuje fakt, że nie było to typowe zdjęcie sejsmiczne 3D, bowiem opracowana specjalnie dla potrzeb celu badawczego metodyka prac połowych pozwoliła na dwutorowe opracowanie uzyskanych wyników: jako siatki profili sejsmicznych 2D i linii binów leżących w połowie odległości pomiędzy profilami, i jako danych 3D uzyskanych w centralnym obszarze zdjęcia. Uwzględniając mniejsze koszty akwizycji (w porównaniu do standardowych badań 3D), można powiedzieć, że jest to dobra metodyka dla zbadania niewielkich celów geologicznych, które dotychczas zostały rozpoznane jedynie profilami 2D (*Borowska 2008*).

Metodyka zastosowana dla tego projektu szczególnie wyróżniała się dbałością o rzeczywisty rozkład azymutów tras sejsmicznych z przedziału 360 stopni, gdyż zarówno punkty odbioru, jak i punkty wzbudzania były usytuowane w siatce prostopadłe przecinających się linii odbioru i wzbudzania, czego nie ma w klasycznych odmianach sejsmiki trójwymiarowej. Drugą zaletą zastosowanej metodyki 3D było znacznie wyższe próbkowanie przestrzenne niż w klasycznych metodach 3D dla potrzeb poszukiwań naftowych, gdyż wielość binów była kilkukrotnie mniejsza. Ponadto, rejestrowanie danych na stojącym rozstawie dawało możliwość uzyskania długich offsetów, co wychodziło naprzeciw najnowszym trendom światowym w badaniach sejsmicznych. Gęstsze próbkowanie przestrzenne pozwoliło uzyskać znacznie większą rozdzielczość rejestrowanego obrazu falowego.

Specyficzna metodyka prac połowych (2D – 3D), skutkująca nierównomierną dystrybucją zakresów offsetów i krotności profilowania wewnątrz binów, wymagała



Ryc. 4.1. Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 9-8-76K przetworzonego w 2006 r w wersji migracji; oś pozioma punkty odbioru, oś pionowa $2T(ms)$



Ryc. 4.2. Czasowy przekrój sejsmiczny – linia arbitralna wygenerowana ze zdjęcia 3D wzdłuż przekroju 9-8-76K w wersji migracji; oś pozioma punkty odbioru, oś pionowa $2T(ms)$

większej uwagi i starań w przetwarzaniu danych, niż w processingu zdjęcia realizowanego w technologii 3D. W efekcie końcowa migracja charakteryzuje się dobrą jakością, niewiele ustępującą wynikom przetwarzania standardowego zdjęcia 3D, a znacznie lepszą w stosunku do danych 2D (ryc. 4.1, 4.2).

Jakość uzyskanych danych jest dobra w centralnej części zdjęcia w obszarze o jednorodnej krotności profilowania. Na pozostałym obszarze ulega pogorszeniu, co jest związane ze znacznym spadkiem krotności profilowania. Dobra dynamika zapisu i ciągłość śledzenia refleksów, pochodzących od utworów kredy, jury, triasu środkowego i dolnego, umożliwia dobre odwzorowanie budowy geologicznej tej części obszaru badań. Granice sejsmiczne z utworów triasu górnego charakteryzują się nieco słabszą jakością, ale pozwalają na dość pewną ich interpretację i korelację.

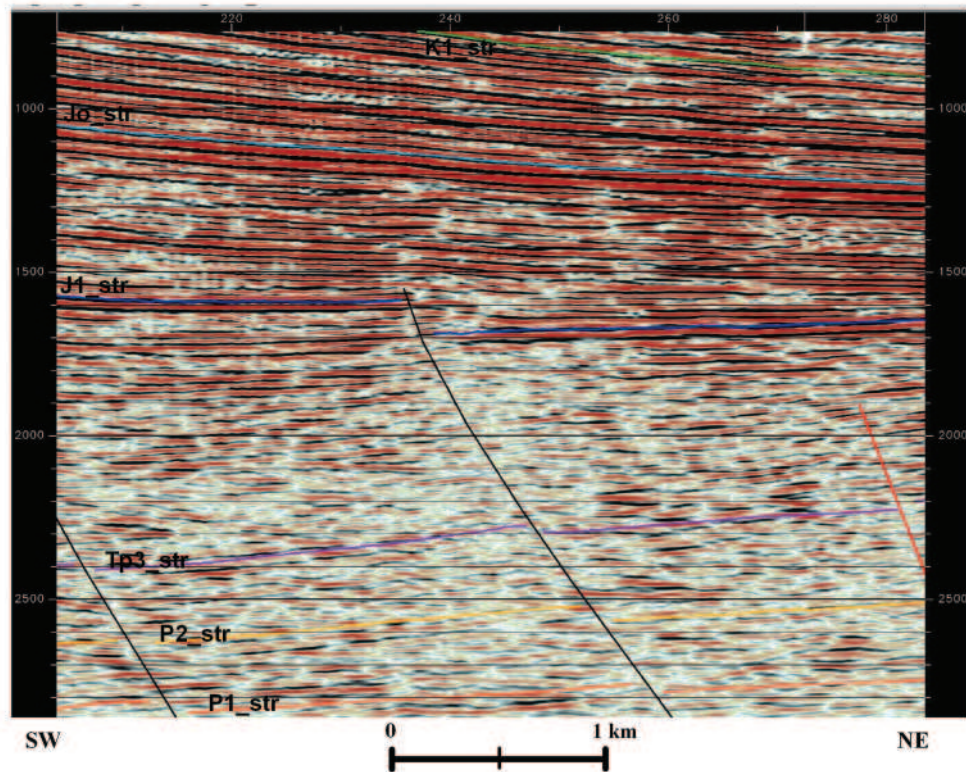
Rejon otworu Kompina-2 należy do rejonów o skomplikowanej budowie geologiczno-strukturalnej spowodowanej zarówno ruchami poszczególnych bloków, jak i intensywną tektoniką solną. Charakteryzuje się on zwłaszcza dużym zaangażowaniem tektonicznym utworów podłoża jury, co zostało przedstawione na mapach oraz modelach geologicznych opracowanych zarówno w oparciu o dane 3D, jak i reprocessowane dane sejsmiczne 2D.

Generalnie badania sejsmiczne 3D pozwalają przestrzennie odwzorować budowę badanego obiektu geologicznego, a tym samym bardziej precyzyjnie i z większą dokładnością odwzorować badany ośrodek geologiczny. Takiej możliwości nie daje sejsmika 2D, która pozwala jedynie odwzorować budowę ośrodka wzdłuż wybranych linii, a budowę obszaru między liniami uzyskuje się jedynie poprzez interpolację danych. Również sejsmika 2D nie chroni użytkowników danych od niewłaściwego odwzorowania budowy geologicznej w miejscach występowania nieciągłości tektonicznych oraz struktur synklynalno-antyklinalnych, fałdowych itp., ze względu na brak parametru uwzględniającego projekcję promienia sejsmicznego w przestrzeni. W takich przypadkach na danych 2D mamy bardzo często do czynienia z artefaktami przy odwzorowaniu tego rodzaju zaburzeń w budowie geologicznej.

Obraz sejsmiczny uzyskany w obszarze zdjęcia 3 D umożliwił bardziej precyzyjną i wiarygodną korelację granic sejsmicznych (ryc. 3.21), niż na przetworzonych danych 2D (ryc.4.3). Przewagę jakości danych sejsmicznych 3D najlepiej ilustruje zestawienie map strukturalnych interesujących granic sejsmicznych wykonanych na podstawie danych sejsmicznych 2D z odpowiednimi mapami wykonanymi na bazie trójwymiarowego zdjęcia sejsmicznego (4.4, 4.5, 4.6).

Wykorzystując materiały sejsmiczne 3D i dane z głębokiego otworu Kompina-2 przedstawiono przestrzenny model budowy geologicznej tego rejonu, który wprawdzie obejmuje znacznie mniejszy obszar niż analogiczny model opracowany na podstawie danych 2D (ryc. 2.1), ale jest bardziej plastyczny i szczegółowy z uwagi na możliwość zastosowania do tego celu programu GeoProbe (ryc. 4.7, ryc.4.8).

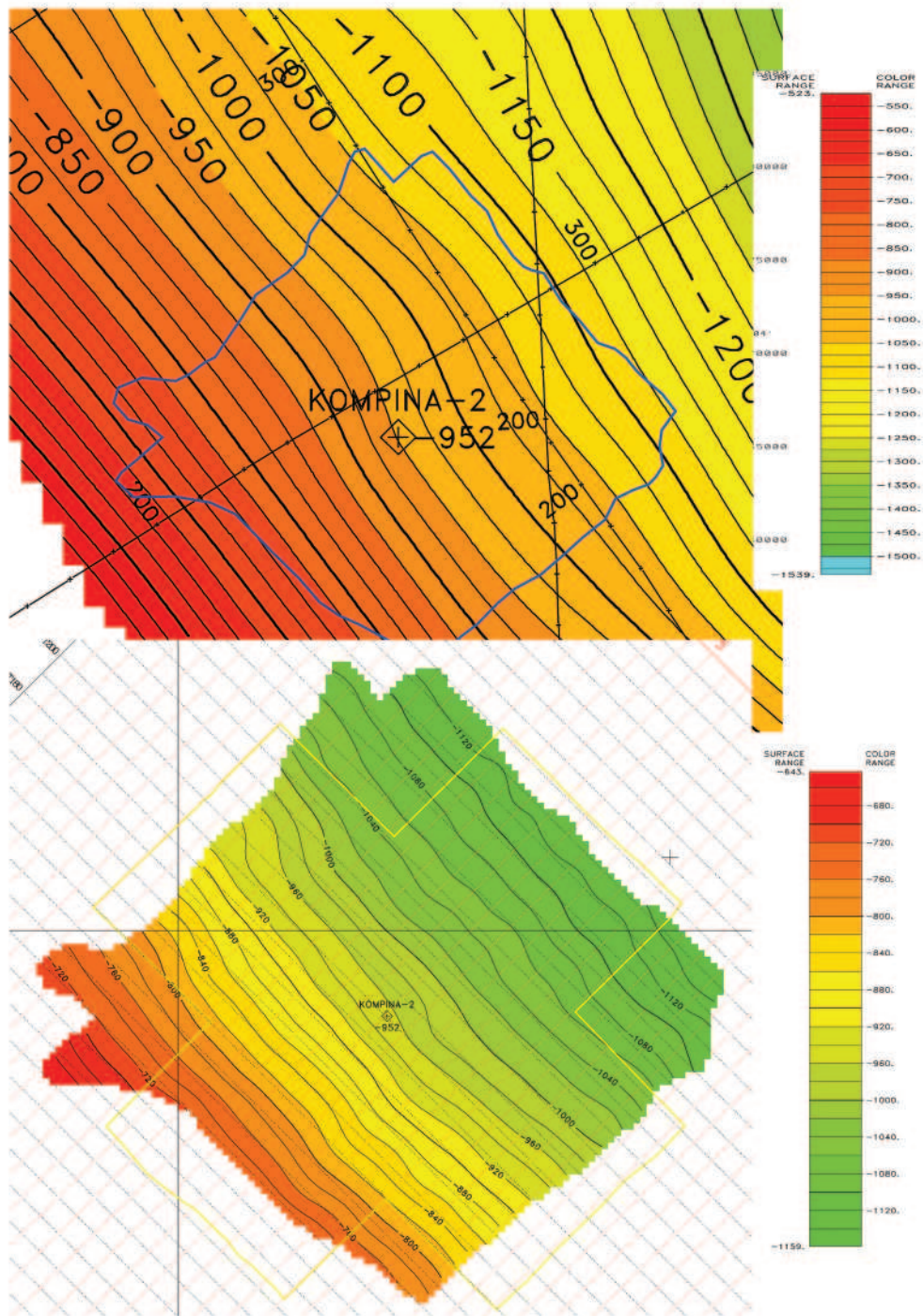
Analiza atrybutów trasy sejsmicznej wymaga dobrej jakości danych, stąd na reprocessowanych profilach 2D zmianę zapisu sejsmicznego przedstawiono jedynie w wersji dwóch atrybutów: amplitudy RMS i fazy chwilowej. W obszarze zdjęcia sejsmicznego 3D analizowano szereg atrybutów sejsmicznych, a wybrane z nich



Ryc. 4.3. Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 9-8-76K przetworzonego w 2006 r. w wersji migracji z korelacją granic sejsmicznych; oś pozioma – punkty odbioru, oś pionowa – $2T(ms)$

cztery najbardziej reprezentatywne (amplituda RMS, faza chwilowa, cosinus fazy chwilowej, impedancja akustyczna) odtworzono tylko na wybranych profilach, natomiast ich zmienność powierzchniową na mapach, czego nie można wykonać na danych 2D. Zdjęcie 3D umożliwia także przestrzenną wizualizację zmian wartości atrybutów trasy sejsmicznej (ryc.4.9, ryc.4.10). Wnikliwa analiza zapisu sejsmicznego, zmian atrybutów trasy sejsmicznej, przetwarzanie i interpretacja metodą inwersji sejsmicznej, pozwoliły na przedstawienie, na mapach i profilach w wersji atrybutów trasy sejsmicznej i impedancji akustycznej, zmian litofacjalnych badanego ośrodka. Uzyskano wiele nowych informacji, co pozwoliło na szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej obszaru, niezwykle istotnej w aspekcie poszukiwań złóż geotermalnych.

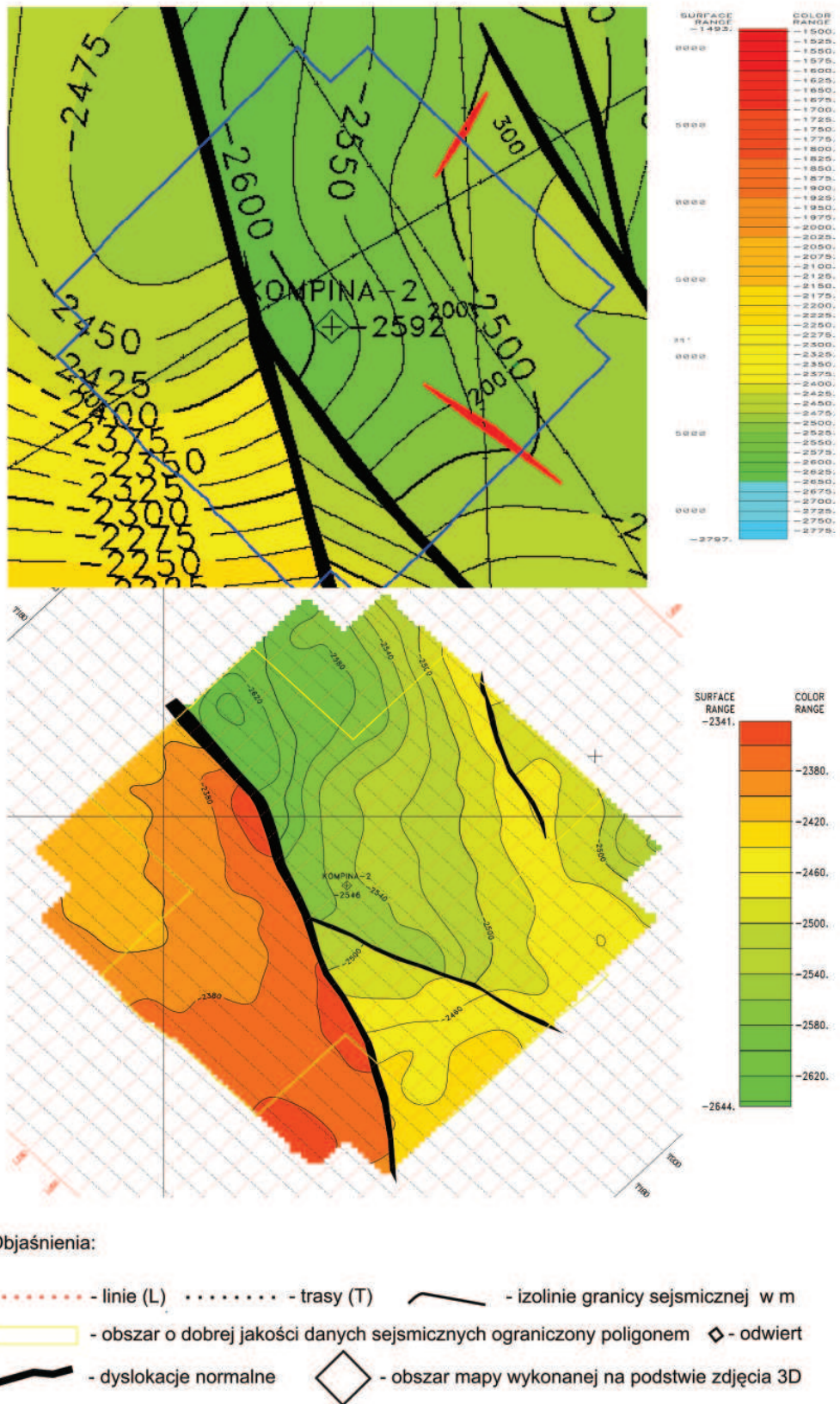
Należy podkreślić, że możliwość przedstawienia budowy geologiczno-strukturalnej i tektonicznej w ujęciu przestrzennym dzięki zdjęciu 3D, pozwala na śledzenie przebiegu dyslokacji i rozwoju strukturalnego poszczególnych kompleksów w dowolnym kierunku i z głębokością. Jest to szczególnie istotne, gdy rozpoznanie zmian litofacjalnych oraz śledzenie mikrotektoniki i zeszczelinowacenia jest podstawowym zadaniem. Dlatego wydaje się, że zdjęcie sejsmiczne 3D jest szczególnie przydatne dla rozpoznania budowy geologicznej w aspekcie możliwości występowania struktur ze złożami wód termalnych.



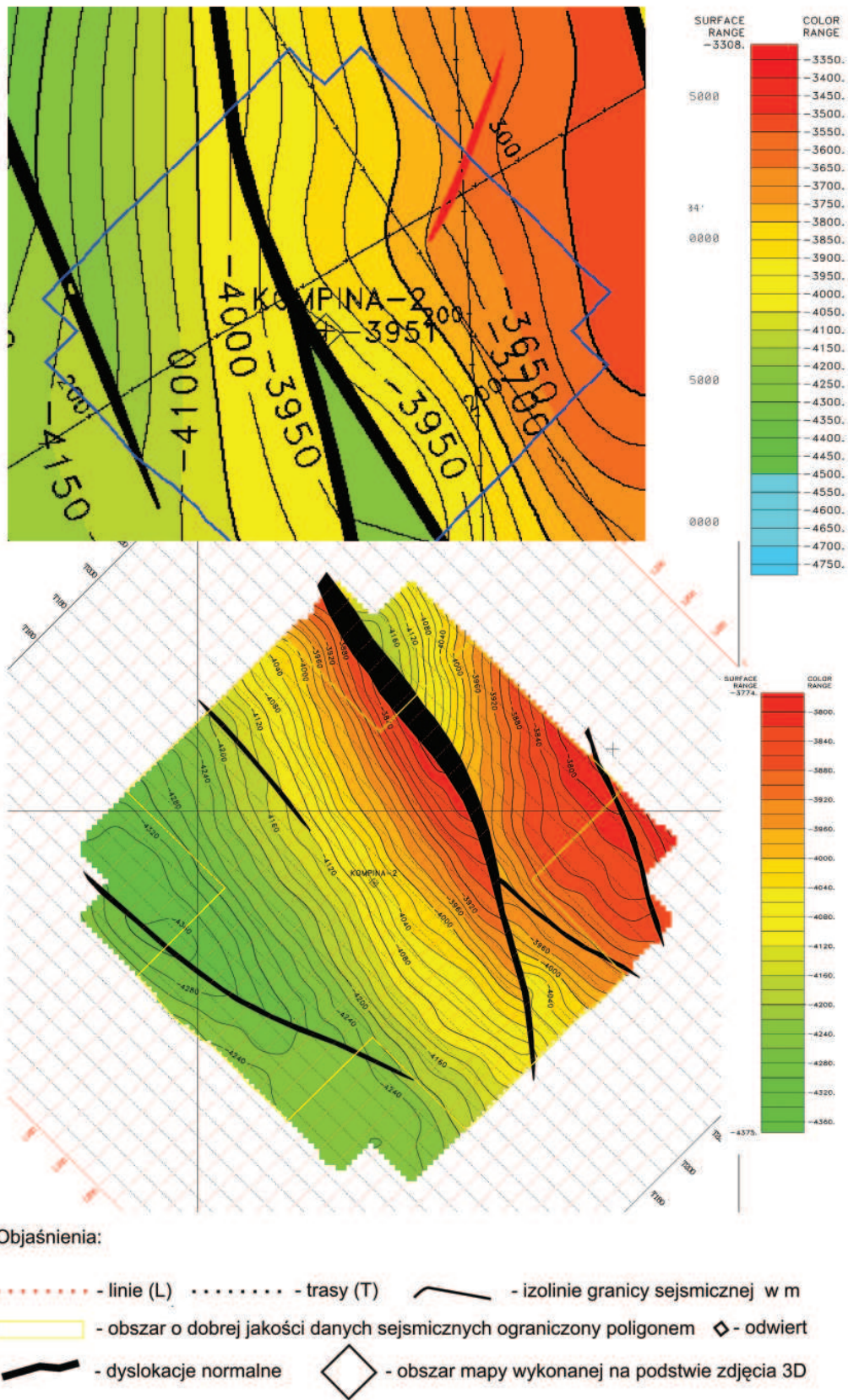
Objaśnienia:

- - linie (L) - trasy (T) ——— - izolinie granicy sejsmicznej w m
- - obszar o dobrej jakości danych sejsmicznych ograniczony poligonem ◆ - odwiert
- - dyslokacje normalne -952 - głębokość zalegania stropu pstręgo piaskowca górnego w odwiercie w m
- - obszar mapy wykonanej na podstawie zdjęcia 3D

Ryc. 4.4. Porównanie map strukturalnych granicy sejsmicznej *KI_str* (strop kredy dolnej) wykonanych na podstawie danych sejsmicznych 2D i 3D



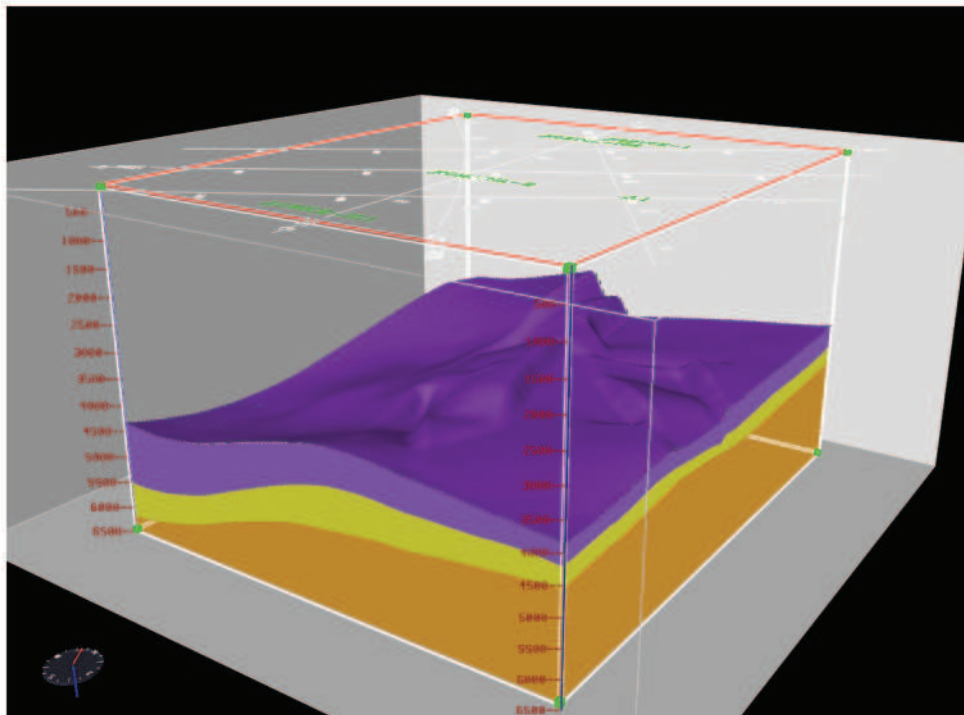
Ryc. 4.5. Porównanie map strukturalnych granicy sejsmicznej J1_str (strop liasu) wykonanych na podstawie danych sejsmicznych 2D i granicy J2a wykonanej na podstawie danych sejsmicznych 3D



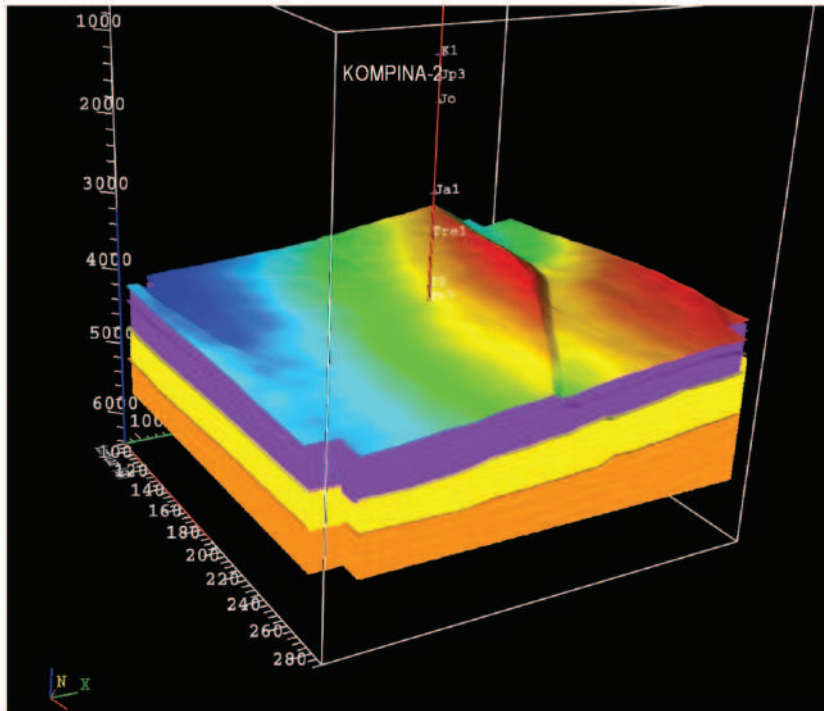
Ryc. 4.6. Porównanie map strukturalnych granicy sejsmicznej Tp_2 (strop pstręgo piaskowca środkowego) wykonanych na podstawie danych sejsmicznych 2D i 3D

W przypadku badań sejsmicznych w rejonie Kompiny cel badań 3D został zawężony do najbliższego sąsiedztwa otworu Kompina-2 w promieniu 2 km, ponieważ dla potrzeb geotermalnych wystarczającym było uzyskanie dokładnego odwzorowania budowy geologicznej tylko na takim obszarze. Na takie podejście pozwalała definicja zadania geologicznego, posiadane dane geofizyki wiertniczej oraz archiwalne dane z wcześniejszych badań sejsmicznych 2D, które generalnie odwzorowywały budowę przestrzenną dużego obszaru, a wykonane badania sejsmiczne 3D miały tylko uszczegółwić wybrany obszar zainteresowania.

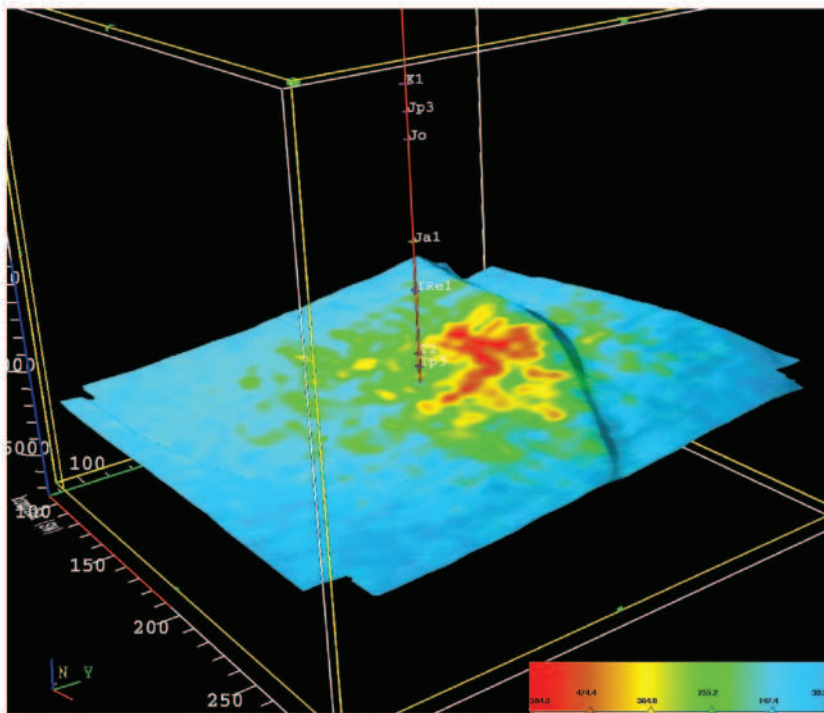
Analizując uzyskane wyniki powtórnego przetworzenia danych 2D, należy pamiętać jednak, że materiał źródłowy stanowiły dane uzyskane w czasie, kiedy zarówno metodyka, jak i sprzęt, stosowane w pracach polowych, były znacznie uboższe niż stosowane we współczesnych badaniach sejsmicznych 2D. Postęp metodyczny i techniczny w badaniach sejsmicznych powoduje, że obecnie (i w ostatnim dwudziestoleciu) wykonywane badania sejsmiczne 2D charakteryzują się znacznie lepszą jakością. Stale doskonalone procedury przetwarzania stwarzają szanse, że reprocessing tych danych może być sposobem na uzyskanie bardziej szczegółowego rozpoznania budowy geologicznej danego rejonu w sytuacji, gdy wykonanie badań sejsmicznych 3D nie jest możliwe ze względów środowiskowych.



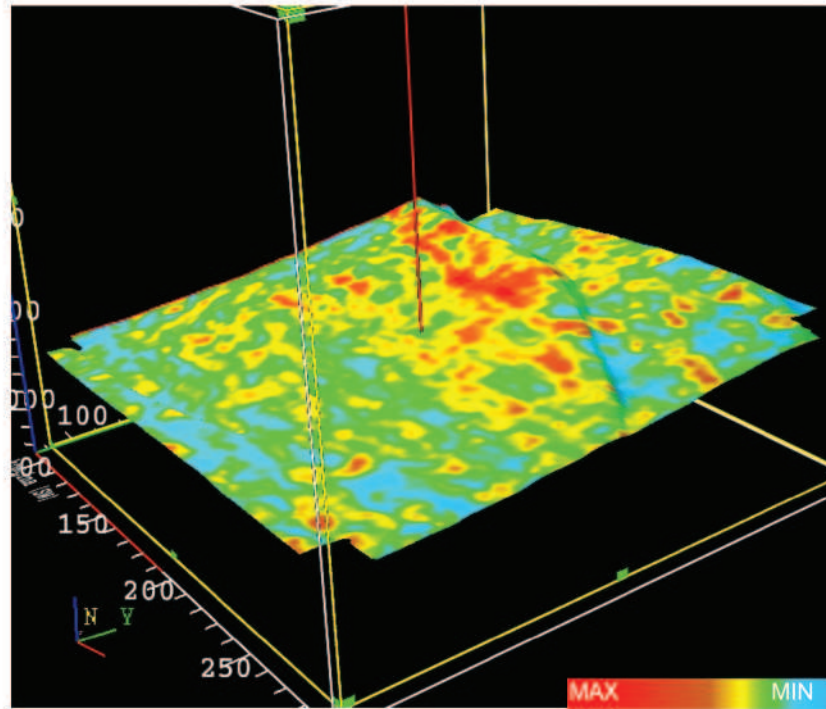
Ryc. 4.7. Przestrzenny model budowy geologicznej wykonany w oparciu o interpretację danych sejsmicznych 2D rejon otworu Kompina-2 (od góry widoczne utwory: pstry piaskowiec środkowy i dolny)



Ryc.4.8. Przestrzenny model budowy geologicznej wykonany w oparciu o interpretację danych sejsmicznych 3D - rejon Kompina (od góry widoczne utwory: pstry piaskowiec przedstawione w palecie kolorystycznej)



Ryc. 4.9. Atrybut amplituda RMS policzony dla granicy sejsmicznej Tp2 w int. czas Tp2-40ms, Tp2+40ms przedstawiony w układzie przestrzennym



Ryc. 4.10. Impedancja akustyczna policzona dla granicy sejsmicznej $Tp2$ w int. czas $Tp2-10ms$, $Tp2+10ms$ przedstawiona w układzie przestrzennym

Michał Stefaniuk

Marek Wojdyła

Wojciech Klityński

Marek Sada

5. BADANIA MAGNETOTELLURICZNE

Metoda magnetotelluryczna jest elektromagnetyczną metodą badań ośrodka geologicznego, wykorzystującą harmonicznie (quasi harmonicznie) zmienne pola źródłowe. Wspólną cechą wyróżniającą grupę metod magnetotellurycznych jest charakterystyczna konfiguracja pola źródłowego. W założeniu jest to płaska fala elektromagnetyczna, padająca z góry prostopadle do powierzchni Ziemi (*Berdičevski 1968*). Takie założenie upraszcza rozwiązania matematyczne, opisujące rozkład pola indukowanego w złożonym przewodniku jaki stanowi skorupa ziemska. Jest ono stosunkowo dobrze spełnione dla klasycznej metody magnetotellurycznej (MT) i metody audiomagnetotellurycznej (AMT – ang. Audiofrequency Magnetotellurics). Obydwa powyższe warianty metody magnetotellurycznej wykorzystują źródła naturalne. W przypadku metody klasycznej (MT) źródłem są rezonansowe drgania jonosfery wzbudzone przez zmienne natężenie wiatru słonecznego. Dolna granica obszaru źródłowego jest mniej więcej równoległa do powierzchni Ziemi, wyemitowana fala elektromagnetyczna jest więc również równoległa do tej powierzchni, a kierunek propagacji jest do niej prostopadły. Zakres częstotliwościowy docierającego do powierzchni Ziemi promieniowania źródła jonosferycznego, zaczyna się od około 1 Hz i w praktyce nie jest ograniczony od strony niskich częstotliwości. Umownie, za granicę pasma MT uważa się 0,0001 Hz (10 000 sek).

Rozszerzenie zakresu częstotliwości w stronę wysokich ich wartości zapewniają odległe wyładowania atmosferyczne, trwające permanentnie w strefie równikowej (*Wait 1962, Strangway et al. 1973*). Są one źródłem naturalnego pola elektromagnetycznego w tzw. paśmie audiomagnetotellurycznym (AMT). Impulsowe sygnały elektromagnetyczne generowane przez wyładowania atmosferyczne, odbijają się wielokrotnie od przewodzących granic naturalnego falowodu, jaki tworzy strefa dielektryczna pomiędzy powierzchnią Ziemi i spagiem jonosfery. W znaczącej odległości od miejsca wzbudzenia tworzą one pole zinterferowane, równoległe do granic falowodu, a więc spełniające główne kryterium pola magnetotellurycznego. Masowość wyładowań atmosferycznych występujących ciągle w tej części strefy okołorównikowej, w której słońce znajduje się w zenicie, zapewnia w praktyce ciągłość występowania wysokoczęstotliwościowego pola naturalnego. Zakres częstotliwości pola generowanego przez wyładowania atmosferyczne zmienia się od około 0,1 Hz do wielkości rzędu 100 kHz. Granica wysokoczęstotliwościowa jest tutaj nieokreślona, wiadomo natomiast, że natężenie (energia) pola powyżej częstotliwości 10 kHz obniża

się i pojawiają się problemy z jego konfiguracją (wysokoczęstotliwościowe sygnały są szybciej tłumione i łatwiej rozpraszane). Biorąc pod uwagę aktualne możliwości skutecznej techniki pomiarowej, rejestracje przebiegów czasowych naturalnego pola audiomagnetotellurycznego wykonuje się na ogół do częstotliwości około 10 kHz.

W paśmie audiomagnetotellurycznym podobnie jak w klasycznym paśmie magnetotellurycznym, pojawiają się zakresy częstotliwości, w których energia pola naturalnego jest niska. W rezultacie stosunek sygnału użytecznego do zakłóceń pogarsza się generując duży rozrzut statystyczny danych pomiarowych. Takie zakresy częstotliwości nazwane zostały w magnetotelluryce „martwymi pasmami” (ang. dead band). Utrudniają one uzyskanie wysokiej jakości wyników i zwiększają koszty akwizycji danych. Takie „martwe pasma” zaznaczają się dla częstotliwości rzędu kilku kiloherców w paśmie audiomagnetotellurycznym oraz dla częstotliwości w granicach $1 \div 0,1$ Hz na granicy pasma audiomagnetotellurycznego i magnetotellurycznego. Próbę rozwiązania problemu „martwych pasm” podjęto wprowadzając sztuczne źródło pola magnetotellurycznego (Goldstein & Strangway 1975). Wariant metody korzystający z pola sztucznego o odpowiedniej konfiguracji geometrycznej nazwany został metodą audiomagnetotelluryczną z kontrolowanym źródłem (CSAMT, ang. Controlled Source Audio-frequency Magnetotellurics). Problemem pozostaje w tym wariacie metody zachowanie odpowiedniej geometrii pola elektromagnetycznego, spełniającej kryteria pola magnetotellurycznego. Jest to warunek konieczny dla wykorzystania stosunkowo prostych rozwiązań matematycznych przyjętych w metodzie magnetotellurycznej.

Badania magnetotelluryczne wykonywane są w różnych wariantach metodycznych. Teoretyczne podstawy głównego wariantu, tzw. sondowań magnetotellurycznych dla ośrodka jednowymiarowego, opracowane zostały niezależnie przez Tichonowa (1950) i Cagniarda (1953). Jednym z nowszych wariantów metodycznych metody magnetotellurycznej jest tzw. profilowanie ciągłe (Torres-Verdin 1991). W prezentowanej pracy przedstawione zostały przykłady zastosowania metody magnetotellurycznej w problematyce geotermalnej. W ww. badaniach wykorzystane zostały cztery warianty metody, tj. profilowania ciągłe i sondowania punktowe zarówno pola naturalnego, jak i sztucznego. Prace terenowe, przetwarzanie danych pomiarowych i wstępną interpretację geofizyczną zrealizowała grupa pomiarowa Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych w Warszawie Sp. z o.o., Oddział w Krakowie.

5.1. Metodyka prac terenowych

Badania magnetotelluryczne w rejonie miejscowości Kompina wykonane zostały w dwóch etapach (Wojdyła i in. 2008). W trakcie pierwszego etapu wykonano ciągłe profilowanie magnetotelluryczne wzdłuż sejsmicznego profilu nr 15, uzupełnione o sondowanie parametryczne w pobliżu otworu Kompina-2. W drugim etapie wykonane zostały ciągi sondowań magnetotellurycznych wzdłuż sześciu profili sejsmicznych o przebiegach NW – SE oraz SW – NE, każdy o długości około 6 km (ryc. 3.1). Wobec obecności silnych zakłóceń elektromagnetycznych badania

magnetotelluryczne wykonane w drugim etapie rozszerzono o:

- wysokoczęstotliwościowe sondowania z kontrolowanym źródłem (CSAMT) dla każdego punktu sondowania MT/AMT,
- profilowania ciągle CSAMT wzdłuż profilu nr 15, na którym wcześniej wykonane zostało profilowanie ciągle MT/AMT.

Sondowanie parametryczne w pobliżu otworu Kompina-2 powtórzone zostało za pomocą nowej aparatury pomiarowej zarówno w wersji pola naturalnego, jak i kontrolowanego źródła.

W trakcie pierwszego etapu badań magnetotellurycznych pomiary wykonano aparaturą MT-1 (starszej generacji) produkcji amerykańskiej firmy EMI. W drugim etapie, prace polowe wykonano z wykorzystaniem najbardziej nowoczesnego spośród dostępnych aktualnie systemów pomiarowych - systemu 2000.net kanadyjskiej firmy Phoenix Geophysics Ltd., opartego na wielofunkcyjnym odbiorniku V8. Aparatura nowej generacji - V8 - charakteryzuje się znacznie szerszym zakresem częstotliwości rejestracji w stosunku do aparatury MT-1, lepszym stosunkiem sygnału do zakłóceń oraz lepszymi rozwiązaniami w zakresie przetwarzania danych.

Badany obszar jest bardzo trudny dla efektywnego zastosowania metody magnetotellurycznej (*Wojdyła i in. 2008*). Do głównych utrudnień w trakcie prowadzenia prac magnetotellurycznych należały zakłócenia elektromagnetyczne związane z zabudową, drogą krajową nr E30, znajdującymi się w tym rejonie licznymi napowietrznymi liniami energetycznymi (również wysokiego napięcia) oraz zakłóceniami związanymi z zelektryfikowanymi liniami kolejowymi oraz instalacjami elektrycznymi sąsiednich miejscowości. Bliskie położenie źródeł generujących silne zakłócenia elektromagnetyczne utrudnia uzyskanie danych pomiarowych wysokiej jakości. Poprawa jakości danych wymagała przeprowadzenia szeregu dodatkowych prac pomiarowych i obliczeniowych. W celu eliminacji wpływu zakłóceń elektromagnetycznych pomiary MT/AMT wykonano dwupunktowo z tzw. odniesieniem magnetycznym (*ang. magnetic remote reference, Goubau i in. 1978, Gamble i in. 1979*). Punkt referencyjny w trakcie prac terenowych zlokalizowany był w dwóch miejscach. W pierwszym etapie badań wykorzystano punkt referencyjny położony w pobliżu miejscowości Jasiony w gminie Żuromin w odległości około 200 km od obszaru pomiarowego. Silne zakłócenia elektromagnetyczne spowodowały konieczność dodatkowej weryfikacji jakości punktów referencyjnych poprzez wykonanie dla sondowania parametrycznego na otworze Kompina-2 kontrolnego pomiaru synchronicznego z rejestracjami na dwu punktach referencyjnych: Jasiony i Zdory w pobliżu jeziora Śniardwy. W etapie drugim punkt referencyjny zlokalizowany był w miejscowości Zdory, w odległości około 300 kilometrów od rejonu badań. Dodatkowo na profilach pomiarowych wykonano sondowania wysokoczęstotliwościowe metodą CSAMT, co pozwoliło na rozszerzenie zakresu częstotliwościowego rejestracji oraz minimalizację wpływu zakłóceń w paśmie wysokich częstotliwości.

Właściwe prace pomiarowe przeprowadzono z pracami geodezyjnymi. Obsługa geodezyjna pomiarów magnetotellurycznych polegała na znalezieniu

lokalizacji dla układów prądowych i pomiarowych w terenie, wytyczeniu rozstawu z jego elementami składowymi: położeniem dipoli elektrycznych i czujników magnetycznych. Przy lokalizacji układu pomiarowego starano się wybierać miejsca o możliwie niskim poziomie zakłóceń.

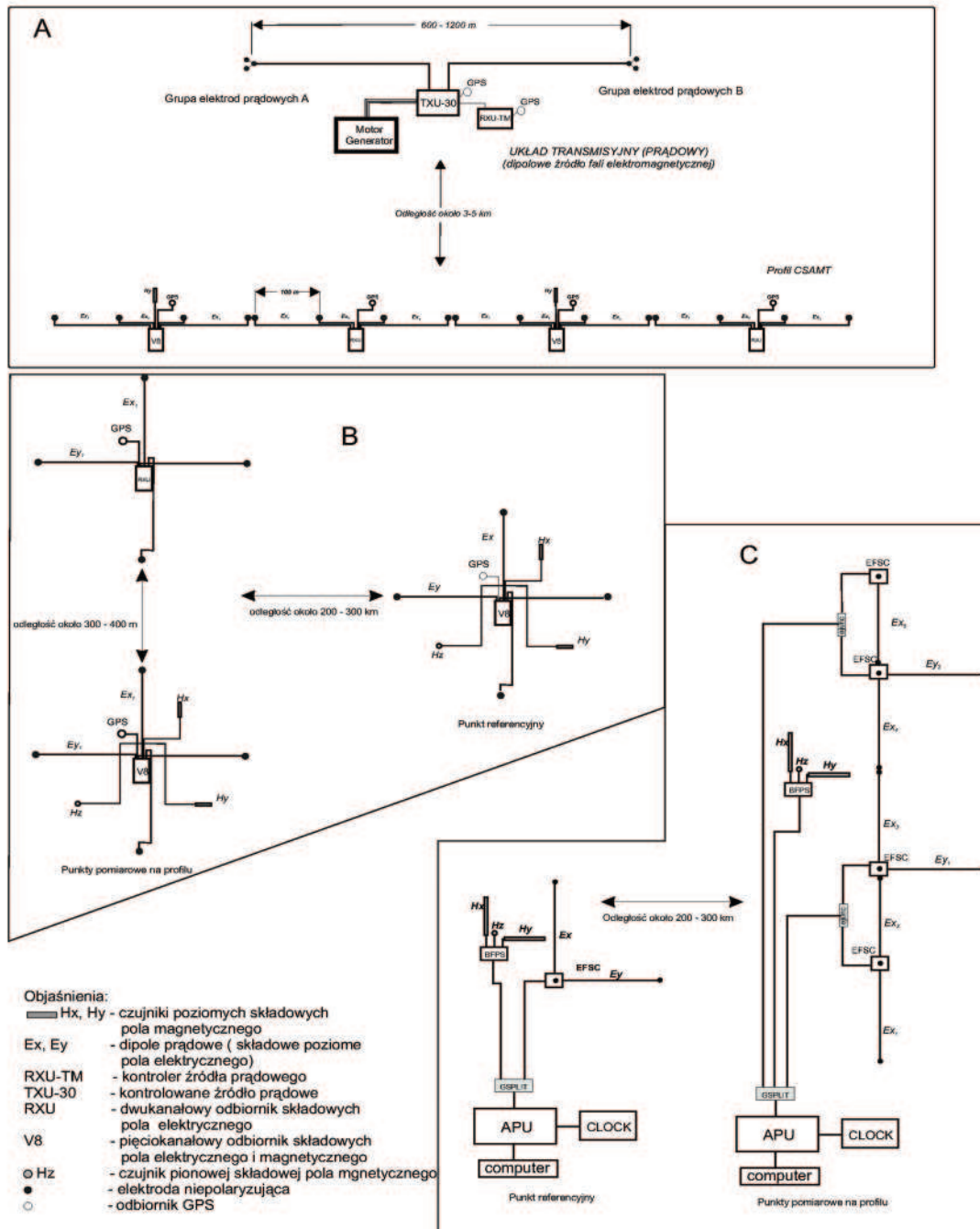
W badaniach wykorzystano metody sondowań i profilowań MT/AMT oraz sondowań i profilowań CSAMT. Pomiary magnetotelluryczne polegały na rejestracji przebiegów czasowych, składowych naturalnego pola elektromagnetycznego generowanego przez oscylacje jonosfery i odległe wyładowania atmosferyczne (MT/AMT) oraz pola sztucznego generowanego przez dipol prądowy zlokalizowany około 3–5 km od układu pomiarowego (CSAMT).

Sondowania magnetotelluryczne (MT/AMT)

Podstawowy zestaw aparaturowy dla sondowań MT/AMT na punkcie połowym składał się z pięciokanałowego odbiornika V8-6R, pozwalającego na pomiar składowych elektrycznych i magnetycznych oraz trzykanałowego odbiornika RXU-3ER, przeznaczonego tylko do rejestracji składowych elektrycznych. Taki zestaw pozwalał na równoczesną rejestrację przebiegów czasowych naturalnego pola EM dla dwóch par wzajemnie prostopadłych dipoli elektrycznych E_x , E_y (każdy o długości ok. 100 m) oraz trzech czujników magnetycznych typu AMTC-30 (pasma audiomagnetotelluryczne – AMT) lub MTC-50 (pasma magnetotelluryczne – MT) zlokalizowanych w pobliżu środka dipoli elektrycznych (ryc. 5.1 B). Dipole wykonane były z kabla ekranowanego i pary uziemień w postaci elektrod niepolaryzujących. Przebiegi czasowe zapisywane były na kartach pamięci typu Compact-Flash 512MB niezależnie w każdym odbiorniku. Poziome składowe magnetyczne rejestrowano w takich samych azymutach, jakie wyznaczono dla dipoli elektrycznych. Dodatkowo rejestrowano synchronicznie trzy składowe magnetyczne w punkcie referencyjnym. W konsekwencji zastosowania omówionego powyżej układu pomiarowego zarejestrowano:

- dwie pary składowych elektrycznych na punkcie pomiarowym: E_x , E_y ,
- dwie poziome i jedną pionową składową magnetyczną na punkcie pomiarowym : H_x , H_y , H_z ,
- trzy składowe magnetyczne na punkcie referencyjnym: H_{x-r} , H_{y-r} , H_{z-r} .

Składowe naturalnego pola elektromagnetycznego zarejestrowano w zakresie częstotliwości 10.000 Hz do 0.01 Hz. Rejestracje przebiegów czasowych prowadzono w czterech zakresach o częstotliwościach próbkowania odpowiednio: 24 kHz, 2,4 kHz i 150 Hz dla pomiarów AMT oraz 150 Hz, 2,4 kHz i 15 Hz dla metody MT. Bezpośrednio przed pomiarami wykonana została standardowa kalibracja aparatury pomiarowej i czujników pola magnetycznego, która polegała na ustaleniu związku rejestrowanych parametrów elektrycznych z parametrami pola zewnętrznego.



Ryc. 5.1 Schematy układów pomiarowych używanych w pomiarach AMT/MT/CSAMT
 A. Schemat układu transmisyjnego i pomiarowego wykorzystywanego w pracach z kontrolowanym źródłem.
 B. Schemat układu sondowania magnetotellurycznego dla systemu 2000.net (Phoenix Geophysics Ltd.).
 C. Schemat układu stosowanego w magnetotellurycznych profilowaniach ciągłych (aparatura MT-1).

Magnetotelluryczne profilowanie ciągłe

Magnetotelluryczne profilowanie ciągłe jest specyficzną modyfikacją metody magnetotellurycznej, której cechą charakterystyczną jest odpowiednio gęste przestrzenne próbkowanie składowej pola elektrycznego równoległej do profilu pomiarowego, takie że przerwy w odległości pomiędzy środkami dipoli pomiarowych są równe długości tych dipoli (*Stefaniuk i in. 2008 a*). W rezultacie uzyskuje się ciągłe pokrycie profilu pomiarowego przez elektryczne dipole pomiarowe (ryc. 5.1). Próbkowanie pola magnetycznego i składowej pola elektrycznego prostopadłej do profilu pomiarowego jest znacznie rzadsze. Wykorzystano tu fakt, że czułość pola magnetycznego na zróżnicowanie ośrodka geologicznego jest wyraźnie mniejsza niż pola elektrycznego, stąd też opróbowanie pola magnetycznego jest nieracjonalnie gęste w stosunku do opróbowania pola elektrycznego, jeśli obydwa te pola są mierzone z jednakową gęstością (*Torres-Verdin 1991*). W obliczeniach parametrów magnetotellurycznych pole elektryczne rejestrowane przez szereg dipoli elektrycznych może być odniesione do jednej, centralnie zlokalizowanej pary czujników magnetycznych. Metoda ta, w swoich teoretycznych założeniach, ma zapewnić zwiększenie wiarygodności interpretacji poprzez eliminację wpływu zjawiska przesunięcia statycznego. Efekt ten wywołany jest przez niewielkie niejednorodności przypowierzchniowe o rozmiarach porównywalnych do rozmiaru układu pomiarowego. Rozmieszczenie dipoli elektrycznych „na styk” wzdłuż profilu umożliwia zastosowanie przestrzennej filtracji dolnoprzepustowej impedancji (*Torres-Verdin & Bostick 1992*).

Profilowania ciągłe wykonane zostały za pomocą systemu MT – 1 produkcji amerykańskiej firmy EMI (ang. Electromagnetic Instruments Inc. Richmond, California). Podstawowy układ pomiarowy na stanowisku polowym składał się z sześciu dipoli elektrycznych ułożonych w linii profilu, dwóch dipoli elektrycznych prostopadłych do profilu oraz pary czujników magnetycznych lokalizowanych w pobliżu środka linii dipoli elektrycznych (ryc. 5.1 C). Długość dipoli elektrycznych wynosiła w założeniu 100 m. Dwie pary dipoli tworzą typowy układ typu L – ze wspólną elektrodą początkową. Linie elektryczne podłączone są do aparatury pomiarowej poprzez wstępny wzmacniacz sygnałów elektrycznych. Składowe magnetyczne rejestrowane były za pomocą dwu wzajemnie prostopadłych czujników indukcyjnych BF-4, o azymucie takim samym jak dla dipoli elektrycznych. Główne podzespoły aparatury pomiarowej składają się z jednostki pomiarowej i wstępnego przetwarzania danych APU, mikrokomputera, zegara synchronizującego i układów zasilających. Rejestracje składowych naturalnego pola elektromagnetycznego realizowane były w zakresie częstotliwości 575 – 0.01 Hz. Podobnie jak w przypadku sondowań magnetotellurycznych, pomiary wykonywane były dwupunktowo z tzw. zdalnym odniesieniem magnetycznym.

Pomiary metodą kontrolowanego źródła (CSAMT)

Podstawowy układ pomiarowy zastosowany w badaniach metodą CSAMT składał się z prądowego dipola nadawczego oraz zestawu odbiorczego w postaci ciągu dipoli elektrycznych, rozłożonych równoległe do dipola prądowego, uzupełnionego o prostopadły do nich czujnik magnetyczny (ryc. 5.1 A). Podstawowy zestaw aparaturowy składał się z odbiorników V8-6R i RXU-3E (Wojdyła i in. 2008). W przypadku odbiornika V8 zastosowano układ pomiarowy składający się z trzech dipoli E_x , o długości 100 metrów każdy, ułożonych w linii profilu, oraz czujnika magnetycznego, zlokalizowanego w pobliżu środka linii dipoli. Do odbiornika RXU podłączono także trzy dipole E_x , dla których w trakcie przetwarzania danych rejestracje odniesiono do najbliższego czujnika magnetycznego. Układ prądowy zbudowany był z dwóch grup elektrod stalowych zlokalizowanych w odległości wzajemnej 600 metrów podłączonych do transmitera TXU-30 zasilanego prądnicą trójfazową QAS38 firmy Atlas Copco. Przebiegi czasowe z „kontrolowanego źródła” zapisywane były na karcie pamięci CompactFlash zainstalowanej w sterowniku RXU-TM podłączonym do transmitera. Synchronizacja sygnału pomiędzy układem prądowym i pomiarowym odbywała się za pomocą urządzeń GPS. Odległość dipola nadawczego od linii pomiarowej wynosiła 3÷5 kilometrów.

Czas rejestracji oraz częstotliwości próbkowania pola elektromagnetycznego na pojedynczym punkcie pomiarowym ustalono w trakcie pomiarów testowych. Przebiegi czasowe rejestrowane w układach odbiorczych zapisywane były w pamięci typu CompactFlash w każdym odbiorniku niezależnie. Łączność radiowa pomiędzy odbiornikami typu V8 i RXU pozwoliła na obserwację w trakcie rejestracji amplitudy sygnału, stosunku sygnału do szumu oraz kształtu krzywych amplitudowych i fazowych dla każdego dipola E_x . Obserwacje te pozwalały na dostosowanie czasu i parametrów rejestracji do aktualnie panujących warunków pomiarowych.

5.2. Przetwarzanie danych magnetotellurycznych

Przetwarzanie danych magnetotellurycznych i ich interpretacja bazują na związkach składowych elektrycznych (E) i magnetycznych (H) pola elektromagnetycznego na powierzchni ziemi, które mogą być przedstawione w postaci równania macierzowego, zawierającego tensor impedancji charakteryzujący parametry ośrodka geoelektrycznego (Berdičevski 1968):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yz} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

lub

$$[E]=[Z][H]$$

Określone na podstawie przetwarzania danych składowe tensora impedancji [Z] wykorzystuje się do wyznaczania wartości oporności pozornej i przesunięcia

fazowego stosując następujące formuły:

$$\rho = \frac{0.2}{f} |Z_{ij}|^2 \quad \text{ i } \quad \phi_{z_{ij}} = \tan^{-1} \frac{\text{img}(Z_{ij})}{\text{real}(Z_{ij})}$$

Przebiegi czasowe zarejestrowane w trakcie pomiarów wykonywanych metodą MT/AMT były przedmiotem wielostopniowego przetwarzania numerycznego. Zadaniem przetwarzania danych pomiarowych jest wyznaczenie zestawu parametrów magnetotellurycznych, które są następnie przedmiotem interpretacji jakościowej i ilościowej. W przetwarzaniu zastosowano procedury standardowego processingu referencyjnego oraz tzw. processingu typu „robust”, przeznaczonych do danych zakłóconych (*Stefaniuk i in. 2008 b*). Processing referencyjny wykorzystuje synchroniczne rejestracje składowych pola magnetotellurycznego na punktach: polowym i referencyjnym dla eliminacji sygnałów nieskorelowanych przestrzennie, tzn. nie pojawiających się równocześnie na obydwu punktach. Robust processing to statystyczna, iteracyjna metoda processingu oparta na metodzie najmniejszych kwadratów. W trakcie przetwarzania danych z zastosowaniem estymatorów typu „robust” identyfikuje się i eliminuje dane związane z szumem, którego rozkład odbiega od rozkładu normalnego i którego niewielka ilość może znacząco obciążać estymowany parametr (impedancję).

Przetwarzanie danych obejmuje następujące elementy:

- grupowanie przebiegów czasowych w zsynchronizowanych grupach czasowych,
- weryfikację wizualną danych oraz selekcję w domenie czasu,
- obliczenie transformat Fouriera dla fragmentów przebiegów czasowych polowych i referencyjnych,
- estymację składowych tensora impedancji,
- obliczenie krzywych sondowań (amplitudowych i fazowych) oraz innych parametrów magnetotellurycznych (skew, diagramy kierunkowe impedancji),
- edycję krzywych sondowań.

Procedury typu „robust” rozszerzone są zwykle o konstrukcję zbioru parametrycznego do przetwarzania danych oraz specyficzną edycję wyników obliczeń w obrębie zestawów poszczególnych składowych spektralnych. Programy do przetwarzania danych związane są zwykle z oprogramowaniem akwizycji danych w ramach konkretnego systemu pomiarowego. Dane zarejestrowane w pierwszym etapie badań w rejonie otworu Kompina – 2 przetworzone zostały za pomocą programu MTR15 (system MT-1), natomiast dane z drugiego etapu, za pomocą programu SS MT2000.net firmy Phoenix Geophysics Ltd. (*Wojdyła i in. 2008*).

Przetwarzanie danych, zarejestrowanych metodą CSAMT nie obejmuje wspomnianych powyżej etapów typowych dla danych magnetotellurycznych. Wynika to z innego charakteru akwizycji. W przypadku CSAMT wynikowymi danymi pomiarowymi są krzywe amplitudowe i fazowe obliczone w trakcie pomiaru dla

określonego azymutu układu pomiarowego. Krzywe te, w przypadku ustanowienia łączności radiowej pomiędzy poszczególnymi odbiornikami, oblicza się bezpośrednio w trakcie prowadzenia prac polowych dla aktualnie rejestrowanej częstotliwości. W przypadku braku łączności radiowej przetwarzanie danych i obliczanie parametrów magnetotellurycznych wykonuje się po zakończeniu prac pomiarowych, za pomocą specjalistycznego programu CMT Pro.

Wykonane, po przetworzeniu danych z pierwszego etapu prac pomiarowych, testy punktów referencyjnych miały na celu określenie wpływu odległości pomiędzy punktem polowym a referencyjnym na jakość uzyskanych rezultatów. Była to więc próba zweryfikowania wpływu zakłóceń generowanych przez odległe linie kolejowe na estymację impedancji w obszarze badań (*Wojdyła i in., 2008*). W tym celu wykonany został równoczesny pomiar przebiegów czasowych na trzech punktach, tj. dwóch punktach referencyjnych: Jasiony i Zdory oraz na trzecim punkcie pomiarowym zlokalizowanym przy otworze Kompina-2. Zarejestrowane w ten sposób przebiegi czasowe przetworzono, stosując różne schematy processingu. Analiza wyników nie wykazała wpływu odległości punktu referencyjnego na poprawę jakości danych, w szczególności fragmentów krzywych poniżej częstotliwości 1 Hz. W tym zakresie, oprócz zakłóceń antropogenicznych, jakość danych obniża zjawisko tzw. „martwego pasma” (ang. dead-band), w którym amplituda naturalnego pola magnetotellurycznego jest zdecydowanie mniejsza.

Wykonano także testy wpływu czasu pomiaru na oszacowanie impedancji. Okazało się, że ustalony wysoki poziom zakłóceń w rejonie badań oraz słaby w stosunku do nich sygnał naturalny powoduje, że wydłużenie czasu rejestracji nie poprawia estymacji składowych tensora impedancji w zakresie 1 – 0,01 Hz, a więc w zakresie interesującym ze względu na rozwiązanie postawionego w projekcie zadania geologicznego. Wykazano natomiast, że zakłócenia niskoczęstotliwościowe są koherentne na dużych obszarach, co nie pozwala na wykonanie processingu typu „robust” opartego na koherencyjnym wagowaniu składowych spektralnych. Wykorzystanie koherencji powodowało wzrost wpływu zakłóceń, co manifestowało się na krzywych amplitudowych jako asymptota wysokooporowa, pojawiająca się poniżej 0.1 Hz. Wyniki testów spowodowały wykonanie reprocessingu danych pomiarowych, który nieznacznie poprawił jakości danych niskoczęstotliwościowych.

Źródła zakłócające, występujące praktycznie na całym obszarze badań silnie wpływają na rejestracje w zakresie niskich częstotliwości. Na regionalne tło zakłóceń nakładają się sygnały ze źródeł lokalnych, które powodują również zakłócenia częstotliwości wyższych. W tej sytuacji konieczne było obniżenie wzmocnienia, które w konsekwencji mogło okazać się zbyt niskie, aby zarejestrować sygnał naturalny. Do interpretacji końcowej nie wykorzystano więc wszystkich zarejestrowanych danych pomiarowych.

5.3. Interpretacja wyników badań

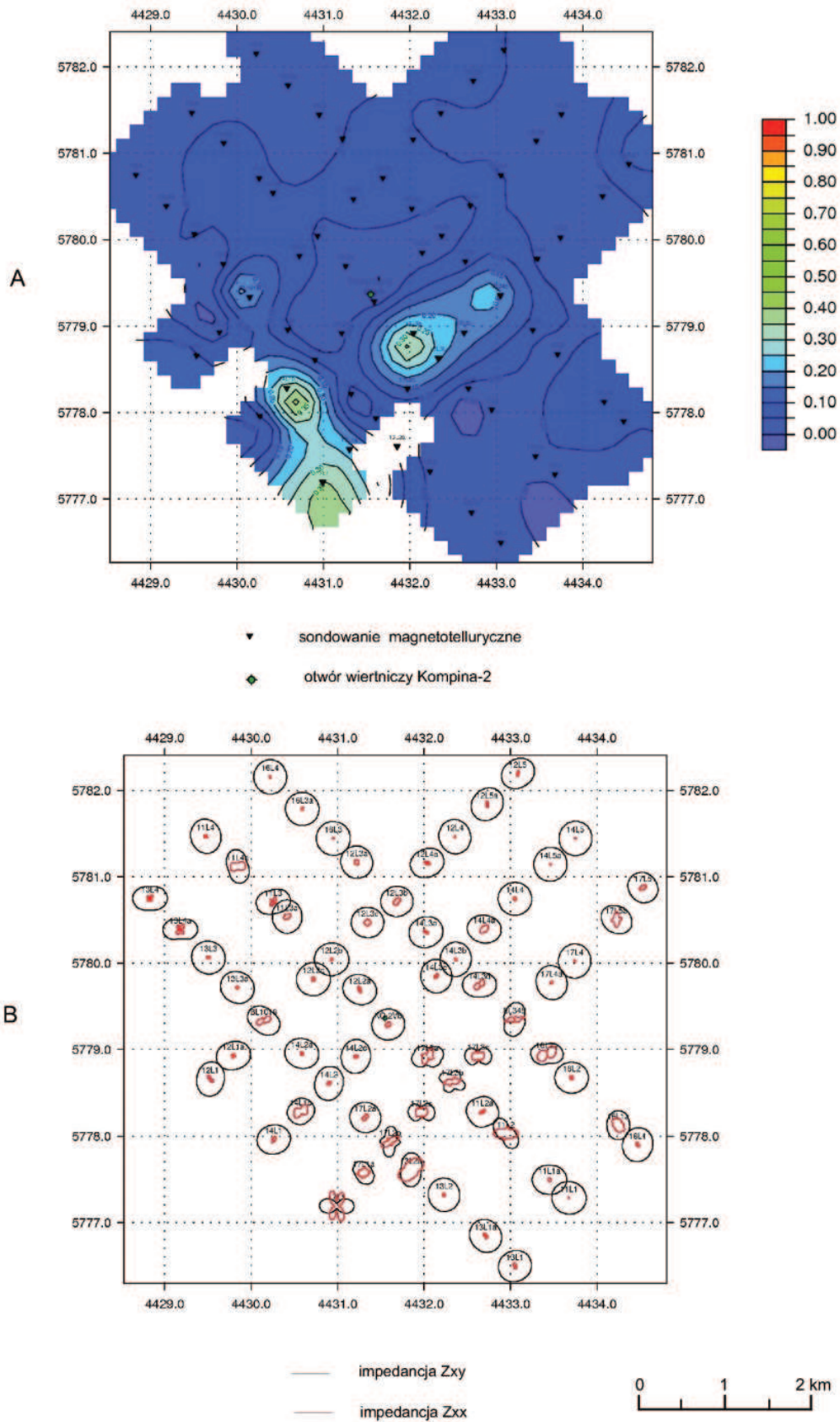
Geofizyczna interpretacja badań magnetotellurycznych ma charakter jakościowy i ilościowy. Interpretacja jakościowa polega na ogólnej ocenie rozkładu parametrów ośrodka geologicznego (zwykle w domenie częstotliwości), w szczególności określeniu, jaki model interpretacyjny może być zastosowany. Geofizyczna interpretacja ilościowa, w ogólnym sensie, polega na określeniu rozkładu oporności w ośrodku geologicznym (najczęściej w domenie głębokościowej).

Interpretacja jakościowa

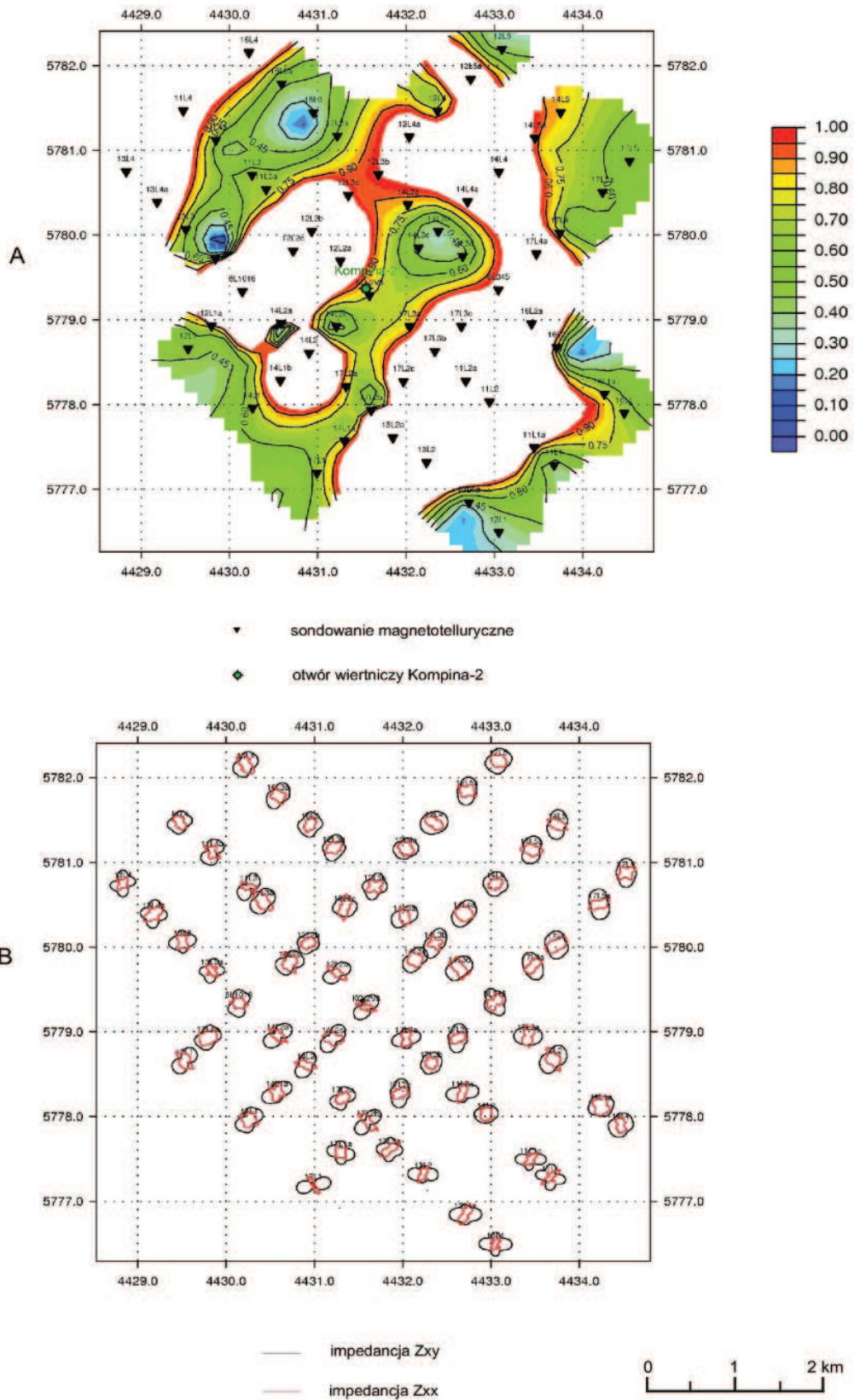
Podstawowym parametrem estymowanym w metodzie magnetotellurycznej jest zespolony tensor impedancji. Składowe tensora impedancji uzależnione są od orientacji układu pomiarowego względem rozciągłości struktur geologicznych, które określają geometrię rozkładu przewodności ośrodka oraz od częstotliwości pola elektromagnetycznego. Tensor impedancji zawiera informacje o wymiarze ośrodka i rozkładzie parametrów geoelektrycznych w jego obrębie. Dla ośrodka jednowymiarowego (1D), gdzie oporność zmienia się tylko z głębokością, składowe uzupełniające tensora impedancji Z_{xx} i Z_{yy} są równe zero, a składowe główne Z_{xy} i Z_{yx} są równe lecz mają przeciwne znaki. Dla ośrodka dwuwymiarowego (2D), gdzie oporność zmienia się wzdłuż jednego horyzontalnego kierunku i w kierunku pionowym, składowe uzupełniające tensora impedancji Z_{xx} i Z_{yy} są jednakowe lecz mają przeciwne znaki, a składowe główne Z_{xy} i Z_{yx} są różne. W szczególnym przypadku układu pomiarowego zorientowanego zgodnie z osiami geoelektrycznymi składowe uzupełniające Z_{xx} i Z_{yy} są równe zero. Gdy niemożliwe jest znalezienie kierunku jednorodności, dla którego $Z_{xx} = Z_{yy}$ są bliskie zera, dla rozpatrywanego przedziału częstotliwości mamy do czynienia z modelem trójwymiarowym (3D), gdzie parametry ośrodka (oporność) zmieniają się we wszystkich kierunkach.

Ośrodek geologiczny ma zwykle złożony trójwymiarowy charakter. Kierunki jednorodności zmieniają się często wzdłuż profilu, a także w pionie. Modele 1D i 2D są uproszczeniem akceptowalnym w pewnych warunkach. Stopień złożoności ośrodka geologicznego dobrze odzwierciedlają diagramy biegunowe impedancji. Syntetyczną miarą stopnia złożoności ośrodka geoelektrycznego jest wielkość skalar-na, tzw. skośność tensora impedancji (skew). Ośrodek geoelektryczny jest określany jako 2D, gdy $\text{skew} < 0,2 \div 0,3$. Dla $\text{skew} > 0,2 \div 0,3$ ośrodek jest uznawany za trójwymiarowy (Simpson & Bahr 2005). Na podstawie wartości skośności nie można określić, czy ośrodek jest 1D czy 2D, gdyż w obydwu przypadkach jej wartość bliska jest zeru.

Ryciny 5.2 i 5.3 przedstawiają mapy skośności tensora impedancji (skew) oraz rozkład diagramów biegunowych dla częstotliwości 115 Hz, 0,107 Hz. Wartości parametru skew dla częstotliwości 115 Hz są mniejsze niż 0,2 na niemal całym obszarze badań. Interpretacja parametru skew wspólnie z diagramami biegunowymi daje jednoznaczną informację o jednowymiarowości górnej części ośrodka. W przypadku niższych częstotliwości odpowiadających większym głębokościom



Ryc. 5.2 Mapa skośności tensora impedancji (A) oraz rozkład diagramów biegunowych (B) dla częstotliwości 115 Hz



Ryc. 5.3 Mapa skośności tensora impedancji (A) oraz rozkład diagramów biegunowych (B) dla częstotliwości 0.107 Hz

interpretacja parametru skew i diagramów biegunowych nie jest jednoznaczna. Dla częstotliwości 0,107 Hz wartości parametru skew przekraczają wielkość 0,3, co wskazuje na ośrodek trójwymiarowy.

Innym sposobem jakościowej oceny ośrodka geoelektrycznego jest analiza przekrojów oporności pozornej (izoomów) i przesunięcia fazowego (izofaz) dla orientacji układu pomiarowego XY (TM mode) i YX (TE mode) w funkcji okresu dla poszczególnych profili. W ogólnym ujęciu obraz geoelektryczny rejonu badań przedstawia ośrodek 1D w części górnej oraz model bardziej złożony na większych głębokościach.

Interpretacja ilościowa

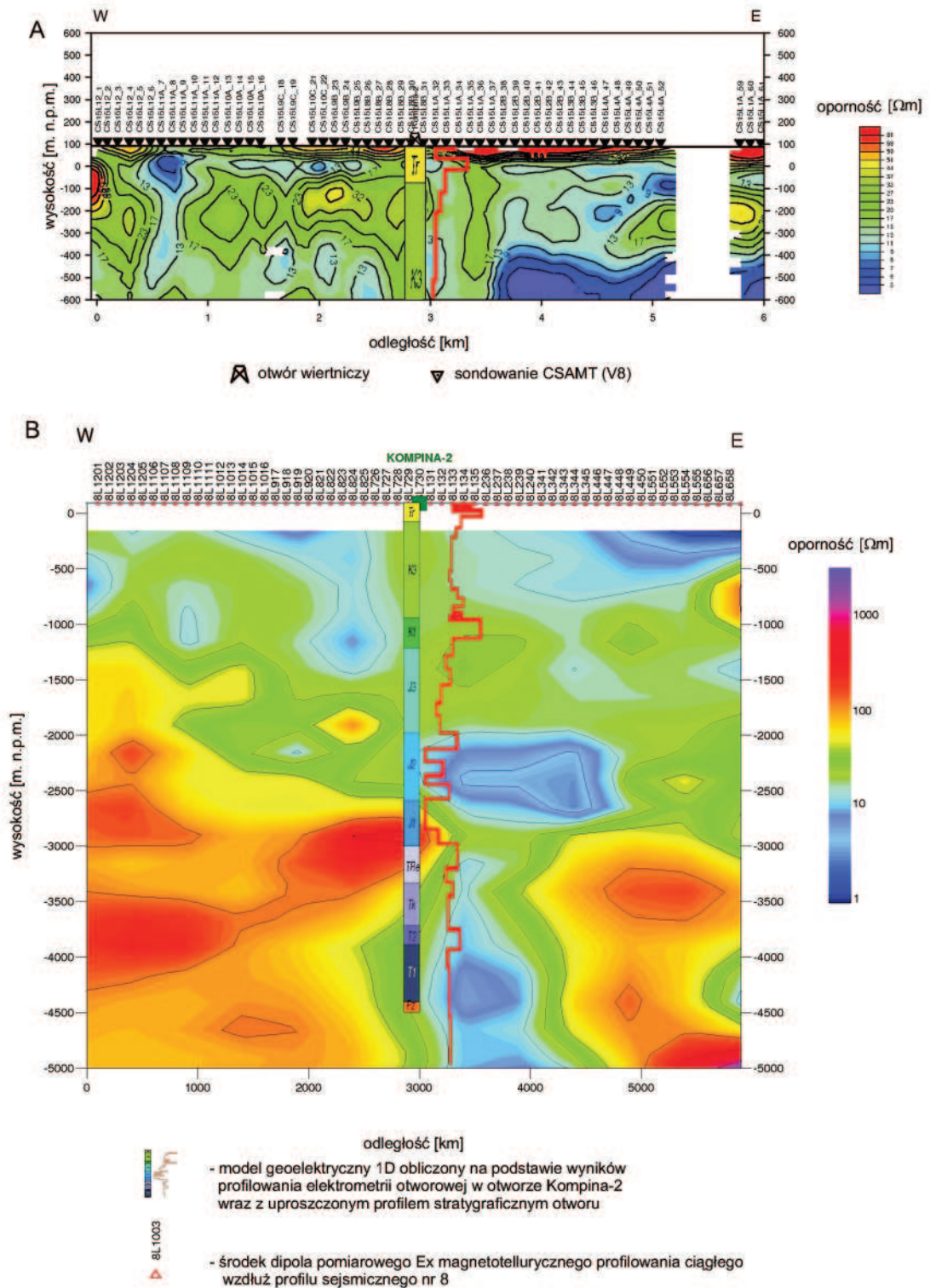
Interpretacja ilościowa danych magnetotellurycznych polega na określeniu rozkładu oporności w ośrodku geologicznym i powiązaniu kompleksów geoelektrycznych, wydzielonych na podstawie analizy krzywych pomiarowych, z kompleksami geologicznymi. Wstępna interpretacja ilościowa oparta została na metodzie inwersji 1D wg algorytmu Bosticka lub Occama. Interpretacja zaawansowana wykonana została z wykorzystaniem inwersji 1D wg algorytmu LSQ i inwersji 2D wg algorytmów: NLCG (Non-Linear Conjugate Gradient) i SBI (Sharp Boundary Inversion).

Interpretacja 1D

Interpretacja wykonana z wykorzystaniem jednowymiarowego modelu interpretacyjnego ma podstawowe znaczenie dla rejonu badań, co wynika z omówionego powyżej rozpoznania charakteru rozkładu oporności w ośrodku geologicznym. Interpretacja 1D krzywych sondowań magnetotellurycznych oparta została na algorytmach inwersyjnych, które dają w wyniku model blokowy z wyraźnymi kontrastami oporności (algorytm LSQ) lub model wygładzony, minimalizujący kontrasty opornościowe (algorytm Occama i Bosticka). Wstępne analizy dla profilowania ciągłego wykonane zostały z wykorzystaniem algorytmu Bosticka. Sondowania punktowe interpretowane były natomiast za pomocą algorytmu Occama.

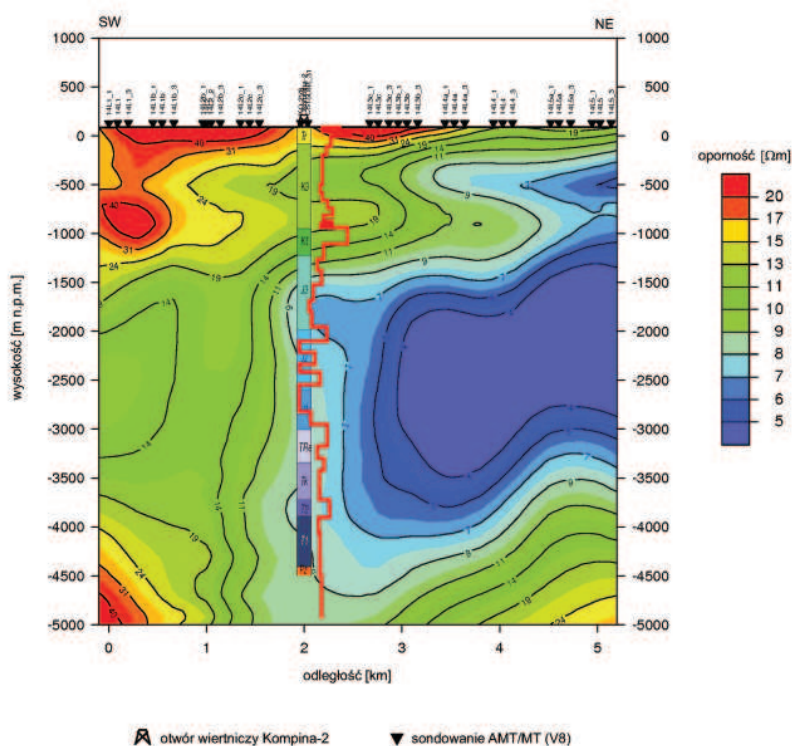
Transformacja Bosticka jest najprostszą metodą konwersji amplitudowych i fazowych krzywych sondowań magnetotellurycznych z domeny częstotliwości do głębokości (Bostick 1977). Ilość punktów głębokościowych, dla których obliczana jest oporność ośrodka, równa się ilości punktów na krzywej amplitudowej i fazowej. Metoda ta daje w wyniku wygładzony rozkład oporności ekwiwalentnej, przy założeniu minimalnej ilości warstw. Stosowana jest często jako metoda wstępna w interpretacji profilowań ciągłych i wykorzystana została do opracowania wyników badań wykonanych na profilu nr 15 (ryc. 5.4B).

Inwersja 1D wg algorytmu Occama, jest to metoda obliczania jednowymiarowego rozkładu oporności w ośrodku geologicznym na podstawie amplitudowych i fazowych krzywych sondowań. Podstawowym jej założeniem jest dążenie do



Ryc. 5.4 Zestawienie wyników inwersji 1D dla profilu 15
 A – profilowanie CSAMT wg algorytmu Occama B – profilowanie ciągłe MT/AMT wg algorytmu Bosticka

uzyskania maksymalnie gładkiego (płynnego) rozwiązania (Constable i in. 1987). W praktyce zakłada się model startowy w postaci ośrodka poziomo warstwowanego o miąższościach warstw rosnących regularnie z głębokością, zgodnie ze skalą logarytmiczną. Procedura minimalizacji funkcji błędu, opisującej rozbieżność danych pomiarowych i obliczonych dla założonego modelu skonstruowana została w taki sposób, aby kontrasty opornościowe były minimalne. Dla założonej a priori ilości warstw w modelu startowym, zmianom podlegają ich oporności. W rezultacie rozkład oporności w ośrodku geologicznym jest zgeneralizowany i pozbawiony wyraźnych kontrastów. Niewątpliwą zaletą metody jest jej pełna automatyzacja. Ingerencja interpretatora sprowadza się do przygotowania danych, wprowadzenia ilości warstw oraz określenia interwału głębokościowego interpretacji. Przykład wyników inwersji 1D wg algorytmu Occama uśrednionych wzdłuż profilu nr 14 przedstawia rycina 5.5. Równomierny rozkład oporności narzuca sposób prezentacji wyników w postaci przekroju pseudo 2D (wyniki inwersji 1D interpolowane pomiędzy sondowaniami). Na podstawie uzyskanego obrazu geoelektrycznego można stwierdzić, że rejon otworu Kompina-2 to obszar o stosunkowo mało złożonej budowie geologicznej. Wyróżnić można tutaj pięć niemal poziomo zalegających warstw o opornościach zmieniających się w kierunku pionowym, co charakteryzuje model ośrodka horyzontalnie warstwowanego. Kontrasty oporności w obrębie poszczególnych warstw są stosunkowo niewielkie. Należy podkreślić że, uzyskane wyniki jedynie w sposób zgeneralizowany oddają typ budowy geologicznej. Sposób działania algorytmu uniemożliwia wprowadzenie więzów w procesie inwersji, co w wyniku daje rozkład oporności otrzymany bezpośrednio z krzywych pomiarowych. Zatem otrzymane wyniki należy traktować



Ryc. 5.5 Wyniki inwersji 1D metodą Occama wzdłuż profilu nr 14
Interpretacja sondowania parametrycznego Kompina-2

jako dane wstępne przeznaczone do bardziej zaawansowanej interpretacji 1D z wykorzystaniem algorytmu LSQ oraz do interpretacji 2D.

Inwersję 1D wg algorytmu Occama wykonano także dla profilowania ciągłego i sondowań audiomagnetotellurycznych z kontrolowanym źródłem. Wyniki inwersji dla profilu nr 15 przedstawione zostały na rycinie nr 5.4A. Zakres częstotliwości metody CSAMT pozwolił na określenie rozkładu oporności do głębokości około 700 m. W przekroju geoelektrycznym wyróżnić można trzy główne kompleksy opornościowe. Pierwszy wysokooporowy (kilkadziesiąt Ωm), do głębokości kilkudziesięciu metrów, to utwory paleogenu i neogenu. Drugi kompleks niżej oporowy (kilkanaście Ωm), związany jest ze stropową częścią utworów kredy górnej. Pod nimi zalega niskoporowy kompleks utworów kredy górnej (kilka Ωm). Różnice oporności w poziomie wiążą się z lateralnym zróżnicowaniem litofacjalnym.

Inny sposób konstrukcji i wizualizacji rozkładu oporności prezentują wyniki inwersji 1D z zastosowaniem algorytmów warstwowych (LSQ). Jako inwersję 1D wg LSQ traktuje się technikę interpretacji, polegającą na iteracyjnym dopasowaniu modelu ośrodka geoelektrycznego do danych empirycznych, tj. krzywych pomiarowych i obliczonych na podstawie parametrów przekroju geoelektrycznego. Inwersja 1D metodą LSQ polega na optymalizacji funkcji błędu, czyli odchylenia pomiędzy krzywymi polowymi i obliczonymi z modelu przy zastosowaniu algorytmu Marquardta – Levenberga (*Levenberg 1944*). W przeciwieństwie do metody Occama, metodę LSQ można stosować do ośrodków silnie skonstrastowanych opornościowo. Interpretator może wprowadzić dowolny model startowy 1D oraz niektóre dodatkowe informacje geofizyczne i geologiczne z otworów wiertniczych, geofizyki otworowej, czy też innych metod powierzchniowych. Zastosowanie inwersji LSQ pozwala więc na wprowadzenie elementów zintegrowanej interpretacji geofizyczno–geologicznej.

Algorytm LSQ wykorzystany został przede wszystkim do analizy tzw. sondowania parametrycznego, wykonanego w pobliżu otworu wiertniczego Kompina-2. Na podstawie wyników interpretacji sondowania parametrycznego skonstruowano wstępny model geoelektryczny, który posłużył jako tzw. model startowy do inwersji 1D dla pozostałych sondowań oraz wykorzystany został w interpretacji geologicznej. Takie postępowanie daje bardzo dobre rezultaty w sytuacji, gdy oporność poszczególnych kompleksów skalnych pomiędzy otworem a analizowanym sondowaniem, zmienia się w niewielkim stopniu.

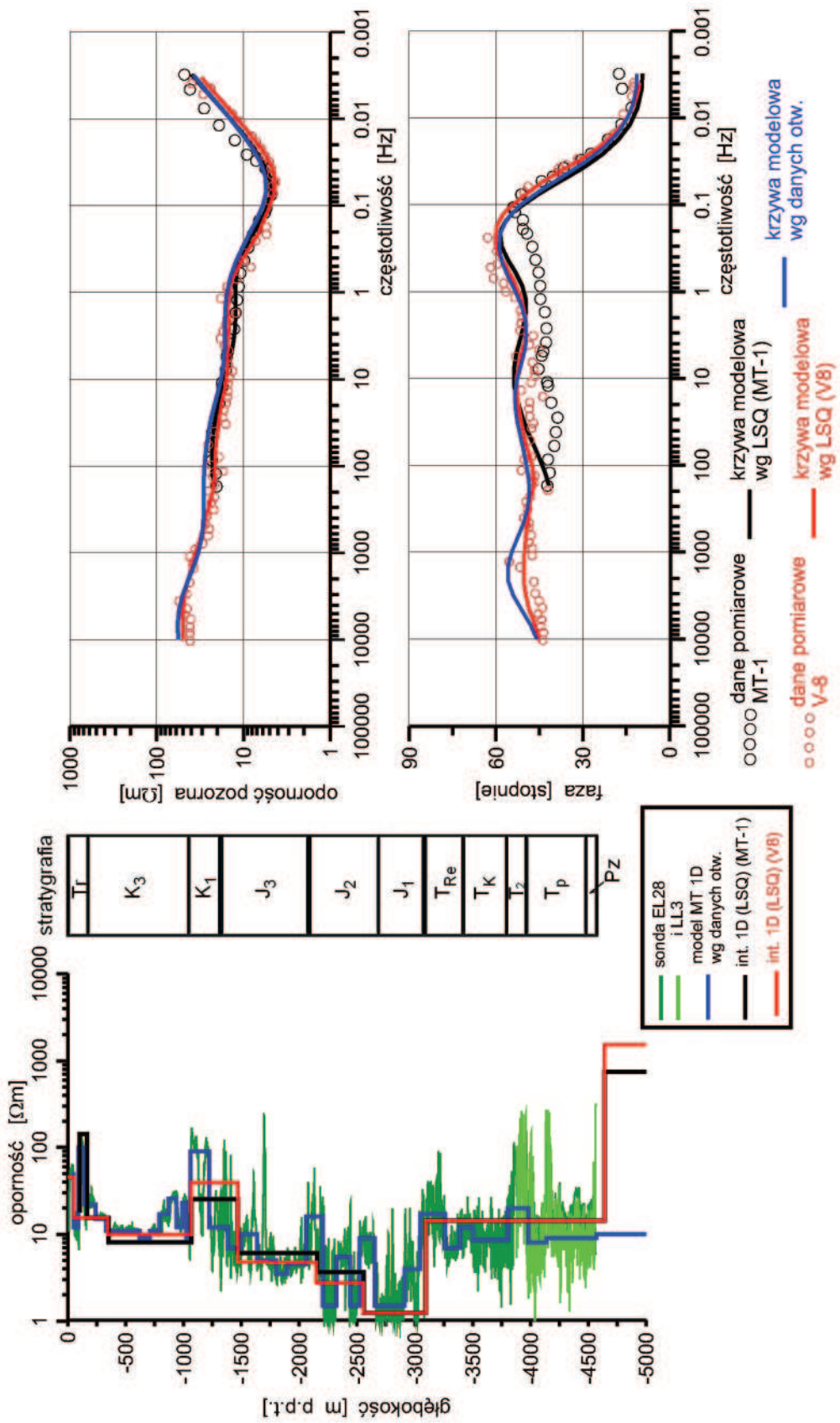
Analiza sondowań parametrycznych jest zwykle pierwszym krokiem w zaawansowanej interpretacji danych magnetotellurycznych. Sondowania parametryczne wykonuje się w celu weryfikacji interpretacji ilościowej oraz w celu powiązania kompleksów geologicznych, litologicznych lub stratygraficznych z wydzielonymi warstwami geoelektrycznymi. Interpretacja sondowania parametrycznego polega na opracowaniu modelu geoelektrycznego 1D na podstawie profilowań elektrometrycznych otworów wiertniczych lub innych danych geofizycznych, obliczeniu krzywych sondowania dla takiego modelu i następnie porównaniu tych krzywych z krzywymi pomiarowymi. Rozbieżności pomiędzy krzywymi empirycznymi i modelowymi są miarą wpływu niejednorodności ośrodka geoelektrycznego i/lub

zakłóceń elektromagnetycznych. Kolejnym krokiem w analizie sondowania parametrycznego jest ilościowa interpretacja krzywych modelowych i pomiarowych, która pozwala na określenie, które warstwy geoelektryczne i geologiczne zaznaczają się na krzywej oraz na ocenę ekwiwalencji interpretowanych parametrów ilościowych (Stefaniuk 2003).

W pobliżu otworu Kompina-2 wykonano dwa sondowania parametryczne: pierwsze w ramach prac pierwszego etapu za pomocą aparatury MT-1, drugie natomiast w drugim etapie przy wykorzystaniu aparatury V8 (ryc. 5.6). Wstępne modele 1D opracowano na podstawie wykresów profilowań geofizyki otworowej, wykonanych za pomocą sondy gradientowej EL28 oraz sondy sterowanej LL3. Najlepsze odzwierciedlenie oporności ośrodka uzyskuje się z sond potencjałowych i sterowanych dalekiego zasięgu. Ponieważ pomiary w otworze wykonano częściowo krótką sondą gradientową, oporności warstw wyinterpretowane z krzywych sondowań często różnią się od oporności określonych na podstawie danych elektrometrycznych.

Według danych geofizyki otworowej oporności kompleksów geologicznych w profilu otworu są znacząco zróżnicowane. Utwory paleogenu i neogenu charakteryzują się dużą zmiennością oporności w zakresie od 7 Ωm do 150 Ωm . Bardziej jednolite są utwory kredy górnej, gdzie oporności wahają się w granicach od 10 Ωm do 30 Ωm . Kreda dolna i stropowa część górnej jury to kompleks o podwyższonej oporności, rzędu kilkudziesięciu do stu kilkudziesięciu Ωm , związanej prawdopodobnie z występowaniem utworów węglanowych oraz wysłodzeniem wód poziomu kredowego. Poniżej warstwy stropowej oporności utworów jury maleją stopniowo z głębokością, chociaż charakterystyczne jest duże zróżnicowanie tego parametru. Na podstawie analizy danych litologicznych można stwierdzić, że lokalne podwyższenia oporności, związane są z obecnością serii piaskowcowych lub węglanowych. Malejący trend oporności z głębokością zdominowany jest natomiast głównie przez rosnące zasolenie wód złożowych. Najniższe oporności rzędu 1 Ωm odnotowano w stropowej partii utworów jury środkowej i w jurze dolnej. Oporności kompleksu triasowego są wyraźnie podwyższone, chociaż również silnie zróżnicowane i wahają się wokół 10 Ωm . Wiąże się to prawdopodobnie z niższymi porowatościami utworów piaskowcowych i obecnością skał węglanowych w profilu.

Na podstawie danych geofizyki otworowej opracowany został uproszczony model rozkładu oporności w profilu otworu oraz wykonana została interpretacja sondowania zarejestrowanego w pobliżu otworu Kompina-2. Na podstawie analizy wyników interpretacji sondowania parametrycznego można stwierdzić możliwość stosunkowo dobrego odtworzenia rozkładu warstw geoelektrycznych w górnej części profilu geoelektrycznego, z kompleksem utworów jurajskich włącznie. Słabe zróżnicowanie opornościowe triasu oraz duża głębokość jego zalegania nie pozwala na jego dokładniejsze rozpozniowanie. W profilu geologicznym wyróżnić można trzy główne, wysokooporowe granice geoelektryczne: pierwsza związana ze stropem kredy dolnej, druga, odpowiadająca prawdopodobnie spągowi jury zalegającej na wyżej oporowych utworach triasu oraz trzecia, określona przez strop cechsztynu.



Ryc. 5.6 Wyniki interpretacji sondowania parametrycznego wykonanego w pobliżu otworu Kompina-2

Interpretacja 2D

W interpretacji ilościowej z zastosowaniem inwersji 2D wykorzystane zostały algorytmy NLCG i SBI. Algorytmy te zasadniczo różną się sposobem konstrukcji modelu startowego oraz samym iteracyjnym procesem dochodzenia do modelu wynikowego. Algorytm, zwany w skrócie NLCG (ang. Non-Linear Conjugate Gradient), polega na iteracyjnym dopasowaniu dwuwymiarowego ośrodka geoelektrycznego do krzywych pomiarowych amplitudowych i fazowych, z wykorzystaniem metody minimalizacyjnej nieliniowych gradientów sprzężonych (Rodi & Mackie 2001). Funkcja błędu opisująca sumaryczną rozbieżność pomiędzy danymi empirycznymi i obliczonymi teoretycznie dla modelu, jest minimalizowana w kolejnych krokach iteracyjnych, prowadzących do stopniowej modyfikacji modelu startowego. W swoim założeniu metoda NLCG dąży do modelu wygładzonego. Stopień wygładzenia określony jest przed rozpoczęciem procesu inwersji poprzez parametr tłumienia τ . Wyższe τ daje w wyniku bardziej wygładzony model kosztem gorszego dopasowania krzywych pomierzonych do modelowych. Dla uzyskania optymalnego rozwiązania wykonano inwersję 2D dla kilkudziesięciu modeli startowych o zmiennych parametrach tłumienia. Rozwiązanie zagadnienia inwersji jest wieloznaczne, tzn. istnieje wiele różnych modeli, które można dopasować do danych empirycznych z zadowalającą dokładnością. W tej sytuacji istotne dla prawidłowego wykorzystania programu, jest odpowiednie narzucenie więzów urealnających uzyskane rozwiązanie oraz odpowiednich warunków początkowych w postaci modelu startowego. Modelem takim może być jednorodna półprzestrzeń (najprostszy model) lub też mniej lub bardziej złożony dwuwymiarowy model geoelektryczny. Wprowadzenie modelu bliskiego rzeczywistości ogranicza zakres zmienności jego parametrów w procesie minimalizacji i prowadzi na ogół do dobrych rozwiązań. Dodatkowym czynnikiem poprawiającym jakość modelu wynikowego są więzy w postaci stałych wartości wybranych parametrów lub ograniczenia zakresu ich zmienności. Dobrym wyjściem, zwłaszcza dla względnie płaskich modeli geoelektrycznych, jest ograniczenie zmienności parametrów warstw geoelektrycznych dla elementów skończonych obejmujących otwory wiertnicze. Miąższości i oporności warstw, określone na podstawie profilowań elektrometrii wiertniczej na ogół dobrze oddają rzeczywisty model geoelektryczny i narzucają prawidłowe rozwiązanie zagadnienia inwersji.

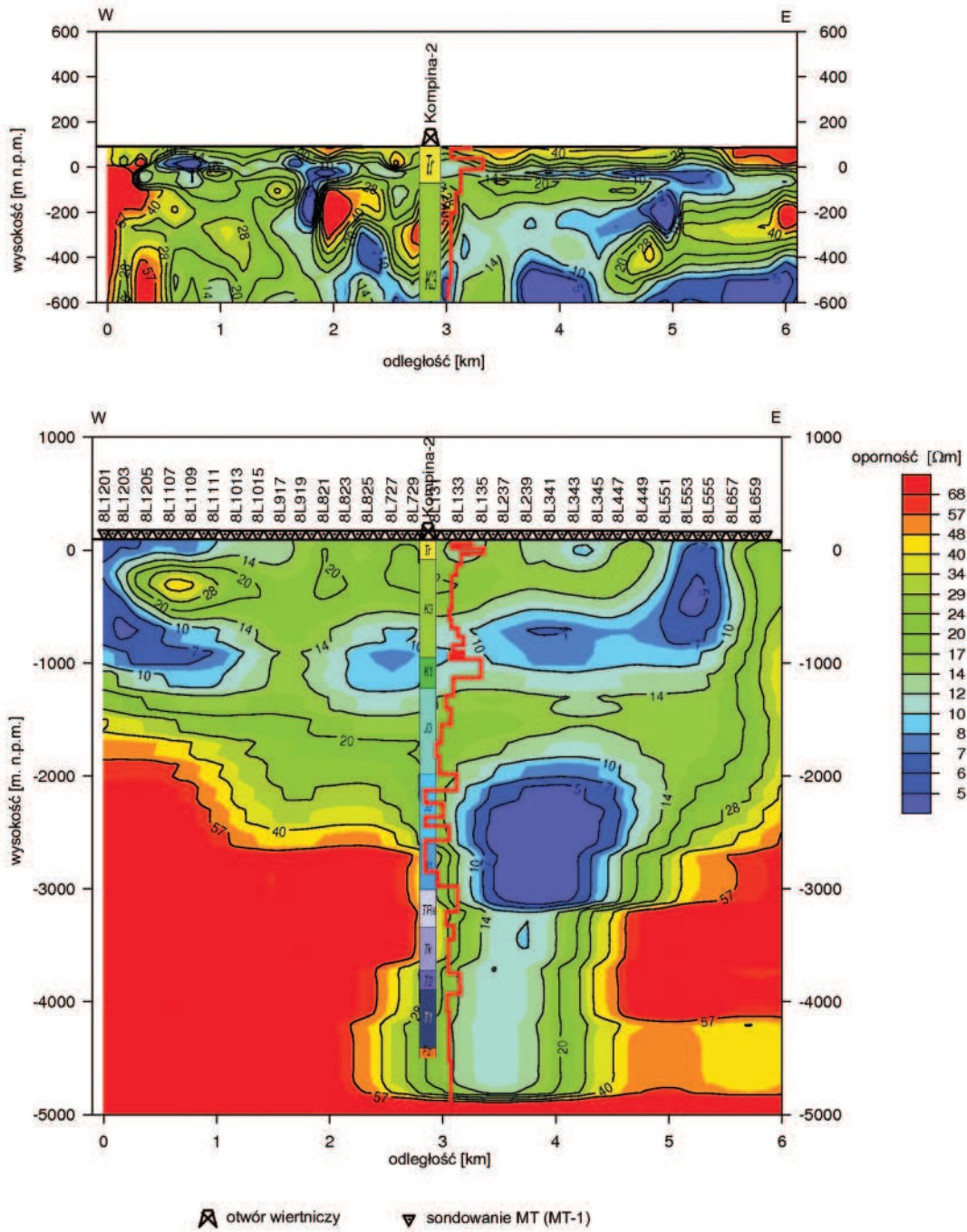
Algorytm SBI (Sharp Boundary Inversion) bazuje na inwersji 2D danych MT dla dyskretnych (ostrych) granic w modelu geoelektrycznym (Smith et al. 2001). Granice określone są jako serie węzłów w modelu, których pozycja horyzontalna jest stała, natomiast położenie w pionie zmienia się w trakcie obliczeń. Oporności warstw w modelu określone są jako oporności w stropie każdej granicy. W procesie inwersji, w sposób iteracyjny, zmieniane jest położenie pionowych węzłów oraz, w określonych zakresach, oporności granic, aż do osiągnięcia najlepszego dopasowania krzywych modelowych do empirycznych. Istotnym warunkiem jest więc konstrukcja właściwego modelu startowego, gdyż wymaga ona uwzględnienia przesłanek

geologicznych. W wykonanych modelowaniach do modelu startowego wprowadzono wyniki interpretacji sondowania parametrycznego wykonanego w pobliżu otworu Kompina-2.

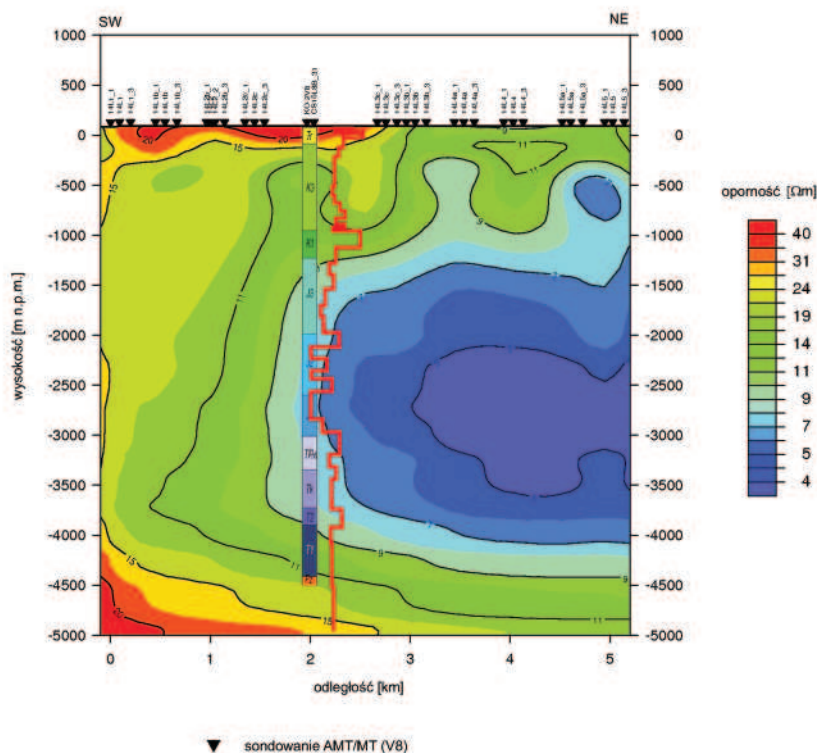
Inwersję 2D wykonuje się zwykle dla obydwu orientacji układu pomiarowego tj. tzw. polaryzacji elektrycznej (TE) i magnetycznej (TM) pola elektromagnetycznego. Polaryzacja elektryczna (TE–mode) oznacza konfigurację pola elektromagnetycznego w ośrodku dwuwymiarowym, przy której wektor elektryczny jest równoległy do osi jednorodności, a magnetyczny jest do tej osi prostopadły. Polaryzacja magnetyczna (TM–mode) oznacza konfigurację odwrotną tzn. wektor magnetyczny jest równoległy do osi jednorodności, a wektor elektryczny prostopadły. Pojęcie polaryzacji określone zostało dla modelowego ośrodka 2D, dla którego wyznacza się dwie pary krzywych sondowań (amplitudowych i fazowych), w zależności od orientacji składowych pola elektromagnetycznego względem osi modelu geoelektrycznego. W rzeczywistości ośrodki geoelektryczne nie są idealnie dwuwymiarowe, a orientacja układu pomiarowego nie zawsze zgodna jest z osiami rozkładu oporności. W tej sytuacji, w dużym uproszczeniu, za orientację TE–mode uznaje się taką konfigurację układu pomiarowego, gdzie składowa elektryczna (dipol elektryczny) jest prostopadła do profilu, a magnetyczna (czujnik magnetyczny) równoległa, natomiast za TM–mode – gdy składowa magnetyczna jest prostopadła, a elektryczna równoległa do profilu pomiarowego. Założenie takie względnie dobrze oddaje rzeczywistość, jeśli profil pomiarowy przecina poprzecznie struktury geologiczne (opornościowe).

Wyniki inwersji 2D wzdłuż profilu ciągłego (nr 15) przedstawia rycina 5.7, natomiast przykład wyników inwersji dla ciągu sondowań wzdłuż profilu nr 14 – rycina 5.8 (Wojdyła i in. 2008). Do obliczeń wykorzystano krzywe dla dwóch polaryzacji (elektrycznej i magnetycznej) oraz, dodatkowo, krzywe z pomiarów CSAMT. Dzięki wykorzystaniu wysokoczęstotliwościowych danych CSAMT uzyskano dobre rozpoznanie strefy przypowierzchniowej (do kilkuset metrów), jednak nieregularna siatka interpretacyjna mogła powodować trudności w uzyskaniu stabilnego rozwiązania dla niższych częstotliwości. Po wykonaniu szeregu prób z różnymi modelami startowymi (jednorodna półprzestrzeń, wyniki inwersji 1D, etc.) uznano, że najlepsze wyniki osiąga się, konstruując model startowy oparty na wynikach interpretacji sondowania parametrycznego przy otworze Kompina-2. Wyniki interpretacji tego sondowania sprowadzono do modelu płasko-równoległego, pięciowarstwowego, w którym ostatnia warstwa to warstwa wysokooporowa, której strop na głębokości 4800 m utożsamiany jest ze stropem cechsztynu. Każdy z przedstawionych modeli uzyskano po minimum 100 iteracjach. Średni błąd kwadratowy określający dopasowanie krzywych pomiarowych do modelowych nie przekraczał 2.0 dla algorytmu NLCG oraz 3.0 dla algorytmu SBI.

Wyniki inwersji 2D wskazują na duże poziome i pionowe zmiany oporności w interwale głębokości do około 4 km p.p.m. Dla ciągów sondowań MT są one jednak mocno zgeneralizowane, co wiąże się głównie ze zbyt rzadką siatką pomiarową, nieadekwatną do stopnia szczegółowości postawionego zadania geologicznego. Sytuację pogarsza wysoki poziom zakłóceń, powodujący silny rozrzut



Ryc. 5.7 Wyniki inwersji 2D metodą NLCG wzdłuż profilu nr 15

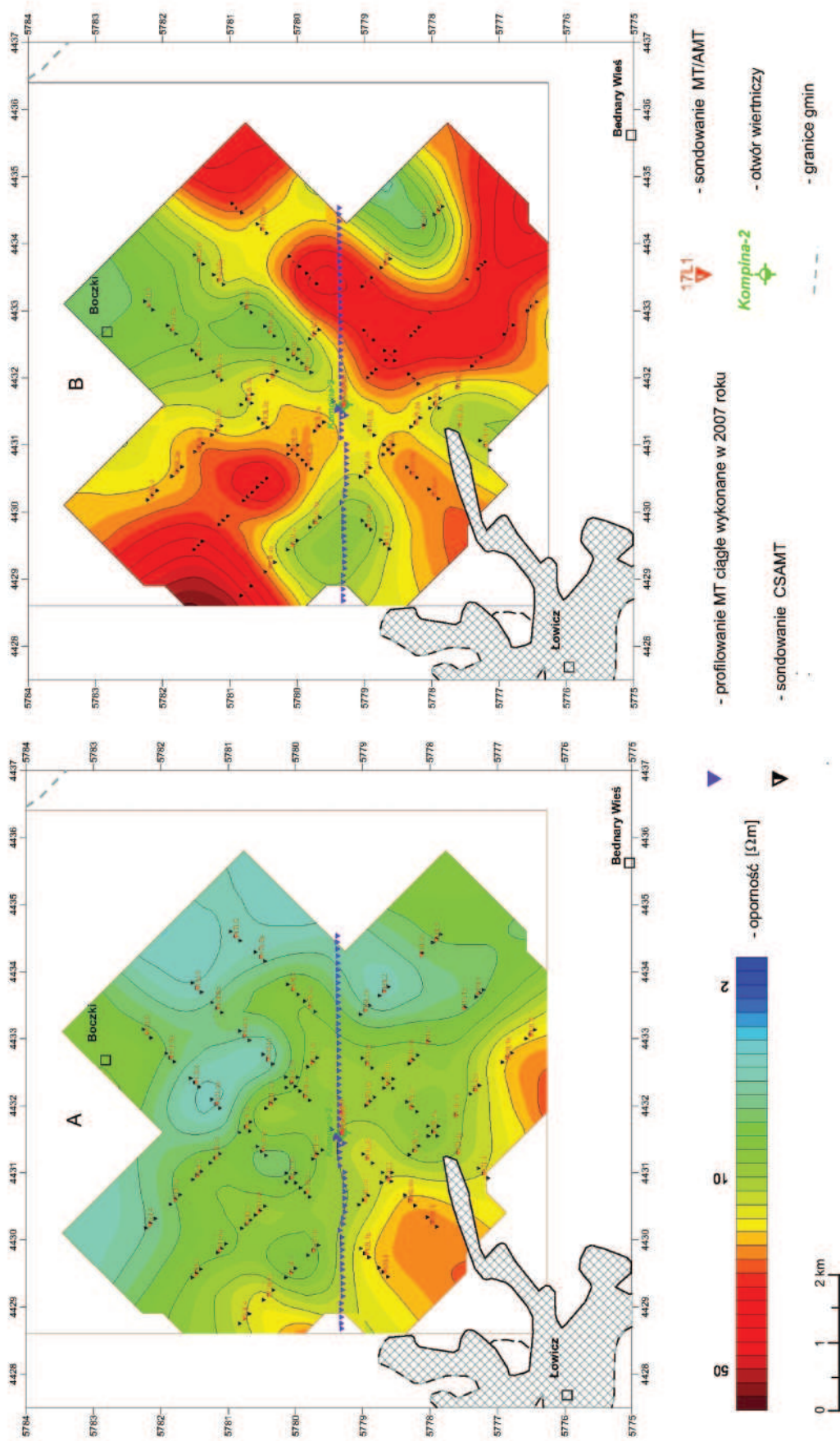


Ryc. 5.8 Wyniki inwersji 2D metodą NLCG wzdłuż profilu nr 14

statystyczny danych dla niskich częstotliwości. Z powyższych powodów wyniki inwersji 2D dla ciągów sondowań można interpretować tylko jakościowo, w interpretacji geologicznej potraktowane zostały więc jako materiał pomocniczy.

Przestrzenna analiza rozkładu oporności

Względnie duże zagęszczenie punktów pomiarowych na niewielkim obszarze pozwoliło na wykonanie przestrzennej analizy rozkładu oporności. W tym celu wykonano szereg map oporności dla wybranych cięć głębokościowych. Mapy oporności sporządzono, korzystając z wyników obliczeń dla różnych algorytmów inwersyjnych: inwersji 1D dla polaryzacji magnetycznej (xy) i elektrycznej (yx) oraz inwersji 2D wg algorytmu NLCG dla dwóch polaryzacji równocześnie (ryc. 5.9, 5.10, 5.11). Do sporządzenia map wykorzystano wyniki interpretacji sondowań MT/AMT wykonanych aparaturą firmy Phoenix Geophysics. Pominęto część krzywych zarejestrowanych aparaturą MT-1 ze względu na konieczność uzyskania równomiernego pokrycia danymi o jednakowej jakości zarówno w płaszczyźnie poziomej, jak i pionowej. Mapy obliczone metodą inwersji 2D są w ogólnym ujęciu uśrednieniem map obliczonych dla każdej polaryzacji osobno. Mapy dla polaryzacji elektrycznej i magnetycznej odzwierciedlają kierunkową zmienność parametrów geoelektrycznych ośrodka geologicznego w płaszczyźnie poziomej. Kontrasty oporności w ujęciu przestrzennym odzwierciedlają strome lub pionowe granice litologiczne lub tektoniczne.

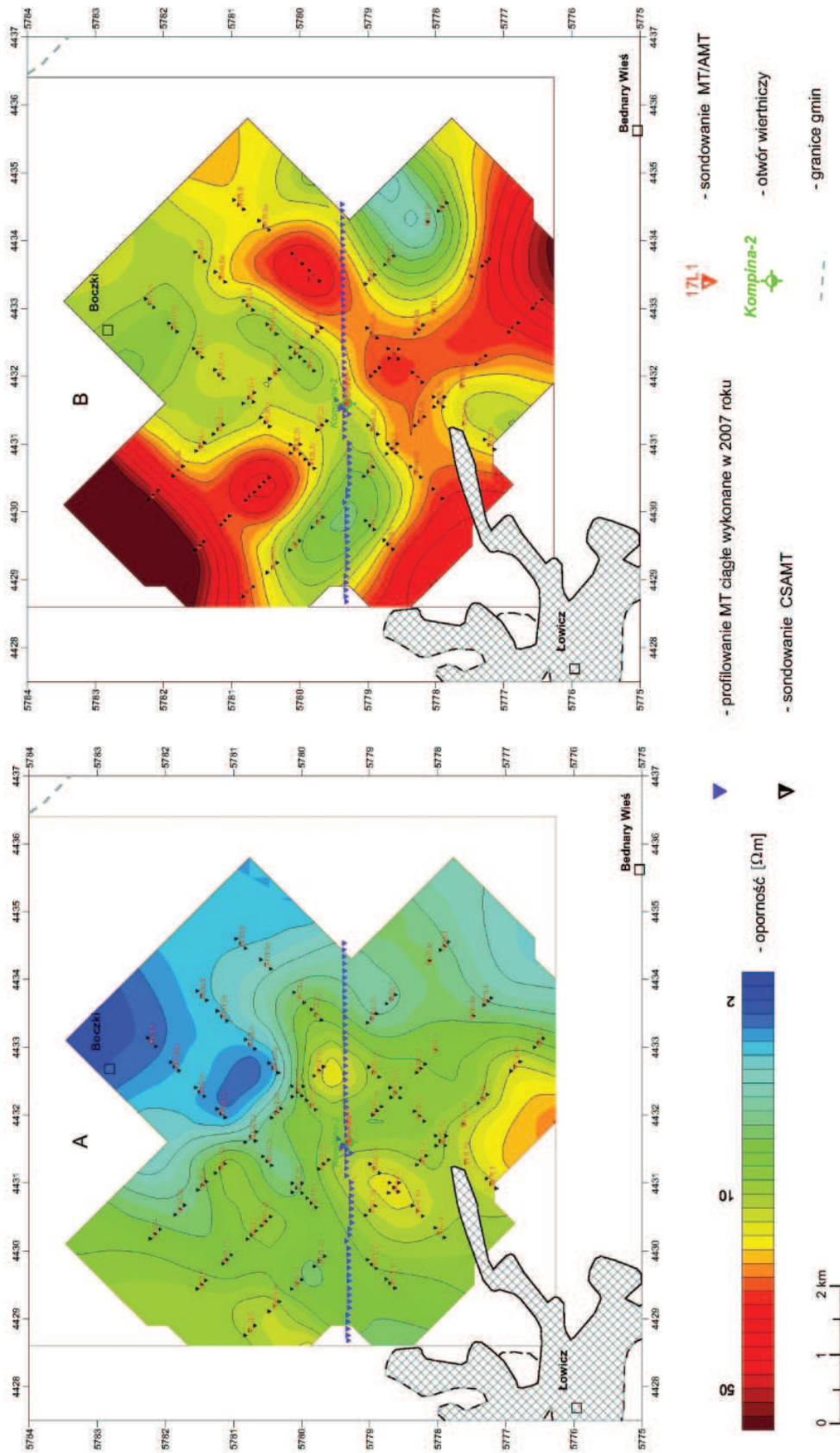


Rys. 5.9 Mapy oporności na głębokości 2.5 km (A) i 4 km (B) p.p.m. na podstawie inwersji 1D wg Occama dla orientacji xy

Rozkład oporności na głębokości 2,5 km p.p.m. odsłania granicę geoelektryczną o kierunku NW-SE, dzielącą ośrodek geologiczny na część południowo-zachodnią o opornościach rzędu kilkudziesięciu Ωm i północno-wschodnią o opornościach poniżej 10 Ωm (ryc. 5.9 A, 5.10 A, 5.11 A). Na głębokości około 3 km p.p.m. następuje zmiana głównych kierunków rozkładu oporności. Na mapach oporności, obliczonych metodą 1D dla głębokości 4 km p.p.m. (wg stratygrafii otworu Kompina-2 są to generalnie utwory dolnego triasu), zaznacza się system uskoków NW-SE i SW-NE, które rozdzielają strefy o niskich i wysokich opornościach (ryc. 5.9 B, 5.10 B, 5.11 B). Łukowaty pas obniżonych oporności widoczny jest szczególnie wyraźnie na mapie dla polaryzacji elektrycznej (xy) w północnej części obszaru badań. Nie potwierdzają tego jednak wyniki inwersji 2D, dla której oporności niskie widoczne są tylko w północno-wschodniej części obszaru.

Analiza anizotropii elektrycznej ośrodka

Anizotropia elektryczna ośrodka skalnego oznacza zróżnicowanie jego parametrów w zależności od kierunku pomiaru. W skali mikro (i mezo) jest ona na ogół wiązana z pojęciem oporności podłużnej (mierzonej wzdłuż warstwowania) i poprzecznej (mierzonej poprzecznie do uwarstwienia) skał. Współczynnik anizotropii definiuje się jako pierwiastek kwadratowy ilorazu oporności poprzecznej i podłużnej. W skali bardziej ogólnej, odpowiedniej dla badań magnetotellurycznych, określenie współczynnika anizotropii wiąże się ze zróżnicowaniem oporności pozornej w zależności od orientacji układu pomiarowego. Jej miarą będzie różnica pomiędzy maksymalnymi i minimalnymi opornościami dla danego poziomu głębokościowego. Pomiar magnetotelluryczny, wykonywany w dwóch prostopadłych kierunkach, pozwala na ocenę wpływu orientacji układu pomiarowego na rozkład oporności. W prezentowanej pracy przyjęto, że miernikiem anizotropii będzie moduł różnicy logarytmów oporności interpretowanej z inwersji 1D metodą Occama dla orientacji XY (SW-NE) i YX (NW-SE) układu pomiarowego (Wojdyła i in. 2008). Wyniki obliczeń, tak wyznaczonego parametru anizotropii, przedstawiono w postaci map dla wybranych poziomów głębokościowych (ryc. 5.12). Mapa powyższych różnic dla głębokości: 2,5 km p.p.m. wskazuje na jednorodny ośrodek geoelektryczny w południowej i południowo-zachodniej części obszaru badań (ryc. 5.12 A). Gwałtowny wzrost wartości modułu różnic oporności na krańcach mapy związany może być raczej z efektami ekstrapolacji. Na głębokości 3 km p.p.m. pojawiają się podłużne strefy wzrostu wartości anizotropii o kierunkach SW NE związane ze strefami uskokowymi. Na większych głębokościach strefy uskokowe nie są już tak wyraźne, dominują natomiast anomalie (strefy podwyższonych wartości modułu różnic) w centralnej i zachodniej części obszaru badań (ryc. 5.12 B).

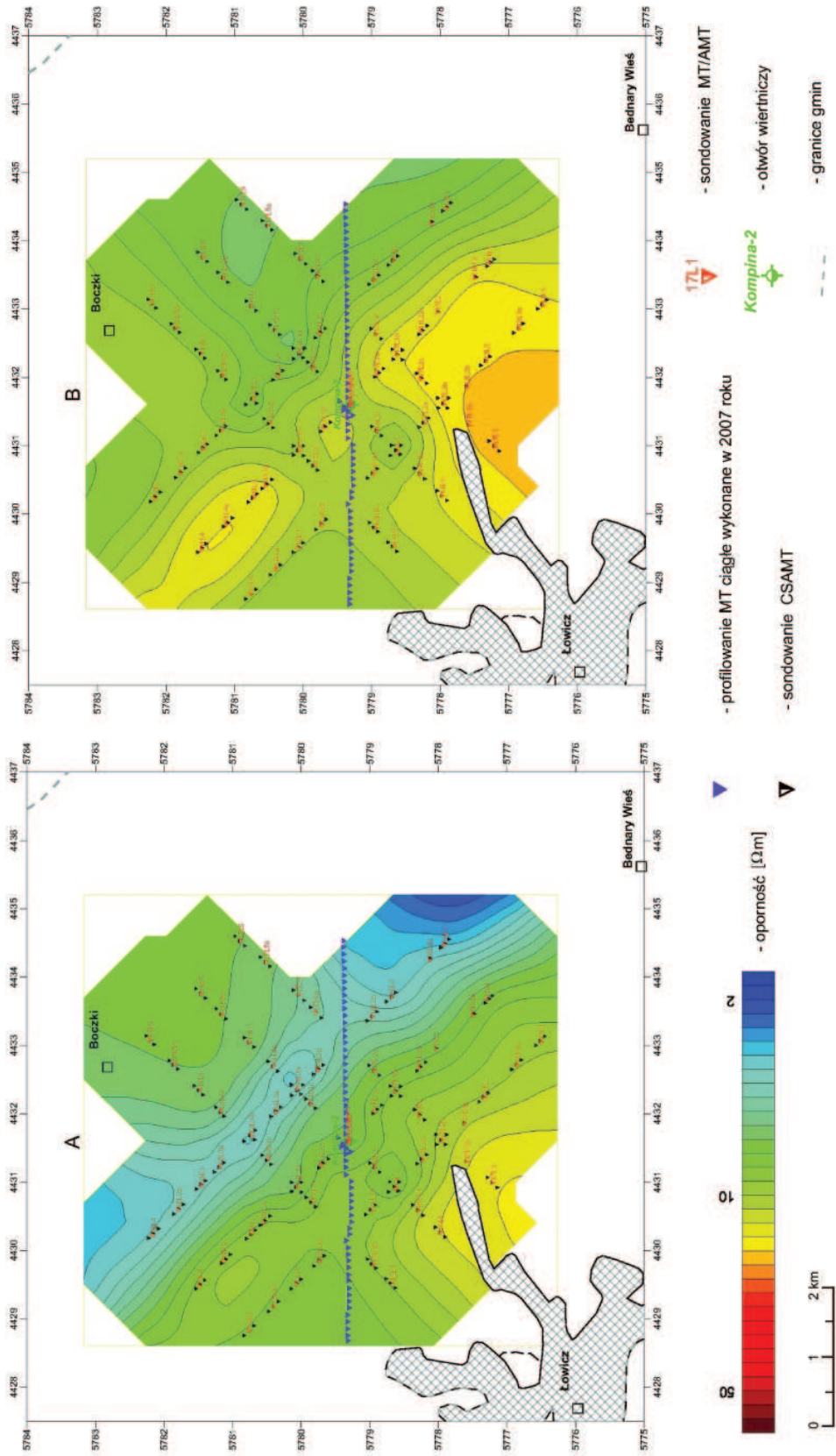


Rys. 5.10 Mapy oporności na głębokości 2.5 km (A) i 4 km (B) p.p.m. na podstawie inwersji 1D wg Occama dla orientacji yx

5.4. Geologiczna interpretacja wyników badań magnetotellurycznych

Badania magnetotelluryczne wykonane zostały wzdłuż siedmiu krzyżujących się profili, co pozwala zarówno na interpretację profilową (2D) jak też przestrzenną, przynajmniej w centralnej części obszaru badań. Rezultatem geofizycznej interpretacji danych magnetotellurycznych jest odwzorowanie rozkładu oporności w ośrodku geologicznym w postaci przekrojów oporności wzdłuż profili oraz w postaci map oporności i map anizotropii geoelektrycznej. Zgodnie z założeniami projektu, na podstawie wyników badań magnetotellurycznych, przeprowadzona została tylko wstępna, ogólna interpretacja geologiczna. Zaawansowana interpretacja przeprowadzona została w kompleksie z wynikami badań sejsmicznych. W szczególności rozdzielczość pionowa metody magnetotellurycznej jest niższa w porównaniu z refleksyjną metodą sejsmiczną, odzwierciedlenie płasko zalegających granic geologicznych obarczone jest więc większym błędem. Ponadto granice opornościowe nie zawsze pokrywają się z granicami odbijającymi. Rozdzielczość lateralna (pozioma) metody uwarunkowana jest przez krok pomiarowy i jest względnie wysoka dla profilowania ciągłego, mocno ograniczona jest jednak dla ciągów sondowań wykonanych z krokiem około 500 m. W tej sytuacji, w obecności wyników nowoczesnego zdjęcia sejsmicznego, interpretacja geologiczna modelu strukturalnego, zwłaszcza położenia granic litostratygraficznych, nie wydaje się celowa. Rozkłady oporności, będące rezultatem geofizycznej interpretacji sondowań magnetotellurycznych, odzwierciedlają natomiast, względnie dokładnie, zróżnicowanie litologii, a nawet porowatości i zasolenia wód złożowych.

Pierwszym krokiem w interpretacji geologicznej była analiza sondowania parametrycznego wykonanego na otworze wiertniczym Kompina-2. Wyniki interpretacji ww. sondowania przedstawione zostały w poprzednim rozdziale (ryc. 5.6). Porównując wyniki interpretacji dla różnych profili zauważa się znacznie wyższą rozdzielczość profilowań ciągłych niż ciągów sondowań, pozwalającą na bardziej detaliczne odtworzenie elementów budowy geologicznej. W badaniach szczegółowych należy więc raczej wykorzystywać profilowania ciągłe lub ciągi sondowań o kroku pomiarowym porównywalnym z długością dipoli pomiarowych. Wobec powyższych faktów interpretacja profilu ciągłego potraktowana została ze szczególną uwagą. Dla profilu ciągłego opracowano przekroje geoelektryczne z wykorzystaniem transformacji Bosticka oraz inwersji 2D, zestawione z wynikami inwersji 1D sondowania parametrycznego (ryc. 5.4, 5.7). Zróżnicowanie przekrojów geoelektrycznych otrzymanych za pomocą ww. metod wiąże się głównie z różnicami sposobów obliczeń numerycznych oraz różnym podejściem metodologicznym. Inwersja 1D wg algorytmu Bosticka jest transformacją krzywych pomiarowych dla jednej orientacji układu pomiarowego za pomocą filtrów numerycznych i jest wrażliwa na różnorodne zaburzenia krzywych wynikające np. z zakłóceń. Inwersja 2D wykonana została z wykorzystaniem krzywych obydwu polaryzacji TM i TE-mode. Jej wynik jest bardziej zgeneralizowany i, być może, obarczony wpływem trójwymiarowości modelu geoelektrycznego. Inwersja 2D uśrednia ponadto rozrzut statystyczny w skali przekroju, działa więc po



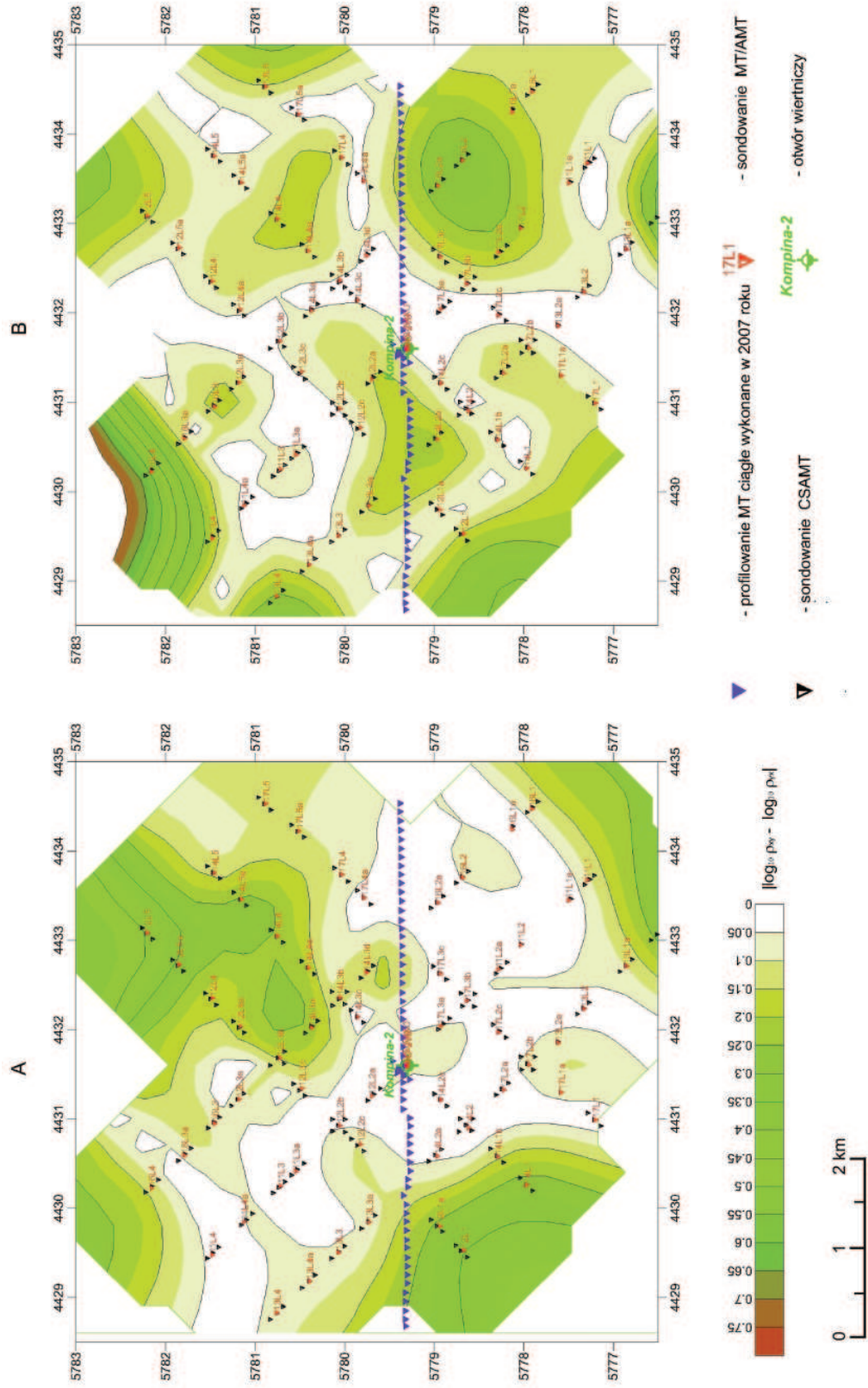
Rys. 5.11 Mapy oporności na głębokości 2.5 km (A) i 4 km (B) p.p.m. na podstawie inwersji 2D wg NLCG

części jak filtracja zakłóceń o rozkładzie normalnym oraz koryguje lokalne odstępstwa danych na krzywych nie mieszczące się w zakresie fizycznego prawdopodobieństwa.

Na obydwu przekrojach zaznacza się kopulasta struktura z kulminacją w centrum przekroju, przecięta szeroką strefą tektoniczną. Niska oporność tej strefy wskazuje na jej silne zeszczelinowanie i migrację wód złożowych o znacznym zasoleniu, zapewne o podwyższonej temperaturze. Zarówno wzrost zasolenia jak i temperatury powoduje obniżenie oporności wód złożowych. Obok głównej strefy tektonicznej, w zachodniej części przekroju, zaznacza się uskok mniejszych rozmiarów. Najbardziej wątpliwa jest interpretacja wschodniego krańca przekroju, gdzie zaobserwowano szczególnie silne zakłócenia związane prawdopodobnie z przecinającymi się liniami energetycznymi wysokiego napięcia.

Strefa niskich oporności związana jest z utworami jury środkowej i dolnej. Lateralna zmienność oporności wskazuje jednak, że obecność silnie zasolonych i podgrzanych wód związana jest ze strefą uskoku. Prawdopodobna jest ascenzyjna migracja gorących i silnie zasolonych wód złożowych do jurajskich horyzontów zbiornikowych. Własności zbiornikowe tych horyzontów są, być może, także związane z zeszczelinowaniem strefy przyuskokowej. Rozkład oporności na poziomie triasu sugeruje także obecność zeszczelinowania przyuskokowego, zanikającego szybko wraz z odległością od strefy tektonicznej. Wyższe, ogólnie, oporności tego horyzontu związane są zapewne z niższą porowatością budujących go utworów.

Jak wspomniano powyżej, rozdzielczość pozostałych przekrojów geoelektrycznych jest niższa w porównaniu do wyników profilowania ciągłego, co związane jest z dużym, w porównaniu z rozmiarami rozpoznawanego obiektu, krokiem pomiarowym. Przekroje te dostarczają ogólnej informacji na temat zróżnicowania litologicznego poszczególnych formacji geologicznych, odzwierciedlonego przez rozkład oporności. Górna część ośrodka geologicznego złożona z utworów kenozoiku i górnej kredy charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem litologicznym, które szczególnie wyraziście zaznacza się na ciągłym przekroju CSAMT (ryc. 5.4 A, 5.7 A). Utwory górnej kredy cechuje względnie obniżona oporność, świadcząca o dominującym udziale litotypu ilastego lub marglistego. Kreda dolna i najwyższy poziom jury tworzą kompleks o podwyższonej, chociaż lateralnie zróżnicowanej oporności, związanej, być może, z litotypem węglanowym lub też gruboklastycznym zafiltrowanym wodami złożowymi o niskiej mineralizacji. Lateralna zmienność oporności, odzwierciedla prawdopodobnie zróżnicowanie facjalnego wykształcenia górnej jury. Dolne kompleksy górnej jury, jura środkowa i dolna charakteryzują się opornością szybko malejącą z głębokością. Najniższe jej wartości odnoszą się do jury dolnej. Obniżenie oporności w tym kompleksie związane jest ze zmianami litologicznymi (osady drobnoklastyczne lub margliste) oraz obecnością warstw piaskowcowych o wysokiej porowatości nasyconych silnie zmineralizowanymi wodami złożowymi. Strefy o szczególnie niskich opornościach wiążą się prawdopodobnie z przyuskokowym zeszczelinowaniem skał. Zwarty kompleks niskooporowy, w obrębie utworów jury, pojawia się w północno-wschodniej



Rys. 5.12 Mapy anizotropii elektrycznej ośrodka na głębokości 2.5 km (A) i 4 km (B)

części obszaru (ryc. 5.5, 5.8). Jego identyfikacja geologiczna, wobec braku danych otworowych, jest raczej problematyczna. Niskie oporności należy wiązać ze znaczącą poprawą własności zbiornikowych lub też silnym wzrostem zailenia utworów jurajskich. Możliwe jest także komplementarne oddziaływanie obydwu tych czynników. Wyraźne, wertykalne odcięcie strefy niskooporowej od strefy o podwyższonych opornościach wskazuje na tektoniczny charakter tej granicy.

Przestrzenne zróżnicowanie oporności lepiej widoczne jest na mapach tego parametru w cięciach poziomych. Mapa opracowana dla poziomu -2,5 km odzwierciedla zróżnicowanie oporności kompleksu środkowej jury (ryc. 5.9 A, 5.10 A, 5.11 A). Mapa dla poziomu -4,0 km odpowiada natomiast kompleksowi środkowego triasu (ryc. 5.9 B, 5.10 B, 5.11 B). Zauważalne jest wyraziste zróżnicowanie rozkładów oporności dla obydwu kompleksów, sugerujące zmianę planów strukturalnych oraz rozkładów cech litologicznych i/lub parametrów zbiornikowych. Zróżnicowanie oporności kompleksu jurajskiego jest stosunkowo niewielkie i zmienia się od kilku do kilkudziesięciu Ωm . Wielkość i zróżnicowanie oporności zależne jest, w pewnym stopniu, od sposobu obliczania tego parametru. Nieco wyższe oporności uzyskano dla tzw. polaryzacji magnetycznej (TM-mode), natomiast dla polaryzacji elektrycznej (TE mode) obserwuje się największe jej zróżnicowanie. Najmniej zróżnicowane i względnie niskie oporności wyinterpretowano za pomocą inwersji 2D. Analiza przestrzennego rozkładu oporności potwierdza opisane powyżej informacje, wynikające z danych profilowych. Zaznacza się podział obszaru na część północno-wschodnią niskooporowościową, i południowo-zachodnią o względnie wysokich opornościach, związany zapewne z główną granicą tektoniczną przecinającą rejon badań. Lokalne obniżenie oporności można wiązać z dobrymi parametrami zbiornikowymi i zasoleniem wód złożowych. Biorąc pod uwagę fakt, że najbardziej interesujący dla poszukiwań wód termalnych (a zapewne także mineralnych) jest poziom dolnojurajski, można stwierdzić, że najbardziej optymalne parametry zbiornikowe występują w zachodniej i południowo-wschodniej części obszaru jako strefy o obniżonej oporności, związanej prawdopodobnie z zeszcelinowaniem przyuskokowym. Zmiana kontekstu tektonicznego (zrzucone skrzydło uskoku?) może powodować wyraźną zmianę wykształcenia litologicznego. Zależności tej nie można jednak zweryfikować bez danych otworowych.

Oporności utworów triasowych są generalnie wyższe w porównaniu z poziomem jurajskim. Zaznacza się też pewna przebudowa rozkładu oporności. Ogólnie podwyższone oporności wskazują na pogorszenie własności zbiornikowych utworów triasowych w porównaniu z warstwami nadległymi. Lokalna poprawa własności zbiornikowych wiąże się prawdopodobnie z zeszcelinowaniem przyuskokowym i znajduje odbicie w obniżeniu oporności. Takie strefy obniżonych oporności zaznaczają się w zachodniej, południowo-wschodniej i północno-wschodniej części obszaru badań. Interesujące wydaje się także ujawnienie się w rozkładach oporności wyrazistych stref gradientowych o przebiegu SW-NE, sugerujących obecność uskoku lub też zestawu uskoku o tym kierunku. Obecność dwu krzyżujących się stref tektonicznych byłaby dobrym wyjaśnieniem specyficznego „gniazdowego” rozkładu parametrów zbiornikowych, ujawniającego się w rozkładzie oporności.

Dla wybranych poziomów głębokościowych opracowane zostały także mapy zlogarytmowanych różnic oporności dla lokalnych kierunków maksymalnej i minimalnej wartości tego parametru. Mapy te odzwierciedlają poziomą anizotropię geoelektryczną ośrodka geologicznego, której wysokie wartości wiążą się z obecnością struktur dwuwymiarowych lub też z kierunkowym rozkładem parametrów zbiornikowych (przepuszczalności). Wobec braku stromych fałdów i wielokrotnych nasunięć, można założyć, że rozkład anizotropii odzwierciedla strefy o kierunkowym rozkładzie przepuszczalności hydraulicznej związanym z zeszcelinowaniem przy-uskokowym.

Anizotropia na poziomie -2,5 km jest niska dla większości obszaru badań (ryc. 5.12 A). Wyraźne podwyższenie tego parametru obserwuje się w części północno-wschodniej oraz na krańcach obszaru badań północnym, zachodnim i południowym, co po części jest zapewne efektem ekstrapolacji danych. Taki rozkład anizotropii świadczy prawdopodobnie o zaniku zeszcelinowania, przynajmniej o charakterze ukierunkowanym, w relatywnie plastycznym kompleksie środkowej jury, w którym następuje wygaszenie uskoku przecinających niżej zalegające kompleksy. Niskie wartości anizotropii mogą wynikać zarówno z braku kierunkowego zeszcelinowania, jak też z obecności szczelin wielokierunkowych, generowanych np. przez system poprzecznych uskoku. Anizotropia jest też ogólnie niższa w kompleksach niskooporowych.

Kompleksy triasu charakteryzuje anizotropia wyraźnie wyższa niż w utworach jurajskich (ryc. 5.12 B). Obszary o podwyższonej anizotropii dobrze korelują się ze strefami niskich oporności. Najważniejsze z nich położone są w zachodniej, południowo-wschodniej i północno-wschodniej części obszaru badań. Wysoka anizotropia w obrębie utworów triasu wiąże się z ich generalnie wysoką opornością, lokalnie obniżoną przez strefy spękane. Taka wartość ww. parametru oraz jego rozkład sugerują dominację szczelinowości (zeszcelinowania tektonicznego) nad porowatością intergranularną w kształtowaniu własności zbiornikowych tego kompleksu. Podsumowując przedstawione powyżej dane należy podkreślić, że strefy o dobrych własnościach zbiornikowych i potencjalnie korzystnych warunkach dla lokalizacji ujęć wód geotermalnych wiążą się najprawdopodobniej z obniżeniem oporności, stwarzyszonym ze wzrostem anizotropii geoelektrycznej.

Michał Stefaniuk
Barbara Czerwińska

6. ZINTEGROWANA INTERPRETACJA DANYCH SEJSMICZNYCH I MAGNETOTELLURICZNYCH

Zintegrowana interpretacja wyników badań sejsmicznych i magnetotellurycznych wykonana została w celu przeanalizowania rozkładu parametrów zbiornikowych ośrodka geologicznego na tle jego modelu strukturalnego oraz weryfikacji wcześniejszych wniosków wyprowadzonych niezależnie dla każdej metody. Interpretacja parametrów zbiornikowych ma posłużyć do określenia potencjalnych lokalizacji wierceń geotermalnych.

Integralnym elementem przeprowadzonej interpretacji była analiza sondowania parametrycznego, a szerzej analiza danych otworowych, w tym profilowań geofizyki otworowej. Model strukturalny ośrodka geologicznego opracowany został na podstawie wyników badań sejsmicznych, co jest uzasadnione wyższą rozdzielczością metody sejsmicznej. Nadto analiza atrybutów trasy sejsmicznej w bramkach czasowych obejmujących interesujący zakres miąższości wydzielonych kompleksów litostratygraficznych, umożliwia wydzielenie stref o dobrych parametrach zbiornikowych. Rozkład oporności w ośrodku geologicznym otrzymany w rezultacie interpretacji danych magnetotellurycznych, odzwierciedla głównie zróżnicowanie litologiczne ośrodka geologicznego i jest względnie czuły na obecność dobrych właściwości zbiornikowych (porowatość, szczelinowatość, przepuszczalność) i filtracji gorących, silnie zmineralizowanych wód złożowych. Interpretację zintegrowaną oparto na założeniu, że kompleksowa analiza strukturalnych map granic sejsmicznych wiązanych z określonymi granicami stratygraficznymi lub litologicznymi, map atrybutów trasy sejsmicznej obliczonych dla tych granic oraz map ilustrujących rozkład oporności w przedziale głębokościowym korelowanych granic sejsmicznych, powinna wskazać strefy o dobrych właściwościach zbiornikowych i korzystnej sytuacji strukturalno-tektonicznej, optymalne dla potencjalnej lokalizacji otworów geotermalnych.

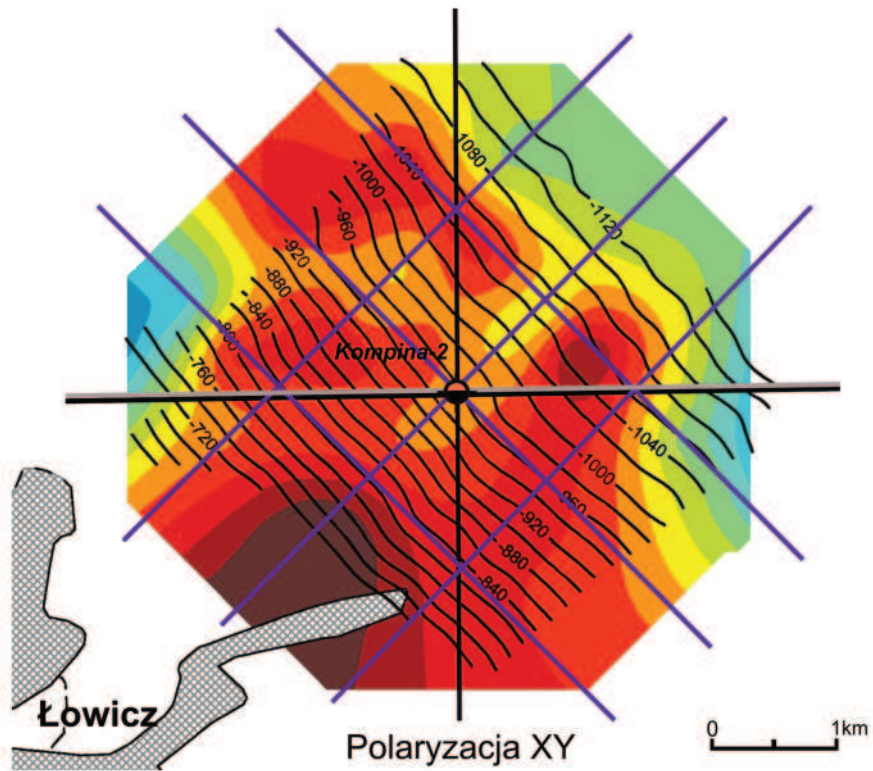
Wykonując interpretację zintegrowaną skoncentrowano się na trzech horyzontach refleksyjnych: K1_str, Ja2 i Tp2, związanych z interesującymi, z punktu widzenia wykorzystania geotermalnego i hydrogeologicznego, kompleksami geologicznymi kredy dolnej, jury dolnej i dolnego triasu. Sejsmiczna granica refleksyjna K1_str wiąże się ze stropem kredy dolnej, w obrębie której występują dobrze przepuszczalne horyzonty piaskowcowe, które mogą być potencjalnie przedmiotem zainteresowania geotermii. Granica J2a odzwierciedla położenie stropu aalenu, poniżej którego znajdują się miąższe kompleksy piaskowcowe dolnej jury o dobrych właściwościach zbiornikowych, zalegające na głębokościach zapewniających odpowiednio wysokie temperatury. Granica sejsmiczna Tp2 położona jest wewnątrz

utworów środkowego pstręgo piaskowca, w obrębie których odnotowano przyływ wód złożowych o temperaturach rzędu 100° C.

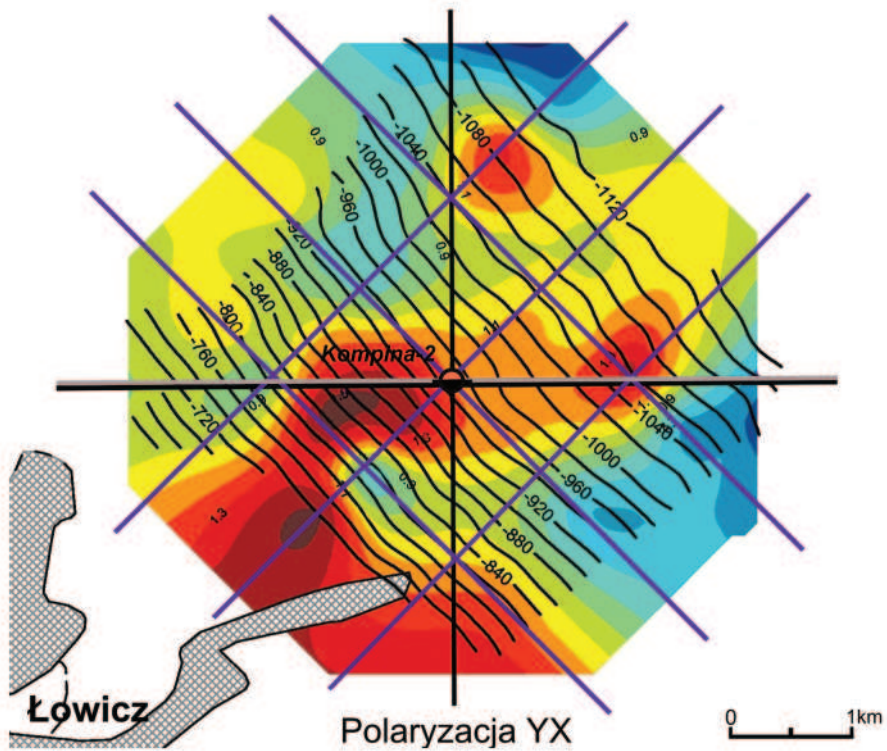
Dla każdego z powyższych horyzontów opracowano zestawienie sejsmicznych map strukturalnych z mapami rozkładu oporności. Mapy oporności opracowane zostały w dwóch wariantach: dla wartości oporności odczytanych bezpośrednio na powierzchni strukturalnej (rozkład oporności na powierzchni strukturalnej) oraz na płaszczyznach wyznaczonych jako średnie głębokości pograżenia danej powierzchni. Uwzględniono oporności uzyskane w wyniku inwersji 1D wg algorytmu „Occama” dla dwóch orientacji układu pomiarowego (x_y – dipol elektryczny w kierunku SW-NE, czujnik magnetyczny w kierunku NW-SE oraz y_x – dipol elektryczny zorientowany w kierunku NW-SE natomiast czujnik magnetyczny – SW-NE). Dla horyzontów Ja2 i Tp2 opracowano również zestawienia map oporności z mapami impedancji akustycznej określonej z wykorzystaniem procedury inwersji sejsmicznej. Zestawiono także sejsmiczne mapy strukturalne z mapami różnic pomiędzy opornościami mierzonymi w kierunkach głównych osi ośrodka geoelektrycznego (logarytmów różnic), odzwierciedlającymi poziomą anizotropię ośrodka geoelektrycznego. Wszystkie wyniki, zarówno badań sejsmicznych, jak i magnetotellurycznych, analizowano w kontekście danych geofizyki otworowej. Kompleksowa analiza tak zestawionych danych sejsmicznych i magnetotellurycznych pozwoliła na wytypowanie stref o wyróżniających się własnościach zbiornikowych, które można rozpatrywać jako korzystne dla lokalizacji wierceń geotermalnych lub hydrogeologicznych.

Stosunkowo monotonna morfologicznie powierzchnia granicy sejsmicznej K1_str, odpowiadającej stropowi kredy dolnej, zapada stopniowo ku NE, od głębokości około 700 m p.p.m. w części południowo-zachodniej do około 1150 m p.p.m. w części północno-wschodniej obszaru objętego interpretacją danych sejsmicznych. Różnica głębokości pograżenia jest więc duża w stosunku do niewielkich rozmiarów obszaru badań. Takie deniwelacje tej granicy wyjaśniają znaczącą różnicę pomiędzy rozkładami oporności na powierzchni strukturalnej i na płaszczyźnie o głębokości – 1,0 km (ryc 6.1 – 6.4). Obok różnego położenia powierzchni interpretacyjnych pewną rolę w zróżnicowaniu obrazów rozkładu oporności odgrywa fakt zredukowania pola interpolacji do granic mapy sejsmicznej oraz zastosowanie różnych algorytmów obliczeniowych.

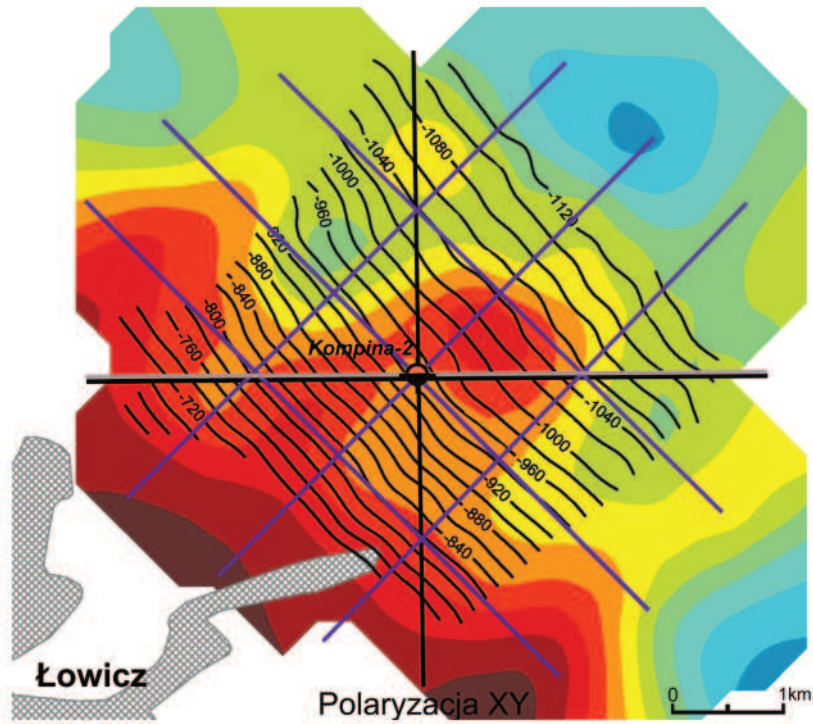
Zróżnicowanie oporności odzwierciedla zmienność litologiczną ośrodka geologicznego w otoczeniu analizowanej powierzchni, zmodyfikowaną przez obecność dobrze przepuszczalnych horyzontów wodonośnych i mineralizację wód złożowych. Uwzględniając wyniki interpretacji danych geofizyki otworowej, należy założyć, że wysokie oporności zaznaczające się na powierzchni stropowej kompleksu dolnej kredy wiążą się z obecnością piaskowców (dolna kreda) o dobrych własnościach zbiornikowych nasyconych wodami złożowymi o relatywnie niskiej mineralizacji. Wniosek taki potwierdza rozkład oporności na poziomie –1,0 km (ryc. 6.3 – 6.4), gdzie obserwujemy oporności podwyższone w południowo-zachodniej części obszaru, w którym poziom 1,0 km przecina kompleksy dolnej kredy. W części północno-wschodniej, w której ta płaszczyzna przecina prawdopodobnie margliste utwory kredy górnej



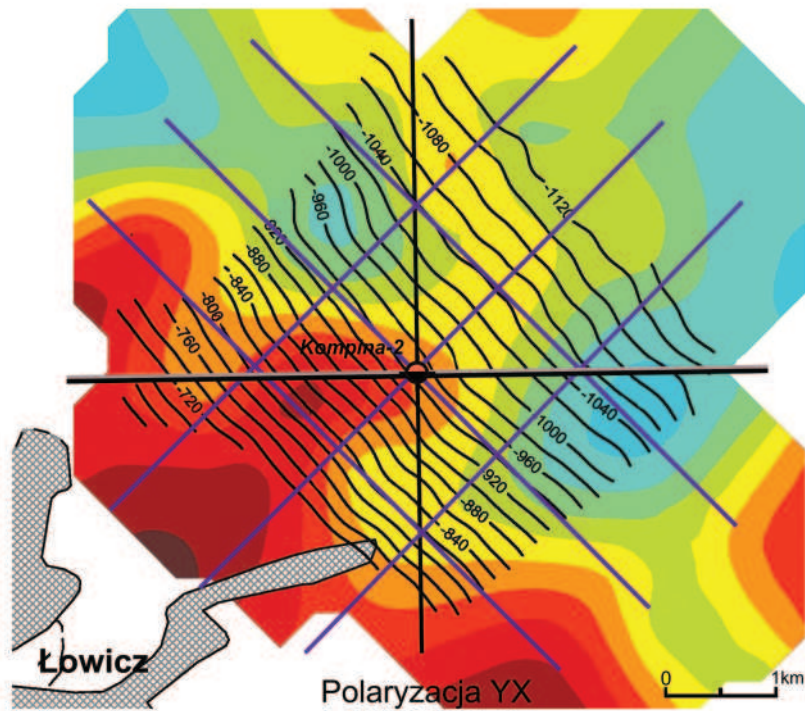
Ryc.6.1 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego K1_str.



Ryc. 6.2 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji yx na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego K1_str.



Ryc.6.3 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy na głębokości 1000 m p.p.m. na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego K1_str

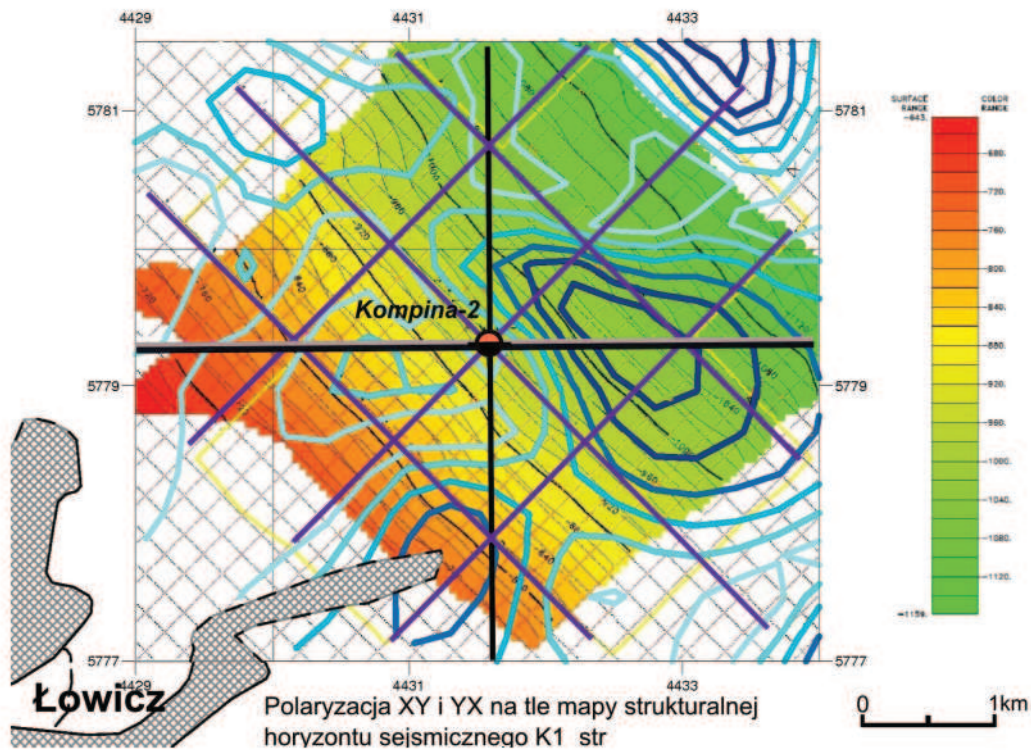


Ryc.6.4 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji yx na głębokości 1000 m p.p.m. na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego K1_str

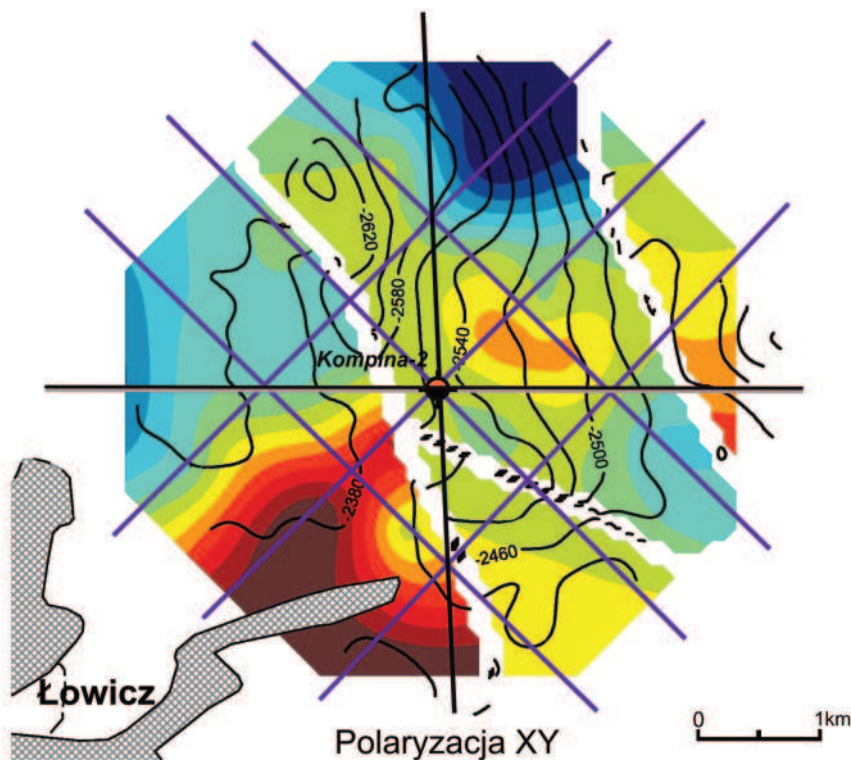
pojawiają się natomiast oporności wyraźnie niższe. Na południowo-zachodnim krańcu obszaru badań dodatkowe podwyższenie oporności może wiązać się z wpływem zalegających poniżej wysokooporowych wapieni górnej jury. Lokalne zróżnicowanie oporności na opisywanym poziomie wiąże się, prawdopodobnie, ze zróżnicowaniem litofacjalnym ośrodka geologicznego. Izolowane strefy o wysokich opornościach mogą odzwierciedlać gniazdowe nagromadzenie skał węglanowych, np. występowanie wapieni rafowych górnej jury. Wydłużone strefy gradientowe mają, być może, związek z tektoniką, która nie zawsze ujawnia się w postaci nieciągłości sejsmicznych granic odbijających.

Anomalne strefy anizotropii geoelektrycznej zaznaczają się w południowej i wschodniej części obszaru badań (ryc. 6.5). Źródło anizotropowości ośrodka nie jest jasne. Można ją wiązać z lokalnymi zafałdowaniami i przegięciami fleksuralnymi lub też kierunkowym wzrostem zeszcelinowania np. w strefie uskokowej. W tym ostatnim przypadku strefy o dużych wartościach anizotropii należy wiązać z poprawą własności zbiornikowych.

Urozmaicona morfologia powierzchni granicy sejsmicznej Ja₂, odzwierciedlającej strop aalenu, jest związana z jej zaangażowaniem tektonicznym. Przecina ją system trzech (przynajmniej) uskoków wyznaczonych w wyniku interpretacji danych sejsmicznych. Przez środek obszaru ciągnie się szeroka strefa obniżona, przy czym największe głębokości odnotowane zostały w skrzydle zrzuconym tuż przy uskoku. Obok deniwelacji związanych z powierzchniami uskokowymi zaznaczają się łagodne obniżenia i wyniesienia. Zróżnicowanie oporności na tym poziomie jest stosunkowo niewielkie (od kilku do kilkudziesięciu Ohm-m) i bardziej wyraźnie zaznacza się w rozkładzie tego parametru na sejsmicznej powierzchni strukturalnej (ryc. 6.6 – 6.7). Ogólny charakter rozkładu oporności na powierzchni strukturalnej i na płaszczyźnie -2,5 km jest podobny (ryc. 6.6 – 6.9). Nieco niższe oporności zaznaczają się w południowo-zachodniej i centralnej części obszaru badań. Przyczyny zróżnicowania oporności nie są jasne. Wiążą się zapewne ze zróżnicowaniem litologicznym utworów jury dolnej. Można dostrzec pewien, mało wyraźny związek rozkładu oporności z lokalnymi deniwelacjami stropu aalenu. Dane geofizyki otworowej nie dostarczają oczywistych wskazówek odnośnie litologicznej interpretacji rozkładu oporności. W dolnej jurze, wg tych danych geofizyki otworowej, dominują stosunkowo wysoko porowate piaskowce przełożone wkładkami ilastymi o różnej grubości. Wysoka mineralizacja wód jurajskich, zailenie i porowatość, to czynniki, które komplementarnie powodują obniżenie oporności. Niejasne są natomiast przyczyny podwyższonej oporności w niektórych strefach. Być może należy wiązać je z obniżeniem porowatości lub przepuszczalności. Strefy o wyraźnie obniżonej oporności wiążą się prawdopodobnie z zeszcelinowaniem przyuskokowym, co w pewnym stopniu potwierdza rozkład anizotropii geoelektrycznej na poziomie -2,5 km (ryc. 6.10). Takiego wniosku nie można jednak traktować jako pewnik, ponieważ niskie oporności mogą być efektem wysokiego wskaźnika zailenia, a wysoka anizotropia - rezultatem ugięcia lub też zafałdowania kompleksu piaskowcowo-ilastego w strefie przyuskokowej.



Ryc.6.5 Mapa różnicy oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy i yx na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego K1_str. (izolinie różnicy oporności: białe – małe wartości, ciemnoniebieskie – duże wartości)

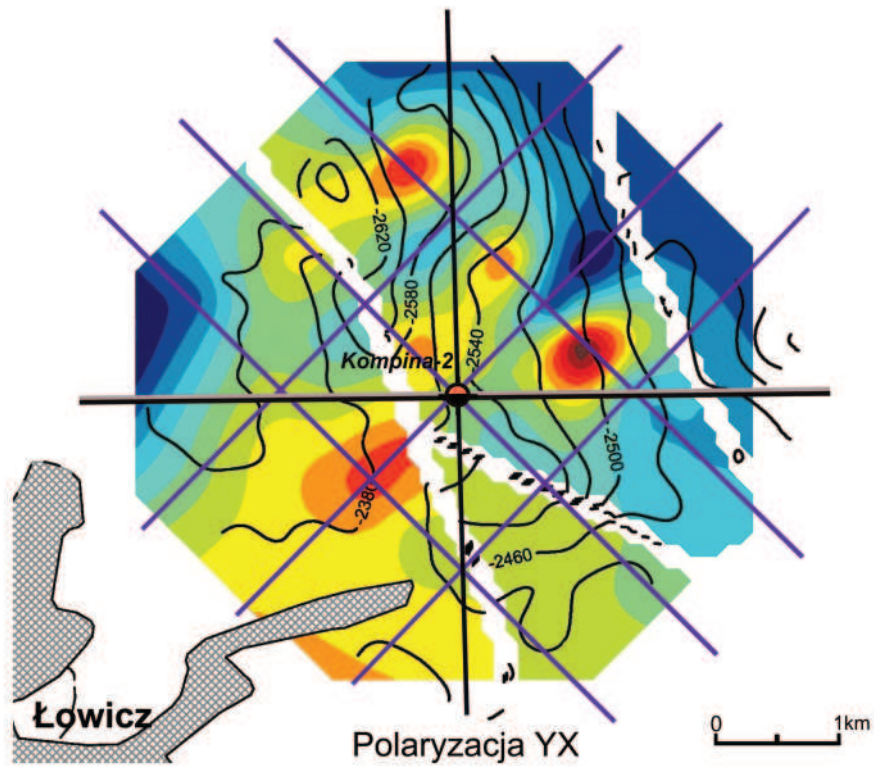


Ryc.6.6 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego J2a.

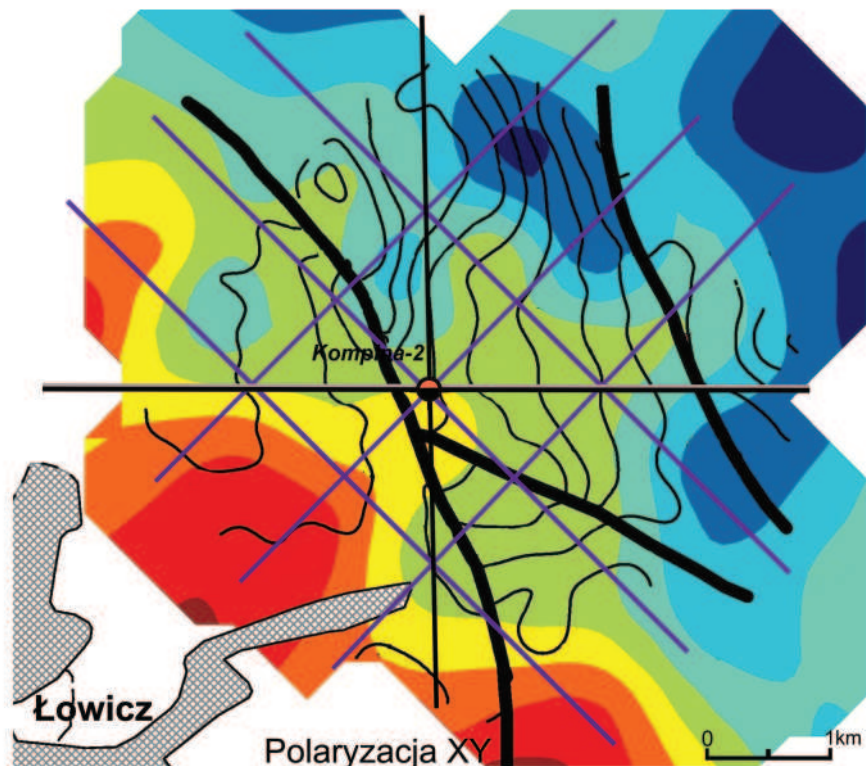
Niejednoznaczna jest interpretacja rozkładu anizotropii geoelektrycznej w konfrontacji z mapą impedancji akustycznej (ryc. 6.11). W zachodniej i północno-wschodniej części obszaru badań, obniżone wartości impedancji i wysokie anizotropie sugerują dobre właściwości zbiornikowe związane prawdopodobnie z zeszcelinowaniem przyuskokowym. We wschodniej części obszaru pojawiają się jednak strefy, w których podwyższonej impedancji akustycznej towarzyszą wysokie anizotropie co wiązać się może ze spękaniem skał o niskiej porowatości. W części południowo-wschodniej natomiast występuje strefa, gdzie niskie impedancje towarzyszą niskiej anizotropii geoelektrycznej. Wyjaśnieniem takich rozkładów analizowanych parametrów może być wielokierunkowe zeszcelinowanie skał, charakterystyczne dla zaznaczającego się tutaj węzła tektonicznego.

Granica sejsmiczna Tp2, wiązana z utworami triasu środkowego ogólnie wynurza się ku północnemu wschodowi. Jej położenie jest jednak silnie zaburzone przez szereg uskoków. Oporności kompleksu triasowego są generalnie wyższe niż warstw nadległych, co odnotowane zostało w poprzednim rozdziale (ryc. 6.12 – 6.15). Biorąc pod uwagę wysokie temperatury i zasolenie wód złożowych należy oczekiwać znacznego wpływu zeszcelinowania na obniżenie oporności ośrodka, a także na wzrost anizotropii geoelektrycznej. Dane elektrometrii wiertniczej oraz wyniki sondowania parametrycznego wykonanego na otworze wiertniczym Kompina-2, zgodnie potwierdzają wzrost oporności utworów triasowych. Nieco zaskakujące są w tym względzie wyniki analizy litologicznej wskazujące na wysoką zawartość litotypu ilastego w tym kompleksie, w stosunku do wysokooporowych piaskowców i węglanów. Stosunkowo niska jest też porowatość, która jako parametr wyznaczony na podstawie profilowań neutronowych może być dodatkowo zawyżona poprzez podwyższone zailenie. Wyjaśnieniem tej sprzeczności może być rozproszony charakter zailenia i zamknięty rodzaj porowatości, które w tej sytuacji mają ograniczony wpływ na rozkład oporności.

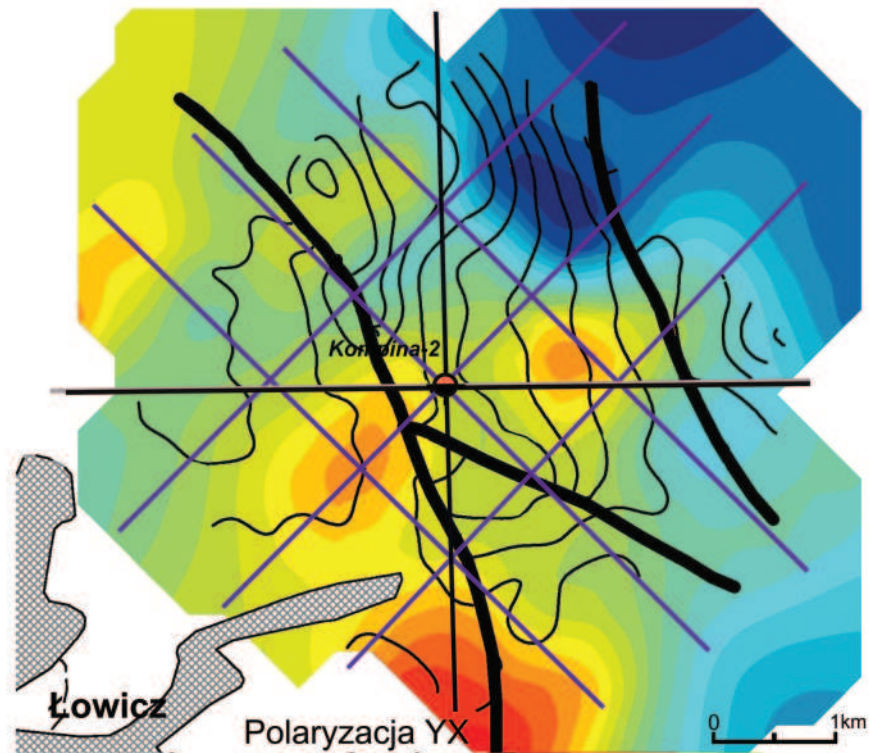
W konsekwencji przeprowadzonej kompleksowej analizy danych sejsmicznych i magnetotellurycznych, strefy o obniżonej oporności, wysokiej anizotropii geoelektrycznej i obniżonej impedancji akustycznej należy wiązać z dobrymi parametrami zbiornikowymi, chociaż nie można wykluczyć również wpływu zailenia na wartości pomierzonych parametrów. Strefy takie zaznaczają się na wszystkich praktycznie mapach w zachodniej, północno-wschodniej i południowo-wschodniej części obszaru badań i mają najprawdopodobniej charakter zeszcelinowania przyuskokowego i międzyuskokowego (ryc. 6.16 – 6.17). Są to rejony, które w świetle analizy danych geofizycznych wydają się najbardziej korzystne dla lokalizacji odwiertów geotermalnych.



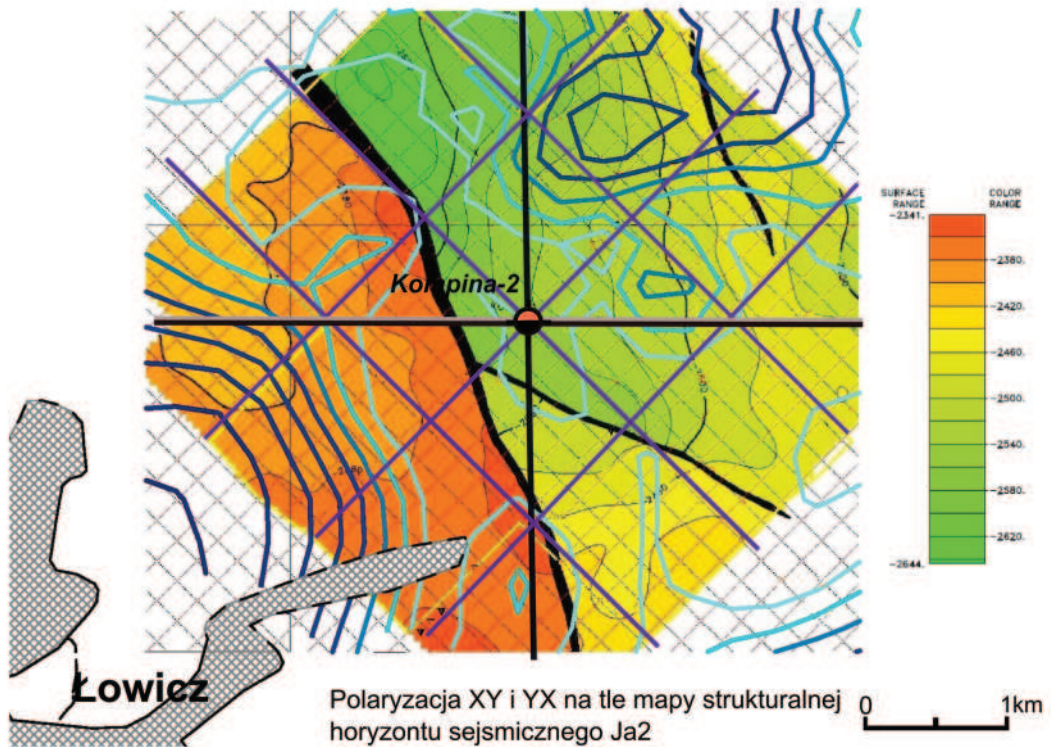
Ryc.6.7 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji yx na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego J2a.



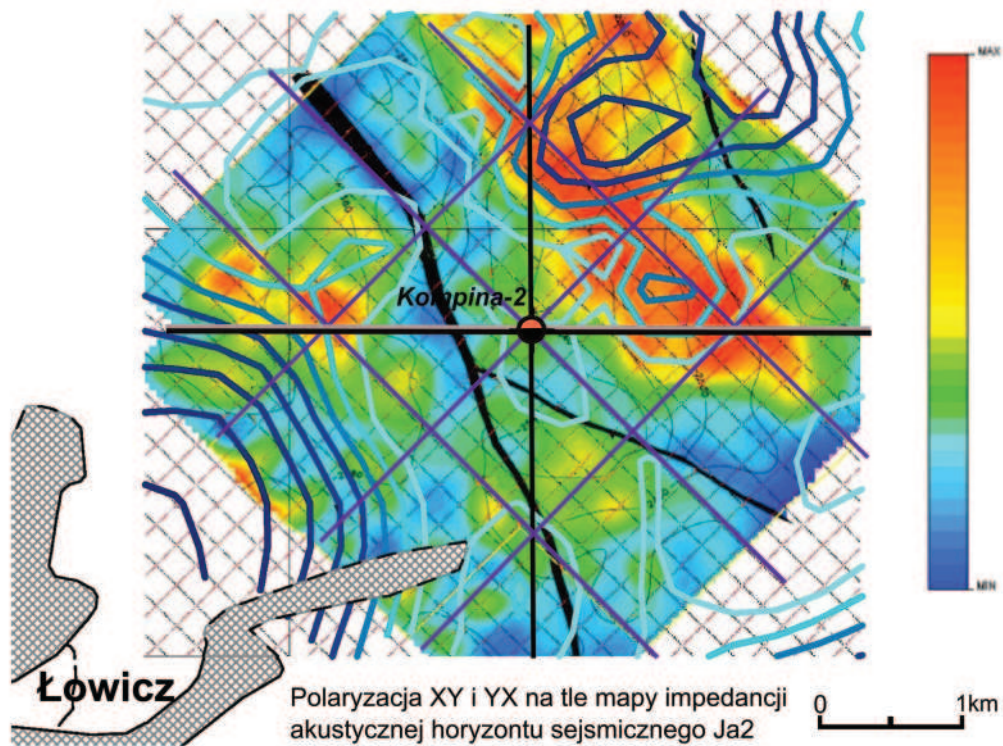
Ryc.6.8 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy na głębokości 2500 m p.p.m. na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego J2a.



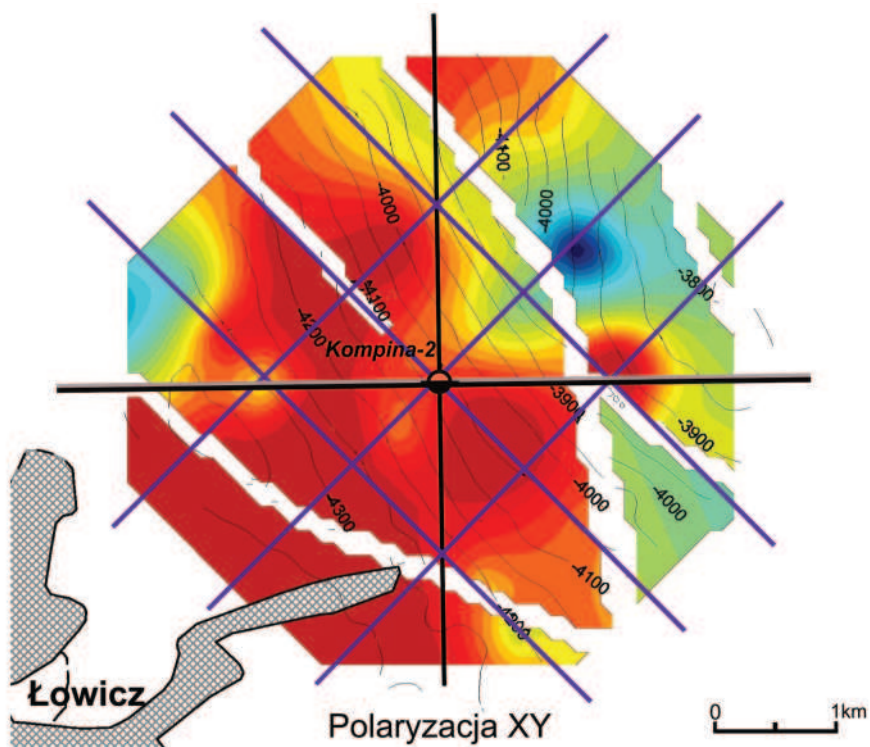
Ryc.6.9 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji yx na głębokości 2500 m p.p.m. na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego J2a.



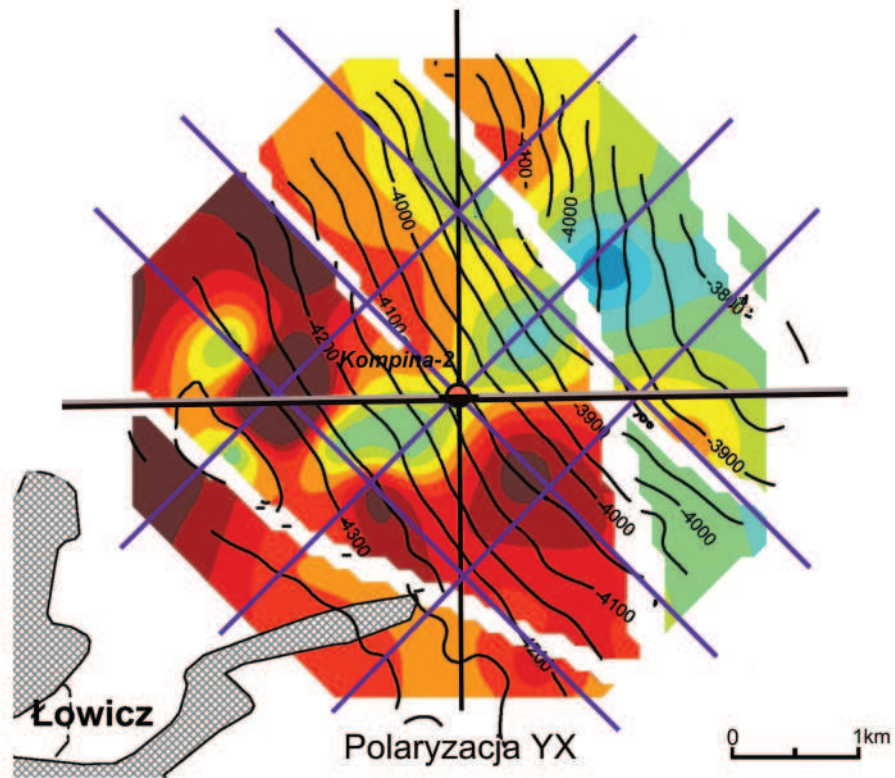
Ryc.6.10 Mapa różnicy oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy i yx na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego J2a. (izolinie różnicy oporności: białe – małe wartości, ciemnoniebieskie – duże wartości)



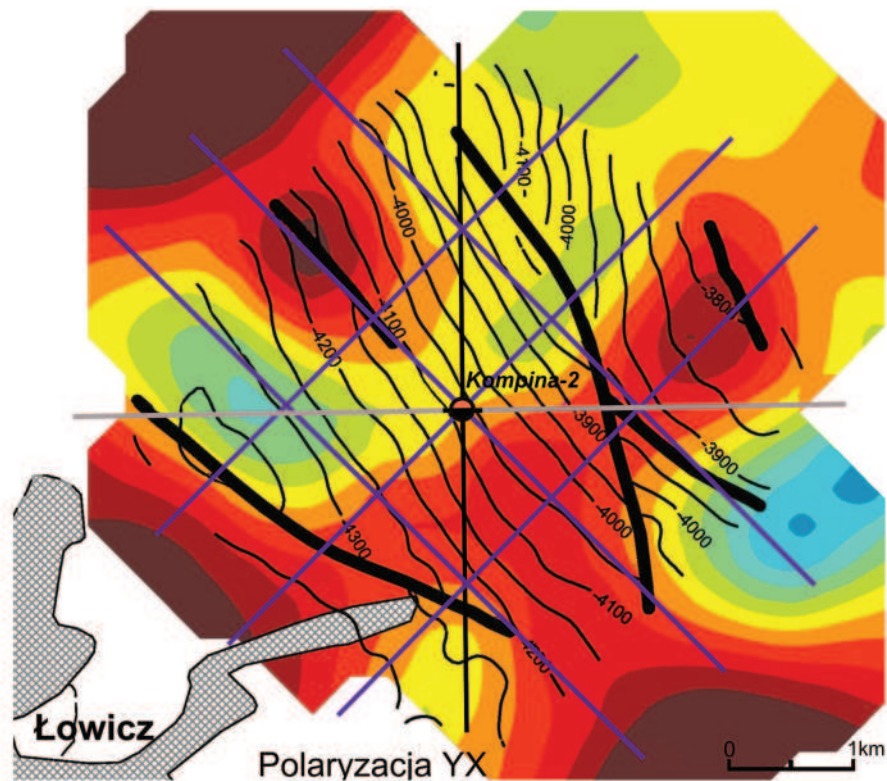
Ryc.6.11 Mapa różnicy oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy i yx na tle mapy impedancji akustycznej horyzontu sejsmicznego J2a. (izolinie różnicy oporności: białe – małe wartości, ciemnoniebieskie – duże wartości)



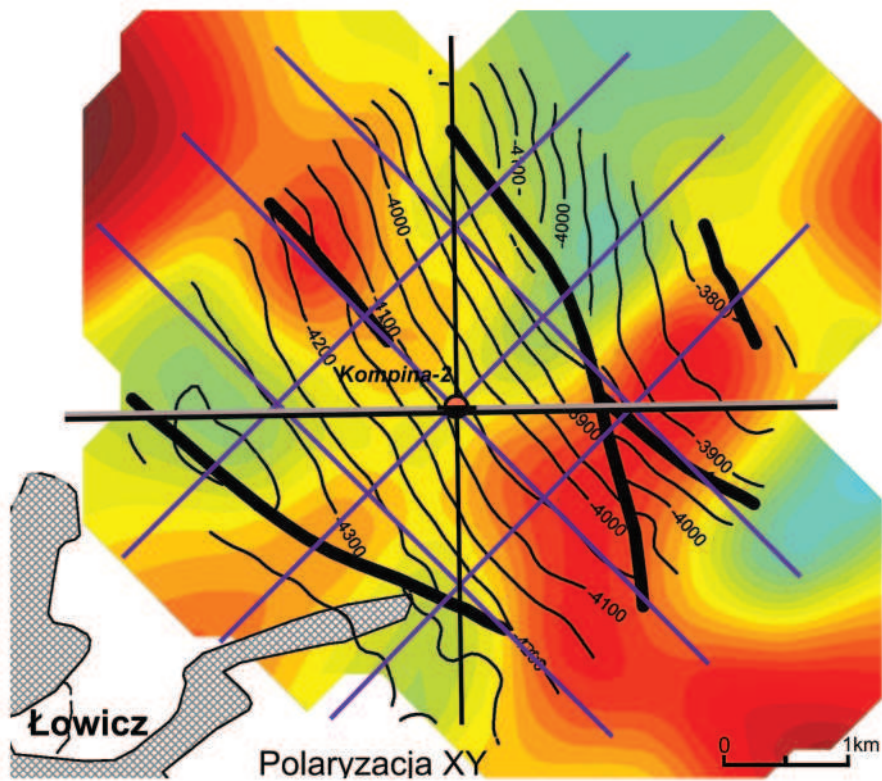
Ryc.6.12 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego Tp2.



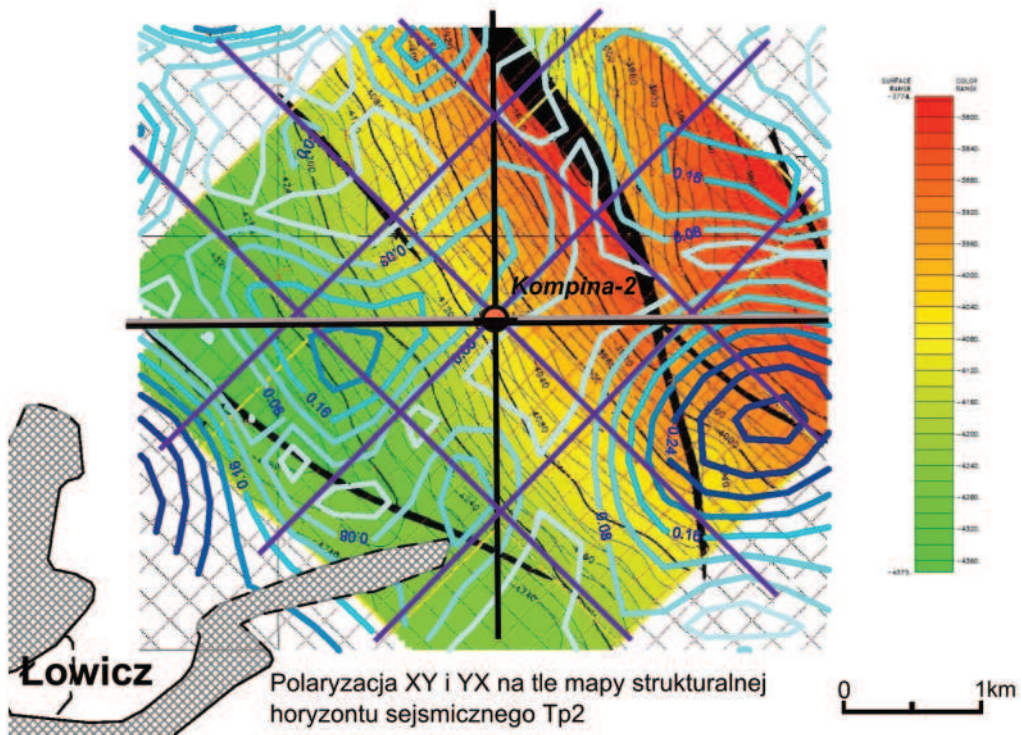
Ryc.6.13 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji yx na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego Tp2.



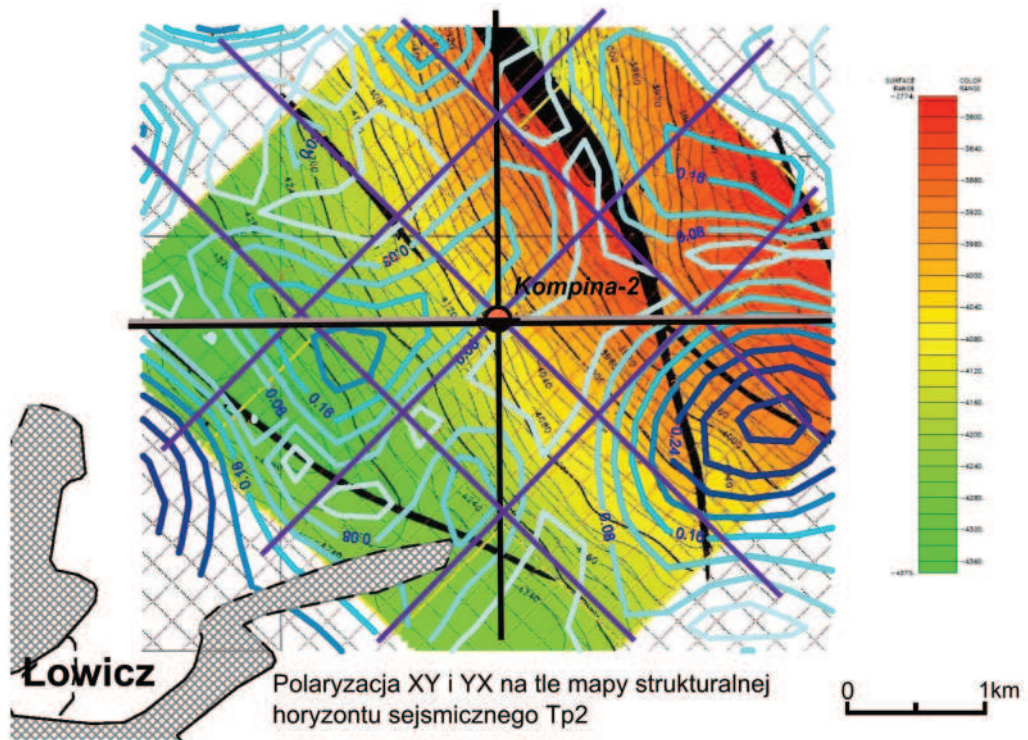
Ryc.6.14 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy na głębokości 4000 m p.p.m. na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego Tp2.



Ryc.6.15 Mapa oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji yx na głębokości 4000 m p.p.m. na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego Tp2.



Ryc.6.16 Mapa różnicy oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy i yx na tle mapy strukturalnej horyzontu sejsmicznego Tp2. (izolinie różnicy oporności: białe – małe wartości, ciemnoniebieskie – duże wartości)



Ryc.6.17 Mapa różnicy oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy i yx na tle mapy impedancji akustycznej horyzontu sejsmicznego Tp2. (izolinie różnicy oporności: białe – małe wartości, ciemnoniebieskie – duże wartości)

*Antoni Barbacki
Wiesław Bujakowski
Leszek Pająk*

7 . OPTYMALNE STREFY LOKALIZACJI OTWORÓW GEOTERMALNYCH DLA ZBIORNIKÓW: DOLNEJ KREDY, DOLNEJ JURY I TRIASU ORAZ POTENCJALNE KIERUNKI WYKORZYSTANIA ZBIORNIKA TRIASOWEGO

W celu realizacji głównego zadania geologicznego wykonanych prac, jakim było wyznaczenie stref predysponowanych do lokalizacji wierceń geotermalnych, przeprowadzono analizę budowy strukturalnej i litofacjalnej z wykorzystaniem powtórnie przetworzonych danych sejsmiki 2D, danych geofizyki otworowej oraz danych z nowych badań sejsmiki 3D z uwzględnieniem szeregu atrybutów trasy sygnału sejsmicznego i impedancji akustycznej.

Niskie wartości atrybutów „amplituda” i „długość korelacji” oraz impedancji akustycznej uznane zostały za wskaźniki stref spękanych i porowatych, korzystnych do lokalizacji otworów geotermalnych.

Należy jednak zaznaczyć, że ww. parametry określone były dla wybranych interwałów głębokościowych danego zbiornika o niedużych miąższościach (np. dla zbiornika dolnej jury o całkowitej miąższości 400 m, jedynie dla jego stropowej części (J2a) - na kontakcie z jurą środkową). Dla pełniejszego rozpoznania zbiornika należy więc analizami obejmować odpowiednio szeroki interwał zbiornika pomiędzy jego stropem i spągiem.

Dane sejsmiki 3D pozwoliły na precyzyjne śledzenie przebiegu, kształtu i zasięgu głównej dyslokacji tektonicznej uznanej za strefę spękaną, stanowiącą główną drogę migracji wód na tym obszarze, a więc również korzystną dla lokalizacji otworów.

Szczegółowość uzyskanych danych umożliwia ponadto poprawne zaprojektowanie otworu w celu udostępnienia ww. strefy dyslokacji bez względu na to, który poziom wodonośny przecięty dyslokacją chcemy wykorzystać.

Dane sejsmiczne uzupełniono szczegółowymi pomiarami magnetotelurycznymi zakładając wpływ wód termalnych na wartości parametrów profilowań i sondowań magnetotelurycznych. Były to pierwsze o takim charakterze prace magnetoteluryczne wykonane w Polsce. Na podstawie wyników tych prac opracowano mapy oporności w cięciach głębokościowych, które obrazują kierunki głównych granic tektonicznych oraz przestrzenne zróżnicowanie cech litologicznych i petrofizycznych (parametrów zbiornikowych) ośrodka geologicznego. Obniżenie oporności związane ze zmianami litologicznymi (osady drobnoklastyczne lub margliste) oraz

obecnością warstw piaskowcowych o wysokiej porowatości nasyconych silnie zmineralizowanymi wodami złożowymi.

Opracowano ponadto mapy zlogarytmowanych różnic oporności odzwierciedlających tzw. poziomą anizotropię geoelektryczną ośrodka geologicznego, której wysokie wartości wiążą się z obecnością struktur dwuwymiarowych (kierunkowy rozkład litologii) lub też kierunkowym rozkładem parametrów zbiornikowych związanym prawdopodobnie z zeszcelinowaniem przyuskokowym.

Analiza wyników badań magnetotellurycznych wskazuje, że strefy o dobrych własnościach zbiornikowych i potencjalnie korzystnych warunkach dla lokalizacji ujęć wód termalnych wiążą się z obniżeniem oporności stowarzyszonym ze wzrostem anizotropii geoelektrycznej. Szczególnie niskie oporności są prawdopodobnie związane z przyuskokowym zeszcelinowaniem skał głównie w strefie dominującej dyslokacji. Dotyczy to zarówno utworów jury (środkowej i dolnej) jak i triasu, które przecina ww. dyslokacja. Należy jednak zwrócić tu uwagę na występujące silne zakłócenia sygnału obniżające informatywność danych.

Lateralna zmienność oporności utworów jury środkowej i dolnej wskazuje na obecność silnie zasolonych i podgrzanych wód związanych ze strefą uskoku. Prawdopodobna występuje tu ascenzyjna migracja gorących i silnie zasolonych wód złożowych do jurajskich horyzontów zbiornikowych. Własności zbiornikowe tych horyzontów są, być może, także związane z zeszcelinowaniem głównej strefy przyuskokowej. Rozkład oporności na poziomie triasu także sugeruje obecność zeszcelinowania przyuskokowego zanikającego szybko wraz z odległością od strefy tektonicznej.

Analiza danych sejsmicznych, magnetotellurycznych, z wykorzystaniem danych geofizyki otworowej i danych hydrogeologicznych, wskazuje na wyraźną jednorodność i ciągłość parametrów zbiornikowych utworów dolnej kredy i dolnej jury. Również dane z kilkunastu głębokich otworów znajdujących się w bliskim sąsiedztwie obszaru prowadzonych badań dowodzą, że oba piaskowcowe zbiorniki wykazują wysokie porowatości, przepuszczalności oraz zawodnienie szeregu horyzontów znajdujących się w ich obrębie. Wskazuje to na regionalny charakter występowania korzystnych parametrów zbiornikowych obu zbiorników, co jest zresztą zgodne, z wynikami wcześniejszych badań (Górecki i in. 2006). Zbiorniki te charakteryzuje głównie typ porowatości międzyziarnistej, natomiast porowatość szczelinowa odgrywa tu rolę drugorzędną.

Zbiornik dolnej kredy

Na omawianym obszarze wody podziemne dolnokredowego piętra wodonośnego zaliczane do termalnych występują w obrębie utworów piaskowcowych z wkładkami ilastymi. Porowatość zbiornika określona metodami geofizycznymi jest zróżnicowana i waha się od kilku do nawet 25%, a stwierdzone przypiływy dochodzą do 40 m³/h (Raducz IG-1).

W rejonie Łowicza wody dolnokredowego piętra wodonośnego w głębokich otworach badawczych stwierdzono w otworach Raducz IG-1, Mszczonów IG-1 oraz Mszczonów IG-2 na głębokości ponad 1 000 m. W otworze Kompina-2 piętro kredowe nie było opróbowywane. Na północ od otworu Kompina-2, w otworze Żychlin IG-3, opróbowano poziomy kredy dolnej i kredy górnej. W kredzie dolnej w przedziale głębokości 610 – 603 m nawiercono wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ o mineralizacji $0,35 \text{ g/dm}^3$. W otworach zlokalizowanych w brzegowej strefie niecki warszawskiej utwory kredy zalegają stosunkowo płytko pod pokrywą kenozoiczną (do około 100 m p.p.t.), a ich miąższość ulega redukcji w kierunku SW. W rejonie Kompiny zbiornik dolnokredowy zasilany jest wzdłuż krawędzi wału kujawskiego i zalega na głębokości 1055 – 1313 m p.p.t. Na obszarze zdjęcia sejsmicznego 3D strop zbiornika zapada w kierunku NE, począwszy od głębokości około 800 m do 1200 m p.p.t. (rzędna terenu ok. 90 m n.p.m.). Tak więc zróżnicowanie temperatur wód termalnych w stropie zbiornika w tej strefie będzie rzędu 10°C (30°C w części SW i 40°C w części NE). Temperatury wód poziomów spągowych będą wyższe o około $6 - 7^\circ\text{C}$.

Ze względu na litologiczną jednorodność zbiornika i regionalny zasięg korzystnych parametrów zbiornikowych nie występują tu wyróżniające się kierunki dla lokalizacji wierceń i cały analizowany obszar wydaje się jednakowo perspektywiczny. Nie był jednak ten zbiornik szczegółowo analizowany pod kątem geofizycznym, lecz generalnie niskie oporności MT kompleksu kredowego świadczą o dobrych parametrach zbiornikowych.

Zbiornik piaskowcowy kredy dolnej jest przedmiotem zagospodarowania w Zakładzie Geotermalnym w Mszczonowie. Spółka Geotermia Mazowiecka S.A., a eksploatowana woda ma następujące parametry: $t = 42^\circ\text{C}$; $Q = 60 \text{ m}^3/\text{h}$, głębokość zwierciadła wody – 50 m p.p.t.

Zbiornik dolnej jury

Jurajskie piętro wodonośne charakteryzuje się dobrymi własnościami zbiornikowymi, szczególnie poziom dolnojurajski oraz dolna partia górnej jury (oksford).

Poziom wodonośny w obrębie utworów piaskowcowych dolnej jury opróbowany został w otworach Kompina-2, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-1, Raducz IG-1, Żychlin IG-3 i Różyce IG-2. Stwierdzono dopływy solanek Cl-Na o mineralizacji od $77,5$ (Mszczonów IG 1) do 124 g/dm^3 (Różyce IG-2) i temperaturze na wypływie około 40°C (Raducz IG-1). W otworze Różyce IG-2 temperatura solanki w złożu wynosiła $90,9^\circ\text{C}$. Dopływy wód są zróżnicowane i wahają się od kilku do kilkudziesięciu m^3/h ($40,1 \text{ m}^3/\text{h}$ w otworze Kompina-2). W rejonie Kompiny zbiornik zasilany jest również wzdłuż krawędzi wału kujawskiego i zalega na głębokości 2683 – 3084 m p.p.t. Na obszarze zdjęcia sejsmicznego 3D strop zbiornika zapada uskokowo w kierunku N, począwszy od głębokości około 2500 m do 2800 m p.p.t. (rzędna terenu ok. 90 m n.p.m.). Tak więc zróżnicowanie temperatur wód termalnych w stropie zbiornika w tej strefie będzie rzędu $7-8^\circ\text{C}$ (70°C w części S i ok. 80°C w części N, w strefie skrzydła zrzuconego). Temperatury wód poziomów spągowych będą wyższe

o około 10°C. Ze względu na licznie występujące tu horyzonty piaskowcowe i znaczną miąższość zbiornika (ok. 400 m) trudno tu wyróżnić kierunki szczególnie predestynowane dla lokalizacji wierceń i cały analizowany obszar wydaje się jednakowo perspektywiczny.

Utwory jury środkowej pod względem litologicznym są podobnie wykształcone jak jury dolnej, jednakże w profilu osadów obserwuje się większy udział frakcji ilasto-mułowcowej. Porowatość tych osadów wynosi średnio 10 %. Poziom wodonośny jury środkowej opróbowano w rejonie Kompiny w otworach Żychlin IG-3, Raducz IG-1, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2 i Różyce IG-2. Poziom ten charakteryzuje się dopływami solanek o mineralizacji od 77 (Mszczonów IG-1) do 116,8 g/dm³ (Różyce IG-2) i temperaturze na wypływie od 18 (Żychlin IG-3) do 42°C (Raducz IG-1). W otworze Różyce IG-2 temperatura solanki w złożu wynosiła od 78,9 do 86,9°C. Dopływy wód są zróżnicowane i wahają się od kilku do kilkudziesięciu m³/h (35,3 m³/h w otworze Mszczonów IG-1). W rejonie Kompiny zbiornik zalega na głębokości 2080 – 2683 m p.p.t. (ok. 600 m miąższości), tak więc zróżnicowanie temperatur wód termalnych w stropie (ok. 63°C) i w spągu (76°C) zbiornika wyniesie około 13°C.

Zarówno w zbiorniku środkowojurajskim jak i dolnojurajskim nie występują kierunki szczególnie predestynowane dla lokalizacji wierceń i cały obszar można uznać za perspektywiczny. Analizami sejsmicznymi objęto niewielkie interwały głębokościowe zbiorników jednak dane magnetotelluryczne wskazują, że strefa dominującej dyslokacji może okazać się najbardziej interesującą głównie w aspekcie wydajności. Wody podziemne występujące w obrębie utworów jury górnej związane są z osadami węglanowymi. Najkorzystniejsze warunki zbiornikowe występują w dolnej części profilu utworów górnej jury (oksford), gdzie porowatość wapieni dochodzi nawet do 20%. Stropowa partia profilu, o większym udziale frakcji ilastej, charakteryzuje się średnią porowatością wynoszącą około kilku procent. Dopływy wód stwierdzone w analizowanych otworach są zróżnicowane i wahają się od 0,54 (Raducz IG-1) do 32 m³/h (Łowicz IG-1). Są to wody wysokozmineralizowane o mineralizacji od 10,1 (Raducz IG-1) do 31 g/dm³ (Mszczonów IG-1), a w jednym przypadku stwierdzono dopływ solanki o mineralizacji 79,1 g/dm³ (Różyce-1). Na obszarze zdjęcia sejsmicznego 3D strop zbiornika zapada uskokowo w kierunku NE począwszy od głębokości około 1400 m do 1700 m p.p.t. (rzędna terenu ok. 90 m n.p.m.). Tak więc zróżnicowanie temperatur wód termalnych w stropie zbiornika w tej strefie będzie rzędu 7-8°C (45°C w części SW i ok. 53°C w części NE). Temperatury wód poziomów spągowych będą wyższe nawet o około 20°C (miąższość zbiornika ponad 700 m). Również w zbiorniku górnójurajskim trudno wyróżnić kierunki szczególnie predestynowane dla lokalizacji wierceń. W aspekcie wydajności najbardziej interesująca wydaje się być środkowa część profilu oksfordu ze stwierdzonymi przyływami wód termalnych jak np. w otworze Kompina-2 (wydajność 23 m³/h w przedziale 1615-1633 m, temperatura solanki 51°C).

Zbiornik triasowy

Triasowe piętro wodonośne na omawianym obszarze zostało opróbowane w pięciu głębokich otworach badawczych. Najgłębiej występujące poziome wodonośne triasowego piętra wodonośnego stwierdzono w utworach pstręgo piaskowca w otworach Kompina-2, Mszczonów IG-2 i Różyce IG-2. Są to wysoko zmineralizowane solanki typu Cl-Na o mineralizacji dochodzącej do 337,1 g/dm³ (Kompina-2). W otworze Kompina-2, podczas opróbowania utworów pstręgo piaskowca, temperatura płynu złożowego w przedziale 4130–4165 m wynosiła 107°C przy dopływie 0,07 m³/h, natomiast w przedziale głębokości 4110–4115 m nastąpił samowypływ solanki, a ciśnienie na głowicy osiągnęło wartość 140 atm.

Poziom wodonośny występujący w obrębie utworów triasu środkowego (wapień muszlowy) opróbowany został w otworze Kompina-2 w przedziale głębokości 3910–3920 m. Uzyskano dopływ solanki o mineralizacji 164,76 g/dm³ w ilości 0,316 m³/h. Temperatura solanki wynosiła 97°C. Ze względu na niską porowatość skał (średnio 5%), własności zbiornikowe tego poziomu są niekorzystne.

Poziom wodonośny górnego triasu (kajper/retyk) opróbowano w otworach Kompina-2, Różyce-1 i Mszczonów IG-1. Stwierdzono dopływy solanek o mineralizacji od 88 do 150 g/dm³. Wielkości dopływu solanek były zróżnicowane i wahały się w granicach 0,1 do 22 m³/h w otworze Kompina-2 i 8,3 m³/h w otworze Mszczonów IG-1. W otworze Kompina-2 (przedział głębokości 3545–3585 m) temperatura solanki wynosiła 94°C przy dopływie 0,177 m³/h.

Wodonośność triasowego piętra wodonośnego na badanym terenie jest rozpoznana w stopniu pozwalającym stwierdzić, iż najlepsze warunki zbiornikowe występują w poziomie górnego triasu, z którego uzyskano największe dopływy dochodzące do 22 m³/h (porowatość kilkanaście procent, temperatura solanek do 100°C) oraz w strefach zeszcelinowanych triasu dolnego (pstry piaskowiec), gdzie w otworze Kompina-2 stwierdzono samowypływ solanki. Zbiornik triasowy o niskiej porowatości międzyziarnistej charakteryzuje się obecnością stref silnie spękanych, gdzie występowanie wód podziemnych związane jest, przypuszczalnie, ze strefami dyslokacji nieciągłych uwidoczniającymi się m. in. na prezentowanych sekcjach i mapach sejsmicznych. Strefy te rozmieszczone są w sposób przypadkowy i nieregularny stąd jedynie w niewielu otworach nawiercających utwory triasu obserwowano przyplwy wód podziemnych (Kompina-2, Mszczonów IG-1, Różyce -1).

Postawienie tezy o wodonośności utworów triasu głównie w strefach dyslokacji oznacza, że optymalne lokalizacje dla potencjalnych otworów geotermalnych będą znajdować się w bezpośredniej bliskości tych stref. I tak w przypadku rejonu Łowicza będzie to strefa, której trend wyznacza dominująca dyslokacja uskokowa przechodząca przez otwór Kompina-2 w obrębie utworów retyku (rejestrwane znaczne przyplwy wód), odchylająca się w kierunku NE, przecinając kolejno utwory wapienia muszlowego i pstręgo piaskowca.

Kształt ww. dyslokacji nie jest regularny, co widać na przestrzennych obrazach sejsmicznych i danych magnetotellurycznych, jednak uzyskane dane pozwalają na

szczegółowe śledzenie jej przebiegu wyznaczającego, zdaniem autorów, optymalne lokalizacje dla przyszłych otworów geotermalnych. W obrębie dominującej dyslokacji strop pstrego piaskowca środkowego zalega na całym obszarze zdjęcia 3D na zbliżonej głębokości: 4100 – 4200 m. Wody podziemne związane z tym zbiornikiem mogą więc osiągać temperatury powyżej 100°C co kwalifikuje je do wykorzystania w produkcji energii elektrycznej np. w systemach binarnych. Problem stanowi jednak wysokie zasolenie wód przekraczające 300g/l (horyzont pstrego piaskowca) oraz nieznana rzeczywista wydajność poszczególnych horyzontów triasowych.

Poniżej przedstawiono wyniki symulacji temperatur wód termalnych na wypływie z otworu Kompina-2, przy założeniu różnych wydajności, dla najciekawszego w aspekcie produkcji energii elektrycznej horyzontu triasu, tzn. horyzontu środkowego pstrego piaskowca, wskazując jednocześnie sposób, w jaki można wykorzystać wody przy danych temperaturach wypływu.

Temperaturę głowicową określono uwzględniając sposób zarurowania odwiertu Kompina-2 oraz panujące w jego sąsiedztwie warunki geologiczne i termiczne. Intensywność jednostkowa strat energii przypadająca na 1 m długości odwiertu, stanowiąca podstawę niniejszych obliczeń, określona została zależnością (Carslaw i Jaeger 1948) (1):

$$\text{dla: } \frac{4a_r \tau}{r_w^2} \gg 1 \quad q_l = 4 \lambda_r \Pi (t_w - t_\infty) \left[\ln \left(\frac{4a_r \tau}{r_w^2} - 2\gamma \right) \right]^{-1} \quad (1)$$

gdzie:

q_l - jednostkowa intensywność strat energii [W/m],

λ_r - przewodność cieplna skał otoczenia [W/(m °C)],

t_w - średnia temperatura wody w odwiercie [°C],

a_r - współczynnik wyrównania temperatury dla skał sąsiadujących z odwiertem

$$a_r = \lambda_r / (c_r \rho_r) \text{ [m}^2/\text{s]},$$

c_r - ciepło właściwe skał otoczenia [J/(kg °C)],

ρ_r - gęstość skał otoczenia [kg/m³],

t_∞ - naturalna temperatura skał otoczenia (temperatura w punkcie znacząco odległym od ścianki odwiertu) [°C],

τ - czas, po jakim wyznacza się straty energii [s],

r_w - promień rury odwiertu [m],

γ - stała Eulera ($\gamma=0,577216\dots$)

Mając na uwadze sposób zarurowania odwiertu Kompina-2 oraz układ warstw geologicznych sąsiadujących z odwiertem, w obliczeniach zastosowano podział modelowanej przestrzeni na strefy cechujące się różnymi warunkami wymiany ciepła między solanką a sąsiadującymi z odwiertem skałami. Strefy rozróżniono uwzględniając różne średnice hydrauliczne odwiertu. Część przypowierzchniowa, w przedziale głębokości od 0 do 3746 m p.p.t., zarurowania

jest rurami o średnicy 9 5/8" (0,2445 m). Natomiast przedział głębokości od 3746 do 4300 m p.p.t. zarurowany jest rurami o średnicy 6 5/8" (0,1683 m). Dodatkowo dokonano podziału na 5 stref uwzględniających różne właściwości cieplne komponentów geologicznych. Ostatecznie otrzymano 6 stref, których parametry zestawiono w tabeli 7.1.

Tabela 7.1. Charakterystyka stref definiujących wymianę ciepła między wodą wypływającą odwiertem a otoczeniem

Nr strefy	Głębokość [m ppt]	Rodzaj minujących komponentów geologicznych	λ_r [W/(m °C)]	c_r [kJ/(kg °C)]	a_r [m ² /s]	ρ_r [kg/m ³]	Średnica odwiertu [m]
1	0 - 168	glina, piaski, iły (zawodnione)	1,5	1,2	0,7	1800	0,2445
2	168 - 1055	wapień (niezawodnione)	2,8	0,8	1,4	2500	0,2445
3	1055 - 1313	piaskowce, mułowce (zawodnione)	2,7	0,8	1,2	2800	0,2445
4	1313 - 2080	wapień (częściowo zawodnione)	2,5	0,9	1,1	2600	0,2445
5	2080 - 3746	piaskowce, mułowce (zawodnione)	2,7	0,8	1,2	2800	0,2445
6	3746 - 4000	piaskowce, mułowce (częściowo zawodnione)	2,5	0,9	1,0	2700	0,1683

Właściwości cieplne komponentów geologicznych (tabela 1) określono w oparciu o dane literaturowe (Plewa 1994). Głębokości ich załęgania ustalono na podstawie dokumentacji wynikowej (Nocoń 1984).

Temperatura solanki na wyjściu z poszczególnych stref opisywana jest równaniem (2):

$$t_s''(i) = t_s'(i) - \Delta t_s(i) = t_s'(i) - \frac{q_i(i) l(i)}{V_s c_s \rho_s} \quad (2)$$

gdzie:

i - numer strefy,

$t_s'(i)$, $t_s''(i)$ - temperatura solanki na wejściu do analizowanej strefy (i) oraz temperatura na wyjściu ze strefy (i) [°C],

$\Delta t_s(i)$ - zmiana temperatury w strefie (i) [°C],

$q_i(i)$ - jednostkowa intensywność strat energii [W/m] - równanie (1),

$l(i)$ - długość strefy (i) [m],

V_s - strumień solanki [m³/s],

c_s - ciepło właściwe solanki [J/(kg °C)],

ρ_s - gęstość solanki [kg/m³]

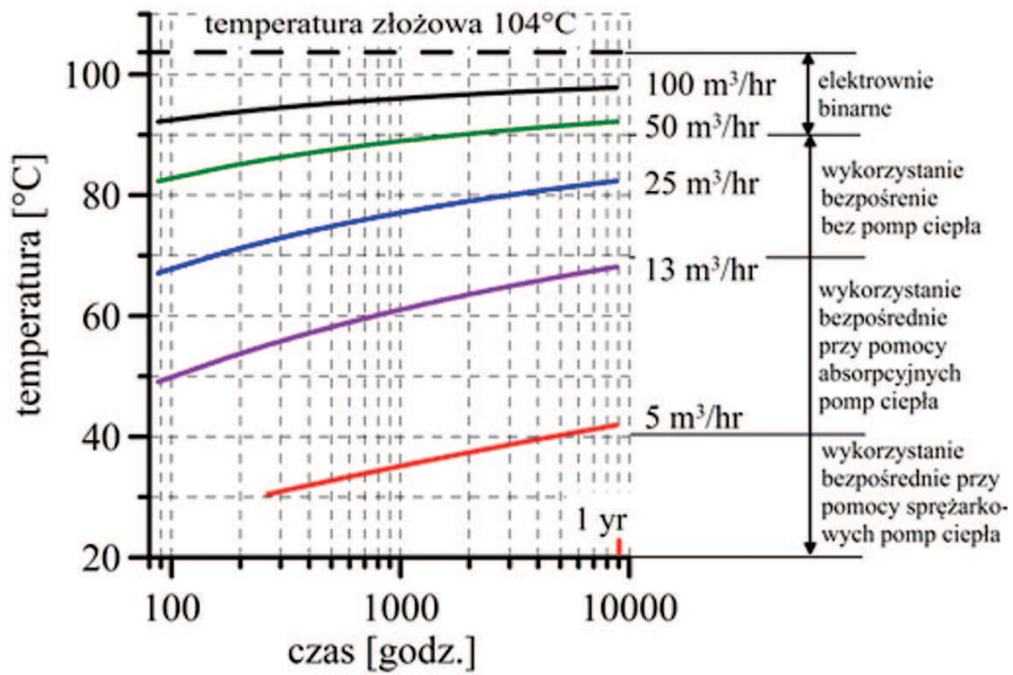
Założono, że temperatura na wejściu do najgłębszej strefy $i = 6$ (zgodnie z numeracją stref zawartą w tabeli 1) równa jest temperaturze złożowej. Dalej obowiązuje zależność $t'_s(i+1) = t''_s(i)$. Temperatura solanki na głowicy równa jest $t''_s(1)$.

Zgodnie z dokumentacją wynikową odwiertu Kompina-2 (Nocoń 1984) nadciśnienie płynów złożowych, mierzone na głębokości 4000 m p.p.t., wynosiło ok. 54,1 MPa. Temperatura złożowa na tej samej głębokości wynosiła 104°C. Mineralizacja wody termalnej wynosi 337,1 g/dm³, a jej gęstość 1186 kg/m³. Ciśnienie hydrostatyczne słupa solanki wynosi ok. 46,5 MPa. Wynika z tego, że ciśnienie w złożu przekracza ciśnienie hydrostatyczne solanki wypełniającej odwiert o 7,6 MPa. Nadciśnienie to powinno powodować znaczący samowypływ wody termalnej z odwiertu. Dokumentacja wynikowa odwiertu (Nocoń 1984) notuje zjawisko samowypływu wody złożowej z głębokości ok. 4000 m p.p.t.. Brakuje niestety informacji dotyczących wydajności.

Temperaturę naturalną skał w analizowanej strefie $t_{\infty}(i)$ określono jako średnią arytmetyczną z temperatur w spągu i stropie analizowanej strefy przed rozpoczęciem eksploatacji. Założono, że temperatura skał zmienia się liniowo od głębokości 10 m do 4000 m. Na głębokości 10 m wynosi ona 8°C (średnia temperatura powietrza na analizowanym terenie a zarazem temperatura strefy neutralnej - wg Plewa 1994), a na głębokości 4000 m wynosi ona 104°C (Nocoń 1984).

Mając na uwadze silną zależność temperatury głowicowej solanki od dostępnej wydajności za celowe uznano przeprowadzenie symulacji możliwych do uzyskania temperatur głowicowych dla odwiertu Kompina-2. Temperatura głowicowa w sposób bezpośredni rzutuje na sposób dalszego wykorzystania energii geotermalnej, wymuszając stosowanie odpowiednich technologii. Prognozę dostępnej temperatury głowicowej w funkcji wydajności i czasu eksploatacji przedstawiono na ryc. 7.1.

Z ryc. 7.1 wynika, że zależnie od otrzymanej wydajności horyzontu środkowego pstręgo piaskowca, w przypadku otworu Kompina-2, technicznie możliwa jest zarówno produkcja energii elektrycznej jak i wykorzystanie wody termalnej jako niskotemperaturowego źródła energii dla sprężarkowych pomp ciepła. W przypadku wykorzystanie wody termalnej do bezpośredniego ogrzewania obiektów z pominięciem pomp ciepła założono współpracę ciepłowni geotermalnej z powszechnymi w polskich warunkach, instalacjami zaprojektowanymi dla parametrów 90/70°C (temperatura zasilania/temperatura powrotu przy obliczeniowej minimalnej temperaturze zewnętrznej). W przypadku strumienia rzędu kilku m³/h konieczne będzie zastosowanie pomp ciepła. Dla strumienia rzędu do 50 m³/h możliwe będzie wykorzystanie energii zawartej w wodzie termalnej bez stosowania pomp ciepła przez standardowe instalacje. Produkcja energii elektrycznej w systemach binarnych wymaga osiągnięcia wydajności ponad 50 m³/h.



Ryc. 7.1. Zależność temperatury głowicowej solanki uzyskiwanej na głowicy odwiertu Kompina-2 od wydajności w funkcji czasu eksploatacji

LITERATURA

- Barbacki A., Bujakowski W., Graczyk S., Hołojuch G., Kazanowska A., Kępińska B., Pajak L., Uliasz-Misiak B., 2000 – Rekonstrukcja otworu Mszczonów IG-1 na potrzeby eksploatacji złoża geotermalnego dla systemu grzewczego. [w:] Wybrane problemy wykorzystania geotermii – część I – Studia Rozprawy Monografie nr 76, Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków.
- Berdičevski M. H., 1968 – Elektriceskaja razvedka metodom magnetotelluriceskogo profilirovania. Moskwa, Nedra, 1-253.
- Bojarski L., Dadlez R., i in., 1973 – Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Raducz IG-1. Archiwum CAG PIG, Warszawa
- Borowska L. i in., 2008 – Prace sejsmiczne Skierniewice-Łowicz, rejon: Kompina, rok 2008, Archiwum IGSMiE PAN, Kraków
- Borowska L. i in., 2006 – Opracowanie badań sejsmicznych z tematu Skierniewice– Łowicz, rejon: Kompina, 2006r. Archiwum IGSMiE PAN, Kraków
- Bostick, Jr. F.X., 1977 – A Simple almost exact method of magnetotelluric analysis. Proc. Workshop on electrical methods in geothermal exploration. U.S. Geological Survey; 174 – 183.
- Bujakowski W., Barbacki A., Czerwińska B., Kępińska B., Pussak M., Stefaniuk M., Trześniowski Z., 2007 – Projekt prac geofizycznych Skierniewice - Łowicz rejon Kompina. Archiwum IGSMiE PAN, Kraków.
- Bujakowski W., Barbacki A., Kępińska B., Pussak M., 2006 – Skierniewicki system geotermalny: Warunki geologiczne i hydrogeotermalne na podstawie dotychczasowych badań. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia i Zrównoważony Rozwój, nr 2, 3-9.
- Cagniard L., 1953 – Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 3, 605-645.
- Carslaw, H. S., Jaeger, J. C., 1948 – Conduction of heat in solids. Oxford at the Calderon Press, 386 pp.
- Chowaniec J., Freiwald P., Operacz T., Witek K. 2008/2009 – Ocena warunków hydrogeologicznych rejonu istniejącego otworu Kompina 2 ze szczególnym uwzględnieniem parametrów fizyko-chemicznych wód podziemnych. Archiwum IGSMiE PAN, Kraków.
- Cianciara K., 1975 – Opracowanie badań sejsmicznych z rejonu Skierniewice – Sochaczew, 1975 r. Archiwum Zakład Geofizyka Kraków.
- Cianciara K., Piech K., 1976 – Opracowanie badań sejsmicznych z rej. Brzeziny – Łowicz – Skierniewice, rok 1976/77. Archiwum Zakład Geofizyka Kraków.

- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987 – Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52; 289 – 300.
- Czerwińska I., 1990 – Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Żyrardów (557), woj. skierniewickie. Bibl. Zasobów PBG Warszawa.
- Dadlez R., 2003 – Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*. Vol. 47 (3). PIG. Warszawa.
- Dadlez R. (red.), Marek S., Pokorski J., 2000 – Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku w skali 1:1 000 000. Wyd. PIG, Warszawa.
- Dembowska J., 1978 – Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Raducz IG-1. Archiwum CAG PIG, Warszawa
- Dembowska J., Marek S., 1985 – Gostynin IG-1/1a, Gostynin IG-3, Gostynin IG-4, Żychlin IG-3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych, zeszyt 60. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Dembowska J., Marek S., 1986 – Łowicz IG-1, Raducz IG-1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych, zeszyt 61. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Dembowska J., Marek S., 1988 – Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2, Nadarzyn IG-1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych, zeszyt 65. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Fabirkiewicz W., 1989 – Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat Mrodze k/ Bielaw, woj. skierniewickie. Bibl. Zasobów PBG Warszawa,
- Gamble T. D., Goubau W. M. & Clarke J., 1979 – Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 44, 53 – 68.
- Gądek W., 2006 – Opracowanie przekroju geologicznego i korelacji litostratygraficznej profili odwiertów Łowicz IG-1, Kompina-2, Różyce-1. Archiwum IGSMiE PAN, Kraków.
- Goldstein M. A. & Strangway D. W., 1975 – Audio-frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source. *Geophysics*, 40, 669-683.
- Goubau W. M., Gamble T. D. & Clarke J., 1978 – Magnetotelluric data analysis: removal of bias. *Geophysics*, 43, 1157-1166.
- Górecki W. (red.) i in., 2006 – Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim. Towarzystwo Geosynoptyczne. Kraków.
- Guterch A., Grad M., 2000 – Nowa generacja programów badań głębokich struktur litosfery, eksperymenty sejsmiczne POLONAISE'97 i CELEBRATION'2000 w Europie Środkowej. *Przegląd Geologiczny*, nr 12,
- Guterch A. Grad M., 1999 – Sejsmiczne badania głębokich struktur litosfery na obszarze Polski –V Konferencja Naukowo-Techniczna, Kraków.
- Helcel-Weil M., Glanda G., 1978 – Projekt badań geologicznych na strukturach Różyce i Kompina – poszukiwanie ropy naftowej i gazu ziemnego. Zjednoczenie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa. Przedsiębiorstwo Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie.

- Huenges E., Hurter S., 2002 – In-situ Geothermielabor Gross Schoenebeck 2000/2001. Scientific Technical Report, GeoForschungsZentrum Potsdam, STR02/14.
- Kapuściński J., Biernat H., 1997 – Opracowanie wyników testów i badań złożowych wykonanych w otworze Mszczonów IG-1. Przedsiębiorstwo Geologiczne Polgeol, Zakład w Warszawie. Mat. niepublikowane. Archiwum IGSMiE PAN Kraków
- Kondracki J., 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Kosobudzka I., Paprocki A., 1997 – Opracowanie półszczegółowych badań magnetycznych T, temat: Polska zachodnia, centralna i południowo-wschodnia. Bibl. Zasobów PBG Warszawa,
- Kruk B., Łyszkowska J., 1969 – Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych, temat: Antyklinorium Kujawskie i Rawsko-Gielniowskie. Bibl. Zasobów PBG Warszawa.
- Levenberg, K., 1944 – A method for the solution of certain non-linear problems in least-squares. *Quart. Appl. Math.*, 2; 164 – 168.
- Liszkowski J. Topulos T., 1996 – Kajper czy pstry piaskowiec? Problemy litostratygrafii triasu kujawskiego odcinka wału środkowopolskiego. *Przegląd Geologiczny* Nr 8.
- Malinowski J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. Hydrogeologia. Tom VII. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Marek S., Feldman A., 1988 – Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Różyce IG-2. Archiwum CAG PIG. Warszawa.
- Margul B. 1970 – Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych, temat: Synklinorium Warszawskie. Bibl. Zasobów PBG Warszawa,
- Nocoń W., 1984 – Dokumentacja wynikowa otworów: Kompina-2, Różyce-1. Archiwum CAG PIG, Warszawa.
- Nowak J., 2007 – Ilościowa analiza profilowań geofizyki wiertniczej dla określenia litologii, porowatości i zawodnienia formacji skalnej w profilu odwiertów Łowicz IG-1, Kompina-2, Różyce-1. Archiwum IGSMiE PAN.
- Paczyński B. (red.), 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1: 500 000. Część I. System zwykłych wód podziemnych. PIG, Warszawa.
- Paczyński B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1: 500 000. Część II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. PIG, Warszawa.
- Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski. Tom I. PIG, Warszawa.
- Petecki Z., Polechonska O., Cieśla E., Wybraniec S., 2003 – Mapa magnetyczna Polski, skala 1:500 000, PIG, Warszawa.
- Plewa S., 1994 – Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. CPPGSMiE PAN, Kraków, ss. 138.

- Požaryski W., 1969 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Przegląd Geologiczny nr 2.
- Praca zbiorowa pod red. nauk. Dowgiałło J., Kleczkowski A., Macioszczyk T., Różkowski A., 2002 – Słownik hydrogeologiczny. PIG, Warszawa.
- Pussak M., Bujakowski W., 2007 – Ocena istniejących danych geofizycznych i geologicznych z obszaru badawczego Skierniewice (Niecka Warszawska) w aspekcie konstrukcji modelu strukturalnego głównych zbiorników wód geotermalnych rejonu Łowicza. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia i Zrównoważony Rozwój, nr 2, 141 – 147.
- Rodi W. & Mackie R. L., 2001 – Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, 1: 174 – 187.
- Ryll A. i in., 1972 – Dokumentacja wyników otworu Łowicz IG-1. Archiwum CAG PIG, Warszawa.
- Simpson F. & Bahr K., 2005 – *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press. 1 – 254.
- Smith T., Hoversten M., Gasperikova E., Morrison F., 2001 – Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data. *Geophysical Prospecting*, Volume 47 Issue 4, Pages 469 – 486
- Stefaniuk M., 2003 – Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach wschodnich. *Kwartalnik AGH Geologia*, t. 29, z. 3-4, str. 131 – 168.
- Stefaniuk M., Czerwiński T., Klityński W., Wojdyła M., 2008a – Zastosowanie metody magnetotellurycznych profilowań ciągłych w badaniach strukturalnych. *Geologia: Kwartalnik AGH*, t. 34, z. 1, s. 43 – 68.
- Stefaniuk M., Wojdyła M., Danek T., 2008b – Wybrane aspekty przetwarzania danych magnetotellurycznych z obszaru Karpat. *Geologia: Kwartalnik AGH*, t. 34, z. 2 s. 209–230.
- Strangway D. W., Swift C. M. Jr. & Holmer R. C., 1973 – The application of audio-frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*, 38, 1159-1175.
- Stupnicka E., 1989 – *Geologia regionalna Polski*. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Tichonov A. N., 1950 – Ob opredelenii električeskich charakteristik glubokich sloev zemnoj kory. *Doklady AN SSSR*, 73, 2, 295 – 297.
- Torres-Verdin C., 1991 – Continuous profiling of magnetotelluric fields. Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley. 1 – 97.
- Torres-Verdin C. & Bostick F. X. Jr., 1992 – Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, 57, 603 – 622.
- Wait J. R., 1962 – Theory of magnetotelluric fields. *Journal of Research Radio Propagation*, 66D, 509 – 541.

- Wojdyła M., Klityński W., Sada M., Mazurek B., 2008 – Dokumentacja: Badania magnetotelluryczne metodą profilowania ciągłego oraz sondowania parametrycznego wraz z przetwarzaniem danych w rejonie otworu Kompina-2, Archiwum PBG
- Żelichowski A. M. 1983 – Tektonika niecki brzeżnej i jej podłoża między Warszawą i Dęblinem w strefie uskoku Grójca. Biuletyn IG 344.

STRESZCZENIE

Opracowanie i testy zintegrowanej metodyki prac sejsmo-magnetotellurycznych w aspekcie rozpoznania przestrzennego wglębnej budowy geologicznej dla wskazania optymalnej lokalizacji otworów geotermalnych

Słowa kluczowe: *badania sejsmiczne, badania magnetotelluryczne, zintegrowana interpretacja badań geofizycznych, otwór geotermalny, wody termalne, temperatura wody termalnej, zbiornik geotermalny*

Celem badań przeprowadzonych na obszarze testowym Łowicz-Kompina było opracowanie zintegrowanej metodyki prac sejsmo-magnetotellurycznych dla rozpoznania budowy geologicznej w tym rejonie, a zwłaszcza anizotropowego systemu szczelin w sąsiedztwie otworu Kompina-2. Otwór Kompina-2 został wybrany ze względu na zarejestrowany silny samowypływ solanki o temperaturze przekraczającej 100°C z utworów dolnego triasu oraz bliskie sąsiedztwo potencjalnego odbiorcy – miasta Łowicz zainteresowanego zagospodarowaniem energii geotermalnej. Przedstawiona testowana metodyka jest przewidywana do badania zbiorników geotermalnych o niskiej i średniej entalpii, występujących w formacjach osadowych kredy, jury i triasu, w celu wskazania optymalnej lokalizacji otworów geotermalnych.

Przedstawiono charakterystykę badanego obszaru na podstawie wyników badań geologicznych, geofizycznych i otworowych, które były wykonane w drugiej połowie XX w. Badany obszar obejmuje powierzchnię około 40 km² na północny wschód od miasta Łowicz (środkowa Polska), lecz analizowane dane dotyczyły większego obszaru. Geologicznie obszar badań należy do basenu mezozoicznego i znajduje się w obrębie niecki grudziądzko-warszawskiej. Jednostka ta położona jest na granicy dwóch dużych jednostek tektonicznych: prekambryjskiej tarczy bałtyckiej i platformy paleozoicznej. Utwory, budujące trzy główne zbiorniki wód podziemnych, triasowy, jurajski i kredowy, to głównie skały osadowe. Profil stratygraficzny badanego obszaru opisano na podstawie badań w głębokich otworach wiertniczych: Kompina-2, Łowicz IG-1, Różyce-1 i Różyce IG-2. Najstarsze utwory osiągnięte tymi otworami to osady cechsztynu. Utwory triasu zbudowane są: ze skał iłowcowo-mułowcowych, piaskowców, rzadziej wapieni (pstry piaskowiec), wapieni z wkładkami piaskowców, iłowców i margli (wapień muszlowy), iłowców i mułowców z wkładkami piaskowców i gipsów (kajper), ilasto-mułowcowych serii z piaszczysto-zlepieńcowymi wkładkami (retyk). W czasie sedymentacji dolnej jury (liasu) powstały cyklicznie powtarzające się pakiety piaskowców, iłowców i mułowców. W jurze środkowej (doggerze) rozwinęły się mułowcowo- piaszczyste serie z przewarstwieniami dolomity-

czynnymi. Jurę górną (malm) stanowią utwory morskie zawierające wapienie oolitowe i dolomityczne, margle piaszczyste, mułowce margliste z wkładkami wapieni i anhydryty. Kreda dolna wykształcona jest w postaci skał piaskowcowych i mułowcowych. Wapienie pelityczne i margliste, margle, opoki i kreda pisząca dominują w osadach kredy górnej.

Osady paleogenu, neogenu i czwartorzędu występują na całym obszarze badań. Wykształcone są w postaci piasków, glin, żwirów, utworów morenowych. Najlepiej rozpoznany piętrem strukturalnym w aspekcie tektonicznym jest osadowa pokrywa permsko-mezozoiczna. Na ogół słabo zafałdowane utwory permu i mezozoiku miejscami wykazują znaczne zaburzenia tektoniczne: fałdy, fleksury i uskoki, którym przeważnie towarzyszą diapiry i inne formy halotektoniczne. Budowa niecki warszawskiej jest asymetryczna, z bardzo łagodnym skrzydłem północno-wschodnim i wyraźnie stromym skrzydłem południowo zachodnim, na którym znajduje się otwór wiertniczy Kompina-2. Wyraźny charakter układu synklinalnego zachowują jedynie utwory kredy; starsze powierzchnie strukturalne wykazują stopniowy zanik struktury synklinalnej. Większość dyslokacji w głębinach ma kierunki NW–SE, równoległe do osi niecki. Liczne są też głębokie uskoki równoleżnikowe, które będąc aktywne synsedymencyjnie wpływały na zmiany miąższości skał mezozoicznych.

Warunki hydrogeologiczne badanego obszaru są znane do pewnego stopnia dzięki otworom wiertniczym wykonanym w latach 1970–80 i na przełomie wieków. Dostępne dane to wyniki opróbowań i stwierdzone zjawiska w czasie wiercenia odwiertów. W opracowaniu omówiono wszystkie wodonośne horyzonty w poszczególnych jednostkach stratygraficznych w aspekcie warunków hydrodynamicznych, chemicznych i termalnych oraz zestawiono parametry hydrodynamiczne 10 głębokich odwiertów z rejonu badań.

Nowe badania geofizyczne zostały poprzedzone szczegółową analizą istniejących danych geofizycznych, co pomogło lepiej zaprojektować kosztowne prace zdjęcia sejsmicznego 3D i prace magnetotelluryczne. Wstępna analiza w rejonie Łowicz-Kompina dotyczyła obszaru o wymiarach 50 km x 50 km. Wyniki analizy pozwoliły wydzielić horyzonty perspektywiczne oraz dokonać wyboru danych archiwalnych do powtórnego przetworzenia, z punktu widzenia poszukiwań geotermalnych. Dwa rodzaje danych zostały wytypowane do przetworzenia wg najnowszych procedur – dane geofizyki wiertniczej i wyniki badań sejsmicznych 2D.

Trzy otwory (Łowicz IG-1, Kompina-2 i Różyce-1) zostały wytypowane do przetwarzania archiwalnych pomiarów geofizyki wiertniczej i ich reinterpretacji. Obliczono porowatość i skład mineralogiczny przewierconych skał w celu uzyskania nowego przekroju geologicznego przez badany obszar i dokonania korelacji litostratygraficznej otworów. Obliczona porowatość jest zbliżona do wartości uzyskanych w badaniach laboratoryjnych rdzeni. Mimo, że dokładność obliczenia składu mineralogicznego była ograniczona ze względu na ubogi zestaw pomiarów wykonanych w odwiertach i ich słabą jakość, wyniki można uznać za wiarygodne. Ostatecznie przetwarzanie i reinterpretację archiwalnych danych geofizyki wiertniczej można

uznać za wartościowe i wiarygodne dla celów geotermalnych, zwłaszcza że łatwo je przeprowadzić po niskich kosztach.

Badania sejsmiczne w skali regionalnej rozpoczęły się w latach 1960. Początkowo były przeprowadzane przy użyciu aparatury analogowej. W latach 70. została ona zastąpiona przez wielokanałową z zapisem cyfrowym i profilowaniem 12-krotnym, co umożliwiło śledzenie zarówno granic o silnych refleksach w utworach kredy dolnej, jak i jury oraz słabszych z utworów triasu (głównie w strefach występowania dyslokacji i poduszek solnych w utworach cechsztyńskich). Analizie poddano sześć archiwalnych profili sejsmicznych, o łącznej długości 208,4 km, w rejonie otworu Kompina-2.

Głównym celem reprocessingu archiwalnych danych sejsmicznych było zilustrowanie budowy geologicznej obszaru Łowicz-Kompina, poprzez zastosowanie nowych procedur przetwarzania i interpretacji. Badania skupiły się na budowie strukturalne i tektonice w pobliżu otworu Kompina-2, gdzie stwierdzono trzy perspektywiczne zbiorniki geotermalne. Strefa ta była interesująca ze względu na stwierdzone samowypływy wód o wysokiej temperaturze z poziomu triasowego, które mają prawdopodobnie związek z tektonicznym zaangażowaniem tego horyzontu i obecnością uskoku. Badania te można uznać za pierwsze przybliżenie budowy geologicznej, choć są one wiarygodne jedynie na linii profili sejsmicznych ze względu na dużą ich odległość wzajemną i rzadką siatkę pomiarową. Niemniej jednak, przeprowadzona interpretacja pozwoliła na wydzielenie i skorelowanie 9 granic sejsmicznych w obrębie dolnej kredy, jury, triasu i permu oraz dowiązanie ich do poziomów stratygraficznych w odwiertach. Opracowany na podstawie otrzymanych danych model geologiczny obejmuje 3 kompleksy strukturalne: doggersko-malmo-kredowy, górnopermsko-triasowo-liasowy i prekambryjsko-poleo-dolnopermski, które różnią się między sobą planami strukturalnymi.

Nowe pomiary sejsmiczne zostały zaprojektowane w celu szczegółowego rozpoznania budowy geologicznej wokół odwiertu Kompina-2, znajdującego się w centrum testowanego obszaru. Pomiary były wykonane w dwóch wariantach: 1– jako 8 krzyżujących się profili sejsmicznych 2D o sumarycznej długości około 55 km w siatce o boku 1 km; 2– jako zdjęcie 3D o obszarze jednorodnej krotności profilowania w centralnej części obszaru równej 2,5 km². Maksymalny offset X wynoszący 6188,7 m zapewnia rozpoznanie najgłębszych horyzontów w obszarze zdjęcia.

Na podstawie szczegółowej analizy danych sejsmicznych opracowano wstępny model budowy geologicznej. W celu odtworzenia budowy geologicznej obszaru badań skorelowano 8 granic sejsmicznych związanych z utworami triasu, jury i kredy. Przeprowadzona analiza potwierdziła skomplikowaną budowę geologiczną obszaru, spowodowaną ruchami pionowymi i tektoniką salinarną.

Wykonane mapy strukturalne zarówno w wersji czasowej jak i głębokościowej, a także mapy upadów, które potwierdzają rozpoznane strefy dyslokacyjne, wskazują na zróżnicowanie morfologiczne korelowanych powierzchni. Informację strukturalną uzupełniają przekroje poziome w wersji amplitudy i cosinusa fazy chwilowej oraz

przekroje pionowe w wersji czasowej, jak i głębokościowej. Mapy strukturalne poszczególnych granic sejsmicznych oraz przekroje poziome i pionowe dokumentują w budowie geologicznej badanego obszaru trzy wyraźnie zaznaczające się kompleksy strukturalne, charakteryzujące się odmiennym charakterem zapisu sejsmicznego. Są to kompleksy: karbońsko-dolnopermski, cechsztyński-triasowo-liasowy i doggersko-malmo-kredowy. Powierzchnie korelowanych granic sejsmicznych w obrębie poszczególnych kompleksów mają zgodne plany strukturalne, włączając elementy tektoniczne takie jak normalne uskoki o kierunku NW-SE.

Zastosowana metodyka prac jest znacznie tańsza niż standardowe zdjęcie sejsmiczne 3D i może być zastosowana na innych obszarach w skali lokalnej zwłaszcza, jeśli wcześniej wykonano tam profilowania 2D.

Badania magnetotelluryczne wykonane zostały w dwóch etapach. W pierwszym etapie wykonane zostało profilowanie ciągłe wzdłuż jednego profilu sejsmicznego kierunku E-W przechodzącego przez otwór Kompina-2. Etap drugi obejmował sondowania magnetotelluryczne (MT/AMT/CSAMT), wykonane wzdłuż sześciu profili sejsmicznych oraz profilowanie ciągłe, z wykorzystaniem metody kontrolowanego źródła (CSAMT) wzdłuż ciągłego profilu magnetotellurycznego, wykonanego w etapie pierwszym. Wykonana została jakościowa i ilościowa analiza wyników przetwarzania danych magnetotellurycznych, tj. amplitudowych i fazowych krzywych, sondowań, diagramów biegunowych impedancji oraz skośności tensora impedancji (skew). Do analizy jakościowej posłużyły pseudosekcje oporności oraz przesunięć fazowych oraz mapy diagramów biegunowych i skośności tensora impedancji dla wybranych częstotliwości. Głównym celem analizy jakościowej danych magnetotellurycznych była ocena ogólnych cech ośrodka geoelektrycznego. W rezultacie analizy jakościowej stwierdzono, że górna część ośrodka geoelektrycznego ma charakter niemal ośrodka jednowymiarowego. Rozkład oporności w głębszej jego części jest bardziej złożony i ma charakter dwuwymiarowy, a lokalnie nawet trójwymiarowy. Należy jednak zaznaczyć, że wpływ silnych zakłóceń elektromagnetycznych może znacznie zaburzać obraz rozkładu parametrów magnetotellurycznych.

Ilościowa interpretacja geofizyczna krzywych sondowań magnetotellurycznych wykonana została za pomocą procedur automatycznej inwersji 1D i 2D. Uzupełniająco zastosowana została procedura EMAP do analizy profilowania ciągłego. Inwersja 2D wykonana została z wykorzystaniem tzw. metody NLCG zaimplementowanej w systemie WinGLink. W interpretacji danych magnetotellurycznych wykorzystane zostały wyniki sondowania parametrycznego wykonanego w pobliżu otworu Kompina 2. Na tej podstawie skonstruowane zostały modele startowe i ograniczenia (więzy) zastosowane w procesie inwersji. Posłużyły one także do weryfikacji rezultatów obliczeń. Zgeneralizowany model rozkładu oporności w płytkiej strefie uzyskany w wyniku interpretacji danych CSAMT włączony został do modelu startowego przy inwersji 2D wykonanej dla szerokiego zakresu częstotliwości. Na podstawie danych otworowych strefy o zróżnicowanej oporności powiązano z konkretnymi poziomami geologicznymi.

Sondowania magnetotelluryczne zinterpretowane zostały za pomocą procedur inwersji 1D i 2D. Przekroje oporności obliczone zostały dla każdego z sześciu profili magnetotellurycznych pokrywających się z odpowiednimi profilami sejsmicznymi. Wyniki interpretacji 1D i 2D sondowań magnetotellurycznych wykorzystane zostały do trójwymiarowej wizualizacji rozkładu oporności. Zostały one przedstawione w postaci map oporności odniesionych do wybranych poziomów głębokościowych oraz map strukturalnych horyzontów opornościowych. Mapy oporności opracowano na podstawie wyników inwersji 1D wg algorytmu Occama dla dwóch różnych orientacji układu pomiarowego oraz na podstawie wyników inwersji 2D wg algorytmu NLCG wykonanej dla sześciu ciągów sondowań. Rozkład oporności na poziomych płaszczyznach związany jest ze zróżnicowaniem litologicznym, porowatością i szczelinowatością oraz zasoleniem wód złożowych, jest także modyfikowany przez czynnik strukturalny. Na podstawie wyników inwersji 1D obliczone zostały mapy różnic oporności dla dwóch orientacji układu pomiarowego. Różnice powyższe reprezentują poziomą anizotropię elektryczną ośrodka geologicznego, która może odzwierciedlać główne kierunki strukturalne oraz wydzielać strefy intensywnego zeszcelinowania.

Ostatecznej interpretacji geologicznej, hydrogeologicznej i geotermalnej dokonano na podstawie zintegrowanej interpretacji danych sejsmicznych i magnetotellurycznych przy wsparciu o analizę danych otworowych i pomiarów geofizyki wiertniczej. Rozdzielczość metody magnetotellurycznej jest znacząco niższa niż w przypadku danych sejsmicznych, dlatego też model strukturalny został opracowany na podstawie badań sejsmicznych. Rozkład oporności ośrodka geologicznego uzyskany w wyniku interpretacji danych magnetotellurycznych lepiej odzwierciedla zróżnicowanie litologiczne i jest bardziej czuły na wysoką porowatość i szczelinowatość nasyconą gorącą, wysoko-zmineralizowaną wodą. Wspólna analiza map sejsmicznych strukturalnych i map rozkładu oporności może ułatwiać wskazanie optymalnego obszaru dla zlokalizowania otworu geotermalnego, stąd opracowano zestaw map sejsmicznych i oporności poziomów perspektywicznych dla potrzeb przyszłych badań geotermalnych. Strefy o względnie niskiej oporności w środkowej i południowo-wschodniej części obszaru są prawdopodobnie związane z silnym zeszcelinowaniem i wysoką porowatością i stanowią drogę filtracji wody termalnej. Otwór Kompina-2 i układ uskoków na mapie sejsmicznej potwierdza taką interpretację, natomiast pionowe granice oporności korespondują mniej więcej z przebiegiem uskoków wyinterpretowanych na podstawie danych sejsmicznych. Także atrybuty sejsmiczne poziomu w pstrym piaskowcu wskazują na anomalie prawdopodobnie związaną z konturem woda-gaz.

Porównanie sejsmicznych map strukturalnych z mapami różnic oporności wg inwersji 1D Occama dla orientacji xy i yx , reprezentujących rozkład anizotropii geoelektrycznej ośrodka, dostarczają wiele istotnych informacji. Strefy anizotropii maksymalnej naj-prawdopodobniej odpowiadają obszarom silnej szczelinowatości/lub porowatości infiltrowanej przez gorącą zmineralizowaną wodę. Jedna z takich stref znajduje się

w pobliżu otworu Kompina-2. Druga natomiast, zlokalizowana w południowo-wschodniej części, związana jest z systemem uskoków.

Na podstawie analizy wyników badań geofizycznych i wykonanych w przeszłości opróbowań w głębokich otworach wiertniczych wytypowano trzy główne niższe zbiorniki (poziomy) geotermalne.

Wody kredowego piętra wodonośnego zaliczane do wód mineralnych lub termalnych, występują w poziomie dolnej kredy w obrębie utworów piaskowcowych z wkładkami ilastymi. Ich porowatość określona metodami geofizycznymi, jest zróżnicowana i waha się od kilku do nawet 25%, a stwierdzone w otworach przyływy wód termalnych dochodzą do 40 m³/h, a temperatura wód na wypływie wynosiła około 25-27°C.

Jurajskie piętro wodonośne opróbowane zostało we wszystkich analizowanych głębokich otworach badawczych zlokalizowanych na omawianym obszarze.

Z poziomu wodonośnego w obrębie utworów piaskowcowych dolnej jury stwierdzono dopływy solanek Cl-Na o mineralizacji od 74,9 do 124 g/dm³ i temperaturze na wypływie około 40°C. W otworze Różyce IG-2 temperatura solanki w złożu wynosiła 90,9°C. Dopływy wód są zróżnicowane i wahają się od kilku do kilkudziesięciu m³/h.

Utworki jury środkowej pod względem litologicznym są podobnie wykształcone jak jury dolnej, jednakże w profilu osadów obserwuje się większy udział frakcji ilasto-mułowcowej. Przekłada się to bezpośrednio na gorsze własności zbiornikowe poziomu jury środkowej. Porowatość tych osadów wynosi średnio 10%. Poziom ten charakteryzuje się dopływami solanek o mineralizacji od 24,3 do 116,8 g/dm³ i temperaturze na wypływie od 18 do 42°C. W otworze Różyce IG-2 temperatura solanki w złożu wynosiła od 78,9 do 86,9°C. Dopływy wód są zróżnicowane i wahają się od kilku do kilkudziesięciu m³/h.

Wody podziemne występujące w obrębie utworów jury górnej związane są z osadami węglanowymi. Najkorzystniejsze warunki zbiornikowe występują w dolnej części profilu utworów górnej jury (oksford), gdzie porowatość wapieni określona metodami geofizycznymi dochodzi nawet do 20%. Wielkość współczynnika filtracji mieści się w przedziale 10⁻⁵ ÷ 10⁻⁷ m/s. Stropowa partia profilu, o większym udziale frakcji ilastej, charakteryzuje się średnią porowatością wynoszącą około kilku procent i mniejszymi wartościami współczynnika filtracji wahającymi się w granicach 10⁻⁷ ÷ 10⁻¹¹ m/s. Dopływy wód, stwierdzone w analizowanych otworach są zróżnicowane i wahają się od 0,42 do 32 m³/h. Są to wody wysoko zmineralizowane o mineralizacji od 7,1 do 31 g/dm³, a w jednym przypadku stwierdzono dopływ solanki o mineralizacji 79,1 g/dm³. W otworze Kompina-2 nawiercona w przedziale 1615 – 1633 m woda posiadała temperaturę 51°C.

Jurajskie piętro wodonośne charakteryzuje się, więc dobrymi własnościami zbiornikowymi, szczególnie poziom dolnojurajski oraz dolna partia górnej jury (oksford). Ta część profilu utworów jurajskich posiada największą porowatość sięgającą miejscami 20%, a stwierdzone w otworach przyływy dochodzą do kilkudziesięciu m³/h.

Najgłębiej występujące poziomy wodonośne triasowego piętra wodonośnego stwierdzono w utworach pstręgo piaskowca. Są to wysoko zmineralizowane solanki typu Cl-Na o mineralizacji dochodzącej do $337,1 \text{ g/dm}^3$ (Kompina-2). Uzyskane podczas opróbowania przypiływy nie były wysokie. Temperatura płynu złożowego w przedziale 4130 – 4165 m wynosiła 107°C przy dopływie $0,07 \text{ m}^3/\text{h}$, natomiast w przedziale głębokości 4110 – 4115 m, nastąpił samowypływ solanki, a ciśnienie na głowicy osiągnęło wartość 140 atm. Z poziomu wodonośnego występującego w obrębie utworów triasu środkowego (wapień muszlowy) uzyskano dopływ solanki o mineralizacji $164,76 \text{ g/dm}^3$ w ilości $0,316 \text{ m}^3/\text{h}$ w przedziale głębokości 3910 – 3920 m. Temperatura solanki wynosiła 97°C . Ze względu na niską porowatość skał (średnio 5%), własności zbiornikowe tego poziomu są słabe.

Z poziomu wodonośnego górnego triasu (kajper/retyk) stwierdzono dopływy solanek o mineralizacji od 88 do 150 g/dm^3 , w granicach $0,1$ do $22 \text{ m}^3/\text{h}$ w otworze Kompina-2 i $8,3 \text{ m}^3/\text{h}$ w otworze Mszczonów IG-1. W otworze Kompina-2 (przedział głębokości 3545 – 3585 m) temperatura solanki wynosiła 94°C przy dopływie $0,177 \text{ m}^3/\text{h}$.

Wodonośność triasu na badanym terenie jest rozpoznana w stopniu pozwalającym stwierdzić, iż najlepsze warunki zbiornikowe występują w poziomie górnego triasu, z którego uzyskano największe dopływy dochodzące do $22 \text{ m}^3/\text{h}$ (porowatość kilkanaście procent, temperatura solanek do 100°C) oraz w strefach zeszcelinowanych triasu dolnego (pstry piaskowiec), gdzie w otworze Kompina-2 stwierdzono samowypływ solanki.

W opracowaniu przeprowadzono symulację spodziewanej temperatury wody na głowicy na przykładzie obliczeń dla otworu Kompina-2. Obliczenia przeprowadzono dla różnych prędkości przepływu i czasu wydobywania wody. Otoczenie otworu zostało podzielone na sześć stref o różnych parametrach wymiany ciepła pomiędzy wydobywaną solanką a skałami otaczającym otwór. Podstawą do wydzielenia tych stref była konstrukcja orurowania otworu i budowa geologiczna wokół niego. Założono, że temperatura wody dopływającej do najgłębszej strefy jest równa temperaturze złożowej. Przewidywane wartości temperatury na głowicy otworu określają wykorzystanie energii geotermalnej przez zastosowanie właściwych technologii, jak pompy ciepła lub systemy binarne.

SUMMARY

The elaboration and testing of new methodology of the integrated seismo-magnetotelluric surveys in the aspect of the geological structure spatial recognition to indicate the optimal area for locating geothermal boreholes

Key words: *seismic survey, magnetotelluric survey, integrated interpretation of the geophysical research, geothermal borehole, thermal waters, thermal water temperature, geothermal reservoir*

The goal of the research activities at the Łowicz-Kompina test site was to develop an integrated exploration methodology of the seismic and magnetotelluric surveys to recognize its geological structure, particularly an anisotropic fracture system close to the Kompina-2 well. The Kompina-2 well was selected because of high free outflow of brine with a temperature exceeding 100°C from Early Triassic formations and because of its location close to potential consumers in a town of Łowicz where they are very interested in exploiting geothermal energy. The methodology tested is presumed to be applied to medium and low enthalpy geothermal reservoirs occurring in Cretaceous, Jurassic and Triassic sedimentary formations to indicate the optimal area for locating geothermal boreholes.

The site characterisation was presented on the basis of the results of geological, geophysical and borehole investigations carried out in the second half of the 20th century. The site tested covers an area of about 40 km² and is located NE of the town of Łowicz (central Poland) but the data analysed refer to an larger area. Geologically, the area belongs to the Mesozoic basin, lying within the boundaries of Grudziadz -Warsaw sub-basin and it is considered as a synclinorium located at the boundary between two big tectonic units: the Precambrian Baltic plate and the Paleozoic Caledonides and Variscian Belts platform. The formations which host the three main aquifers, Triassic, Jurassic and Cretaceous, are mainly of sedimentary origin. The stratigraphic profile of the site tested was documented in the following wells: Kompina-2, Łowicz IG-1, Różyce-1 i Różyce IG-2. The oldest formation, which was achieved by boreholes, is the Zechstein. The Triassic formations are built of: claystone-mudstone, sandstone, rarely limestone in the Buntsandstein, limestone with insertions of sandstone, claystone and marl in the Muschelkalk; claystone and mudstone with insertions of sandstone and gypsum in the Keuper; clay-mudstone series with sand-conglomerate insertions in the Rhaetian. The sedimentation in the Early Jurassic (Liassic) formed repeating packets of sandstone, claystone and mudstone. Mud and sandy facies with dolomite interbeddings were developed in the Mid-

dle Jurassic (Doggerian). The Late Jurassic (Malmian) formations of a marine type include oolite and dolomitic limestones, sandy marls, marly mudstones with intercalations of limestone and anhydrite. The Early Cretaceous sediments are sandy and muddy sediments. Pelitic and marly limestone, marls, chalk facies are prevalent in the Late Cretaceous. Paleogene, Neogene and Quaternary sediments including sands, clay, gravel and moraine formations occur within the entire area tested. As regards internal tectonic structure the sedimentary Permian-Mesozoic cover is the best-recognized complex. Fairly great tectonic disturbances like folds, flexures and faults associated with salt domes and other halotectonic forms occur in some places of generally weakly corrugated Permian and Mesozoic sediments. The asymmetric Warsaw sub-basin is the deepest central part of the Mesozoic synclinorium with very gentle NE side and quite steep SW one where the Kompina-2 well is located. Only Cretaceous formations keep the synclinal shape. The older structural interfaces are the synclinal shape gradually disappears. The direction of the most of the internal dislocations is NW–SE parallel to the sub-basin axis. There are numerous deep W–E faults, which being active in the sedimentation process influenced changes in thickness of the Mesozoic rocks.

The hydrogeological conditions of the area tested are known due to the past boreholes, which were drilled in the 1970-80s and at the turn of the century. The available data was the result of the tests carried out and events recorded while drilling the boreholes. All water-bearing horizons in the particular stratigraphic units were discussed in the aspects of the hydrodynamic, chemical and thermal conditions. The hydrodynamic parameters were set up for 10 deep boreholes.

Prior to the new surveys carried out a detailed analysis of existing geophysical data was done that would help to improve the design of the costly 3D seismic and MT measurements. The primary analysis at the Łowicz-Kompina site was carried out for an area of 50x50km. The results of the analysis make it possible to select prospecting horizons and certain archival data for reprocessing from the point of view of geothermal exploration. Two types of archival data have been reprocessed using the most recent procedures – borehole and 2D seismic data sets.

Three wells (Łowicz IG-1, Kompina-2 and Różyce-1) were selected for reprocessing and the results were interpreted to calculate the porosity and mineral composition of the rocks through which they had drilled in order to obtain a new geological cross-section, and lithostratigraphic correlation between wells. The porosity calculated is similar to the data from the laboratory tests of core samples. Limited accuracy was achieved for mineral composition because of the poor set of the past borehole logging and their low quality, but it is still reliable. Finally, reprocessing of the borehole data in the archives can be treated as reliable and worth using for geothermal exploration, in particular because it can easily be developed at low cost.

Regional scale seismic surveys have been carried out since the 1960s. Initially they were performed with the use of analogue devices, then in the 1970s they

were replaced by 12 folding multi channel digital seismic equipment sets which made it possible to trace very strong reflections from the boundaries of Early Cretaceous and Jurassic formations as well as weaker ones from the Triassic (mainly from dislocation zones and salt pillows in Zechstein formations). Six archival 2D seismic lines, 208.40 km long in total and VSP from 9 wells in the vicinity of the Kompina-2 well have been selected for reprocessing and reinterpretation.

The main aim of the seismic reprocessing of archival material was to re-examine and illustrate the geological structure of the Łowicz-Kompina site with the use of new processing and interpretation procedures. The studies focused on the structure and tectonics close to the Kompina-2 well where three prospective geothermal aquifers have been identified. The examination of this area was very interesting because of the high temperature and outflows recorded from the Triassic horizon that is connected with its tectonic engagement and the presence of faults. This part of the research can be treated as a first approximation of the geological structure but it is only reliable along the profiles due to the long distances between seismic lines and the sparse grid. Nevertheless, the interpretation performed allowed the identification and correlation of 9 seismic interfaces within the Lower Cretaceous, Jurassic, Triassic and Permian and linked them to stratigraphic horizons in wells. The geological model created on the basis of the reprocessed data comprises three distinct structural complexes i.e. Doggerian-Malmian-Cretaceous, Late Permian-Triassic-Liassic, and Precambrian-Paleo-Early Permian, which differ in their structural pattern.

The new seismic measurements were designed to recognize in detail the internal structure around the Kompina-2, which is located in the centre of the area tested. They were performed using two new survey layouts: 1– 8 crossed 2D seismic lines of a length of about 55 km in total in a 1 km grid; and 2– a 3D survey with 2.5 km² of homogeneous fold area in the centre. The maximum offset of $X = 6188.78$ m ensured the recognition of the deepest horizons within the survey area.

On the basis of the detailed analysis of the seismic data a preliminary geological model was prepared. To create a model of the geological structure 8 seismic interfaces in the Triassic, Jurassic and Cretaceous were correlated and linked with geological well data from the Kompina-2 well. The analysis performed confirms the complicated geological structure of the site caused by vertical movements and salt tectonics.

Structural maps, time and depth versions, as well as decline maps, which confirm dislocation zones recognized, present morphological diversity of the interfaces correlated. The structural information is supplemented by migrated time and depth sections, and amplitude and cosine instantaneous phase time slices. Structural maps of the particular seismic interfaces and sections showed three distinct structural complexes characterized by different seismic image. They are: Carboniferous-Early Permian, Zechstein-Triassic-Liassic, and Doggerian-Malmian-Cretaceous complexes. Seismic interfaces correlated within the same complex revealed consistency of the structural plans including tectonic features such as normal faults developed along

a NW–SE direction.

The methodology of the seismic survey employed is much cheaper than standard 3D image realization and can be applied to other areas at a local scale, especially if some 2D surveys have been made there in the past.

The magnetotelluric survey was made in two stages. During the first stage, the continuous profiling along one W-E seismic line was made. The second stage included MT/AMT/CSAMT soundings performed along 6 seismic profiles as well as CSAMT continuous profiling made along the magnetotelluric continuous profile measured in the first stage. Qualitative and quantitative geophysical interpretations were made of the magnetotelluric curves and parameters. The qualitative interpretation consisted of creating and analysing resistivity and phase pseudosections, polar diagrams and sections and maps of skew parameter. The main objective of the qualitative data analysis was evaluation of general features of the geoelectrical medium. As a result, it can be concluded that the upper part of the medium can be approximated by a 1D model. Resistivity distribution in the deeper part of the environment is more complex and has 2D and locally even 3D character. However, it should be noted that the influence of artificial electromagnetic noise might deform the MT parameter distribution pattern.

The quantitative geophysical interpretation of sounding curves was based on 1D and 2D inversion procedures. A supplementary EMAP procedure was applied for continuous profiling analysis. The 2D inversion was performed using the NLCG method implemented in the WingLink program. Results of the analysis of parametric soundings made near the Kampina-2 well were applied in the data interpretation. They were used to construct starting models and constraints for inversion procedures as well as to check the results obtained. A generalized model of resistivity distribution in the shallow zone was included in the starting model in the 2D inversion of wide frequency range soundings. Taking into account the borehole data, zones with different resistivity could be interpreted as being linked to given geological levels.

Magnetotelluric soundings were interpreted with the use of 1D and 2D inversion procedures. Resistivity cross-sections were calculated for each of six lines that lined up with seismic profiles. Results of the interpretation of 1D and 2D MT soundings were used for 3D visualization. They were presented as resistivity maps related to selected levels and to structural maps of some resistivity boundaries. Resistivity maps were made based on the results of 1D Occam inversion for two different array orientations and on results of 2D NLCG inversion made along six sounding lines. Resistivity distribution over flat planes is connected with differentiation of lithology, porosity and fracturing, and water salinity and is also modified by structural factors. Based on 1D resistivity inversion, maps of differences between resistivity were produced calculated for two array orientations. Such differences represent the electrical anisotropy of geological medium that could reflect major structural axes and distinguish zones of intense fracturing.

Final geological, hydrogeological and geothermal interpretation was based

on integrated interpretation of seismic and magnetotelluric data. The integrated interpretation was supported by analysis of borehole information, including well-logging data. The resolution of the magnetotelluric method is substantially lower than that of the seismic data so that the structural model was interpreted based on seismic survey data. The resistivity distribution obtained in the geological medium as a result of magnetotelluric data interpretation better reflects lithological differentiation and is relatively sensitive to the presence of high porosity and fractures saturated with hot, highly mineralized water. Common analysis of structural maps based on the results of seismic data interpretation and maps of resistivity distribution could help to indicate the optimal area for locating a geothermal borehole. Thus, sets of resistivity maps and structural maps were prepared relating to horizons interesting for the future geothermal investigation. Zones of relatively lower resistivity in the central and south-eastern parts of the area are probably connected with strong fracturing or high porosity forming routes for filtration of thermal water. The Kompina-2 borehole and the location of faults on the seismic map confirm such an interpretation, while vertical resistivity boundaries more or less correspond to faults interpreted from seismic data. Also the seismic attributes of the Buntsandstein horizon indicate interesting anomalies probably linked to the water-gas contour.

A comparison of seismic structural maps with maps of differences between resistivities computed as a 1D Occam inversion for an xy and yx array orientation and representing the distribution of geoelectric anisotropy of the environment are very informative. Zones of maximum "anisotropy" probably represent areas with strong fracturing or/and porosity infiltrated by hot mineral water. One such zone is located close to the Kompina-2 well and another, located in the south-eastern part of the study area, is probably connected with the complex fault system.

Three main aquifers were selected on the basis of the geophysical results and past testing of the boreholes.

Waters of the Cretaceous aquifer defined as mineral or thermal ones occur in the Early Cretaceous formation built of sandstones intercalated by clays. The sandstone porosity varies from a few to even 25%, and thermal water inflows recorded reached 40 m³/h, while a temperature of the outflow water was about 25-27°C.

The Jurassic aquifer was tested in all boreholes located close to the research area. Cl Na brine inflows from an Early Jurassic sandstone water-bearing horizon with TDS of 74.9 - 124 g/dm³ and an outflow temperature of about 62°C were recorded. The downhole temperature of brine reached 90.9°C in the Różyce IG-2 well. Flow rates of water tested varied from a few to tens m³/h.

Lithologically the Middle Jurassic formations are similar to the Early Jurassic ones, but a larger share of clay-mudstone series is observed that causes worse reservoir properties of the formations. Their average porosity amounts to 10%. There were recorded 24.3 – 116.8 g/dm³ inflows of 18 - 42°C brine from the formation. A reservoir brine temperature in the Różyce-IG-2 well ranged from 78.9 to 86.9°C. The water flow rate observed varied from a few to tens m³/h.

The Late Jurassic groundwaters occur in limestone. The most favourable reservoir conditions were observed in the bottom part of the Late Jurassic formations (Oxfordian) where limestone porosity calculated from borehole logging reached even 20%. Hydraulic conductivity ranges from 10^{-5} to 10^{-7} m/s. The top part of the profile contains more clay fraction, its porosity amounts to a few percent and hydraulic conductivity varies in the range 10^{-7} ÷ 10^{-11} m/s. Inflows of water were different in the particular boreholes and varied from 0.42 to 32 m³/h. They were highly mineralized waters with TDS from 7.1 to 31 g/dm³, and even 79.1 g/dm³ in one of the boreholes tested. The water found at a depth of 1615 – 1633 m in the Kompina-2 well had a temperature of 51°C.

The Jurassic aquifer has good reservoir conditions, in particular the bottom part of the Late Jurassic (Oxfordian). This part of the Jurassic formations revealed the highest porosity, even 20% in some places and the inflows recorded in boreholes reached tens m³/h.

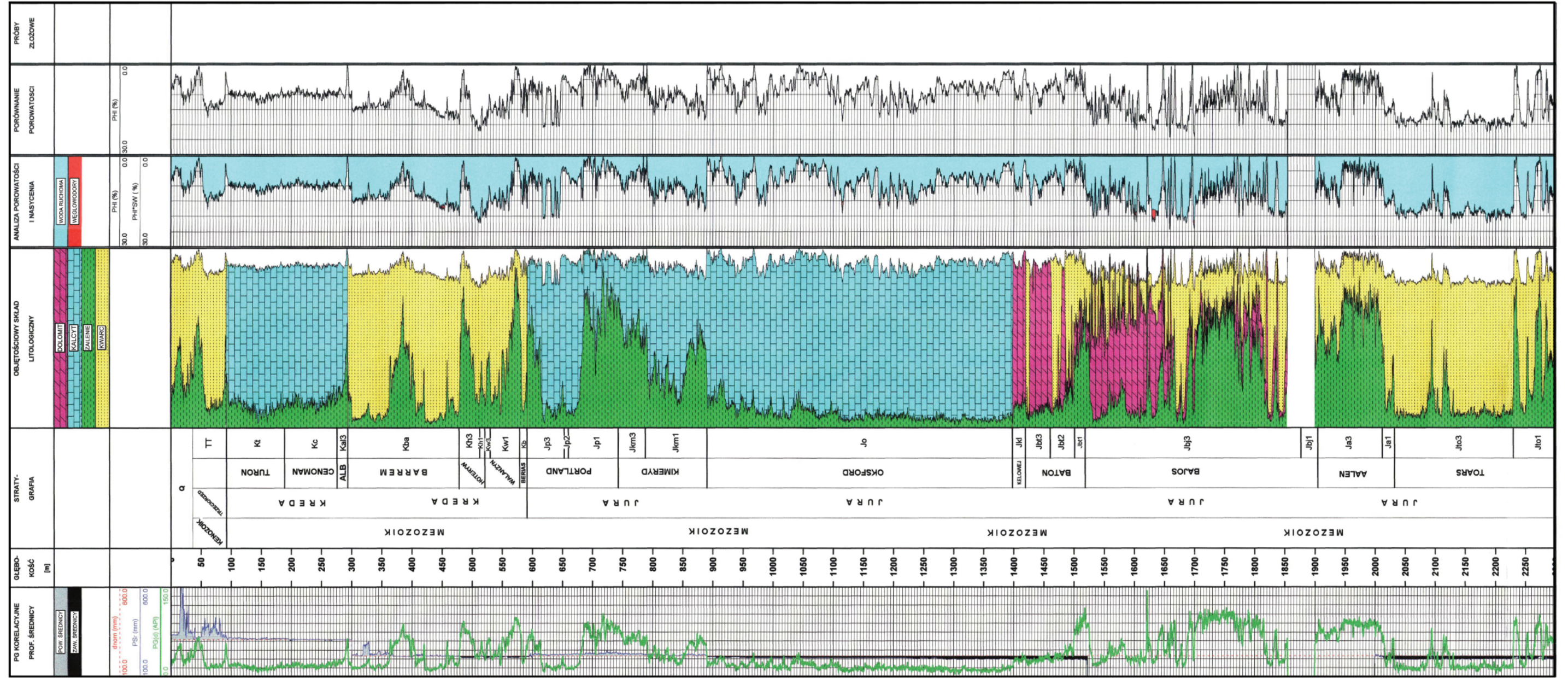
The deepest horizons of the Triassic aquifer were found in the Buntsandstein formations. The water there is Cl-Na brine of TDS reaching 337.1 g/dm³ (Kompina-2 well). Water inflows were low. The temperature of reservoir brine in depths of 4130–4165 m was 107°C and a flow rate of 0.07 m³/h, while free outflow was recorded with a wellhead pressure of 140 atm from a depth of 4110–4115m. From the Middle Triassic (Muschenkalk) a 97°C brine inflow of 0.316 m³/h with TDS of 164.76 g/dm³ was recorded in the depth range of 3910-3920 m. The reservoir properties of this horizon are poor because of its low porosity (5% in average).

In the Late Triassic (Keuper/Rheatian) horizon, brine inflows with TDS of 88 - 150 g/dm³ in the range from 0.1 to 22 m³/h and 8.3 m³/h were recorded in the Kompina-2 well and Mszczonów IG-1 well, respectively. A brine temperature of 0.177 m³/h inflow was 94°C in the depth range of 3545 – 3585m in the Kompina-2 well.

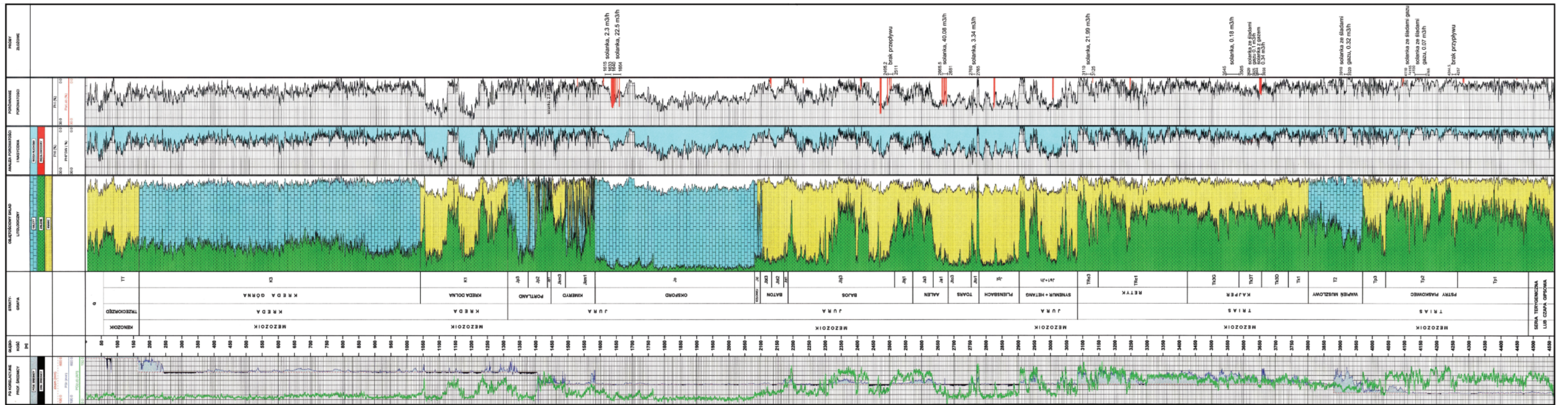
The Triassic waters are recognised well enough to the degree that the most favourable reservoir conditions are expected in the Late Triassic horizon where the highest inflows reaching 22 m³/h (porosity about 10-19%, a brine temperature up to 100°C) and in the fractured zone of the Early Triassic (Buntsandstein) where a free outflow of brine was recorded in the Kompina-2 well.

The expected outflow temperature of the geothermal water in the area tested was exemplified by the wellhead temperature estimated for the Kompina-2 well. The simulation of the wellhead temperature of brine depending on the flow rate and extraction time was carried out. Taking into account the size of the well casing and the geological structure around the well, its surroundings was divided into zones characterized by different heat exchange conditions between the brine extracted and the rocks outside the well. It was assumed that the temperature of the brine flowing into the deepest zone equals the reservoir temperature. The value of the wellhead temperature determines the further use of the geothermal energy through the application of the proper technology, like heat pumps or binary systems.

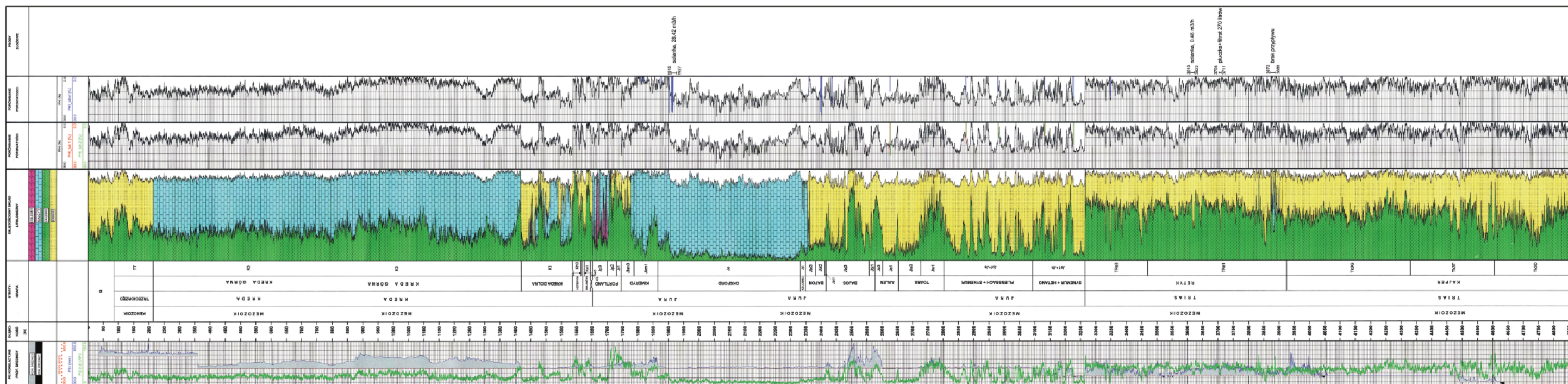
WYNIKI ANALIZY SKŁADU LITOLOGICZNEGO I POROWATOŚCI
W ODWIERCIE ŁOWICZ IG-1



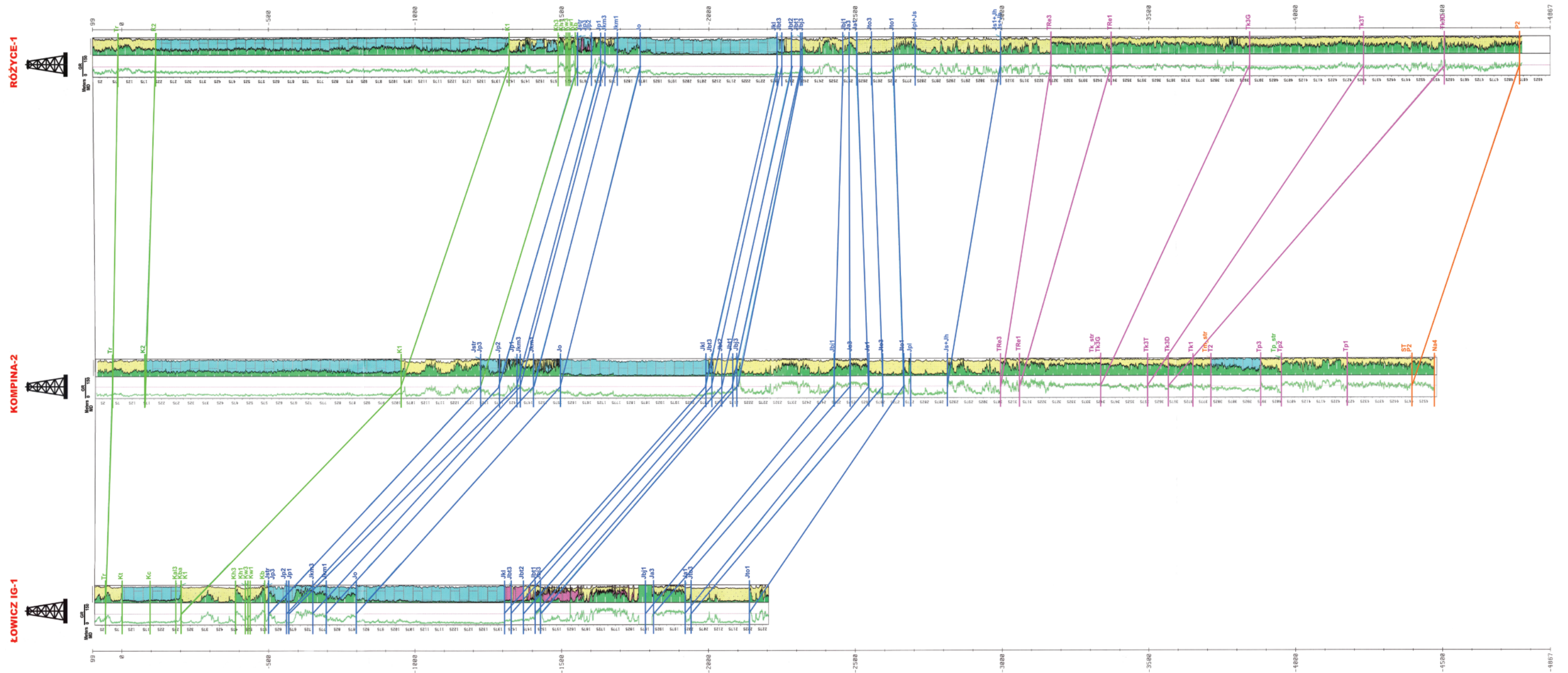
Ryc. 2.17 Wyniki analizy składu litologicznego i porowatości w odwiercie Łowicz IG-1 (wg Nowak, 2007)



Ryc. 2.18 Wyniki składu litologicznego i porowatości w odwiercie Kompina-2 (wg Nowak, 2007)



Ryc. 2.19 Wyniki składu litologicznego i porowatości w odwiercie Różyce-1 (wg Nowak, 2007)



Ryc. 2.20 Korelacja litostratygraficzna otworów Łowicz IG-1 - Kompina-2 - Różyce-1 (wg Gądek, 2006)