

INTERPRETACJA ZŁOŻONYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH Z WYKORZYSTANIEM PROSTYCH I INWERSYJNYCH MODELOWAŃ POLA MAGNETOTELLURYCZNEGO

**Interpretation of complex geological structures with the use of forward
and inverse modeling of magnetotelluric field**

Marek WOJDYŁA¹ & Michał STEFANIUK²

¹*Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych sp. z o.o.; ul. Jagiellońska 76, Warszawa;
e-mail: m.wojdyla@pbg.com.pl*

²*AGH Akademia Górniczo-Hutnicza; al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: stefan@geolog.geol.agh.edu.pl*

Treść: W pracy przedstawiono ogólne założenia jedno- i dwuwymiarowych modelowań prostych i odwrotnych (inwersyjnych) pola magnetotellurycznego. Opisano metodykę interpretacji danych magnetotellurycznych, w tym analizę wymiarowości ośrodka geoelektrycznego oraz jej wpływ na dobór odpowiedniego modelu interpretacyjnego. Na przykładzie polowych danych magnetotellurycznych (AMT i CSAMT) zarejestrowanych w rejonie złoża węglowodorów Grabownica pokazano wpływ modelu startowego na wynik końcowy inwersji 2D. Drugim analizowanym złożem było złożo ropy naftowej Łodyna. Skupiono się na analizie możliwości wyinterpretowania na drodze inwersji 1D i 2D cienkich, pionowych warstw, jakimi w przybliżeniu można to złożo aproksymować. Wskazano na różnice w odwzorowaniu budowy geologicznej w zależności od polaryzacji interpretowanych krzywych (*TE mode* lub *TM mode*) oraz zaproponowano zoptymalizowaną metodykę interpretacji.

Słowa kluczowe: magnetotelluryka, modelowanie proste, inwersja 1D/2D, złoża węglowodorów, Karpaty

Abstract: General assumptions of 1D and 2D modeling and inversion were presented in this paper. Methodology of magnetotelluric data interpretation was described including analysis of dimensionality of geoelectrical medium and its influence on choosing the proper interpretation model. Relations between initial model and final results of inversion were shown based on magnetotelluric (AMT and CSAMT) data from Grabownica oil and gas field. The second example was from the Łodyna oil field. A possibility of interpretation of thin vertical layers, which can approximate the Łodyna field by 1D and 2D MT inverse procedures was analyzed. Dependences between final geological models and MT curve type (*TE mode* or *TE mode*) taken to interpretation were shown. Finally, methodology of interpretation was proposed.

Key words: magnetotellurics, forward modeling, 1D/2D inversion, hydrocarbon deposits, Carpathians

WSTĘP

Wspomagana komputerowo interpretacja krzywych sondowań magnetotellurycznych realizowana jest zwykle poprzez modelowanie ośrodków geoelektrycznych jedno-, dwu- i trójwymiarowych (zagadnienie proste) oraz za pomocą procedur inwersyjnych (zagadnienie odwrotne). Modelowanie proste polega na obliczeniu rozkładu parametrów charakteryzujących pole elektromagnetyczne (np. krzywych modelowych) na powierzchni ziemi lub w innych powierzchniach odniesienia objętych pomiarami dla założonego rozkładu parametrów fizycznych i geometrycznych ośrodka geologicznego. Przez zagadnienie odwrotne (inwersję) rozumiemy określenie na podstawie danych empirycznych takiego modelu geofizycznego, który opisuje ośrodek geologiczny zgodnie z tymi danymi (określenie przyczyny na podstawie obserwacji efektu, jaki ona wywołuje) (Sheriff 1991).

Podstawowym problemem związanym z interpretacją złożonych struktur geologicznych z wykorzystaniem prostych i inwersyjnych modeli pola magnetotellurycznego jest prawidłowe zdefiniowanie charakteru ośrodka geoelektrycznego oraz dobranie algorytmu inwersji, który w najlepszy sposób będzie przybliżał rzeczywistą strukturę geologiczną. Struktury geologiczne Karpat fliszowych przedstawione w niniejszej pracy należą do grupy modeli geoelektrycznych o najwyższym stopniu skomplikowania. O ile np. w modelu matematycznym jednowymiarowym zakłada się płaskie, jednorodne i izotropowe warstwy o stałej oporności i miąższości, o tyle rzeczywistość, z jaką spotykamy się w Karpatach, zdecydowanie odbiega od założeń modelu. W niniejszym artykule przedstawiono zatem propozycję interpretacji małych struktur geologicznych o złożonej geometrii na podstawie danych geoelektrycznych, które obarczone są dodatkowo błędem wynikającym z akwizycji w obszarach o zmiennej morfologii terenu i w obecności przypowierzchniowych niejednorodności opornościowych.

Do interpretacji zastosowano algorytmy do modeli prostych i odwrotnych 1D i 2D. Interpretację poprzedzono studiami modelowymi, wykonanymi na podstawie danych syntetycznych, które pozwoliły ocenić czułość metody magnetotellurycznej na obecność głęboko pograżonych struktur geoelektrycznych o niewielkich rozmiarach. Jako przykłady interpretacji wykorzystano dane pomiarowe zebrane w obszarze polskich Karpat w rejonach złóż ropy naftowej i gazu ziemnego Grabownica i Łodyna.

PODSTAWY TEORETYCZNE OBLICZANIA ZAGADNIENIA PROSTEGO W METODZIE MAGNETOTELLURYCZNEJ

Najprostszym modelem geoelektrycznym ośrodka geologicznego jest model jednowymiarowy (1D). W modelu tym przewodnictwo zmienia się tylko w funkcji głębokości (z), jest natomiast stałe dla każdej warstwy w płaszczyźnie poziomej (x - y). Rozkład pola elektromagnetycznego na powierzchni takiego modelu otrzymać można na drodze analitycznej, gdzie przewodnictwo elektryczne ośrodka wyrażone jest jako funkcja częstotliwości (Tikhonov 1950, Cagniard 1953).

Model 1D opisany jest jako ośrodek płasko warstwowany, gdzie każdej z warstw przypisuje się liczbę falową

$$k_j = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\rho_j}} \quad (1)$$

i miąższość h_j (gdzie $j = 1, \dots, n$, ρ_j – elektryczna oporność właściwa j -tej warstwy, $h_n \rightarrow \infty$).

Dla jednowymiarowej impedancji $[Z_n]$ można zapisać następujący związek (Kaufman & Keller 1981)

$$Z_n(\omega) = \frac{-\omega\mu}{k_1} \operatorname{th} \left[k_1 h_1 - ar \frac{\operatorname{th} k_1}{\operatorname{cth} i\omega\mu} Z_{n-1} \right] \quad (2)$$

gdzie:

- Z_{n-1} – impedancja ośrodka, w którym wyeliminowano pierwszą warstwę,
- ω – częstotliwość,
- μ – przenikalność magnetyczna w próżni.

Dla tak zdefiniowanej impedancji wylicza się krzywe oporności pozornej

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} |Z_n|^2 \quad (3)$$

oraz krzywe fazowe

$$\varphi_T = \operatorname{Arg} Z_n \quad (4)$$

przy czym $\rho_a \rightarrow \rho_1$ dla $\omega \rightarrow \infty$ i $\rho_a \rightarrow \rho_n$ dla $\omega \rightarrow 0$.

W przypadku zagadnień dwu- i trójwymiarowych wielkością obliczaną jest impedancja w postaci tensorowej

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (5)$$

Własności składowych tensora impedancji zależą od stopnia skomplikowania modelu geoelektrycznego ośrodka, i tak:

- w przypadku ośrodka 1D (zmiennosc oporności tylko w jednym kierunku, np. pionowym)

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{oraz} \quad Z_{xy} = -Z_{yx};$$

- w przypadku ośrodka 2D (oś x układu pomiarowego skierowana prostopadle do osi jednorodności, zmiennosc rozkładu oporności nie występuje wzdłuż osi y – zmiana oporności w płaszczyźnie (x, z))

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{oraz} \quad Z_{xy} \neq -Z_{yx}.$$

Można zatem rozważać dwie polaryzacje pola magnetotellurycznego w ośrodku 2D:

- YX (zwana dalej elektryczną lub *TE mode*), gdy rozpatrujemy składową

$$Z_{yx} = E_Y/H_X \quad (6)$$

- XY (zwana dalej magnetyczną lub *TM mode*), gdy rozpatrujemy składową

$$Z_{xy} = E_X/H_Y \quad (7)$$

W ośrodku trójwymiarowym (3D), w którym zmienność oporności występuje we wszystkich kierunkach w trójwymiarowej przestrzeni modelu, wszystkie składowe tensora impedancji są różne.

W modelowaniu 2D przyjmuje się, że przewodnictwo zmienia się wzdłuż osi x i z , natomiast oś y traktuje się jako oś jednorodności ośrodka. Dla takich założeń, jak już wspomniano powyżej, rozpatruje się dwie polaryzacje: elektryczną oraz magnetyczną. Modelowania dwuwymiarowe wykonuje się głównie, wykorzystując numeryczne metody rozwiązywania równań różniczkowych. Najczęściej spotykanym sposobem rozwiązania numerycznego jest metoda różnic skończonych (Jones & Pascoe 1972), jakkolwiek Wannamaker *et al.* (1987) zaproponowali kod o nazwie PW2D oparty na metodzie elementów skończonych, charakteryzujący się lepszą stabilnością rozwiązania. W metodzie różnic skończonych dokonuje się zamiany równań Helmholtza na równania różnicowe:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k^{-2} \frac{\partial H_Y}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k^{-2} \frac{\partial H_Y}{\partial z} \right) + H_Y = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial^2 E_Y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_Y}{\partial z^2} + k^2 E_Y = 0 \quad (9)$$

gdzie $k = k(x, z)$.

W wyniku zastosowania schematu różnicowego, w każdym wewnętrznym węźle siatki (i, j) badanego obszaru w płaszczyźnie (x, z) otrzymujemy równanie liniowe. Niewiadomymi są wartości pola w każdym węźle uprzednio założonej siatki (przy założeniu ustalonych wartości pola w obrębie oczka siatki). W całym obszarze niejednorodności generuje się $x \cdot z$ ($i \times j$) równań liniowych. Znalezienie wektorów pola H_y i E_y sprowadza się do rozwiązania układu równań liniowych.

INWERSJA DANYCH MAGNETOTELLURYCZNYCH

Zagadnienie odwrotne realizuje się zwykle poprzez wielokrotne obliczanie zagadnienia prostego, przy czym zmiana parametrów modelu geofizycznego sterowana jest przez procedurę minimalizacji funkcji błędu reprezentującą rozbieżność pomiędzy danymi empirycznymi i modelowymi.

W najprostszy sposób procedurę minimalizacji funkcji błędu można przedstawić za pomocą wyrażenia (Rodi & Mackie 2001)

$$\vec{d} = \vec{F}(m) + \vec{e} \quad (10)$$

gdzie:

- d – wektor danych pomiarowych,
- m – wektor parametrów modelu,
- F – funkcja opisująca model (zagadnienie proste),
- e – wektor błędu.

Inwersja polega zatem na minimalizacji wektora błędu, a co za tym idzie – uzyskaniu parametrów modelowych najbardziej zbliżonych do wektora danych. Standardowym podejściem w rozwiązywaniu nieliniowych zagadnień inwersyjnych w interpretacji danych geoelektrycznych jest iteracyjna inwersja liniowa. Oznacza to, że funkcja zagadnienia prostego (potrzebna do obliczenia parametrów modelu w rozwiązaniu pozbawionym szumu losowego) jest aproksymowana rozwinięciem w szeregu Taylora do pierwszej pochodnej wokół pewnego modelu odniesienia. Rozwiązaniem tego w rezultacie liniowego problemu inwersyjnego jest obliczanie „odpowiedzi ośrodka”, tj. krzywych sondowań, i traktowanie jej jako nowego modelu odniesienia. Proces ten jest następnie powtarzany. Schemat taki znany jest ogólnie jako metoda Gaussa–Newtona lub Levenberga–Marquardta (Levenberg 1944, Marquardt 1963). W efekcie dojścia do zbieżności w takim schemacie inwersji minimalizowany jest błąd w przestrzeni modelu, co prowadzi w pewnym sensie do uzyskania optymalnego rozwiązania dla nieliniowego zagadnienia. Większość algorytmów do inwersji krzywych magnetotellurycznych związana jest z iteracyjnymi metodami nieliniowymi. W przypadku inwersji 1D metody te wykorzystują algorytmy zaprezentowane przez Wu (1968) oraz Juppa i Vozoffa (1975), dla których zastosowano metodę najmniejszych kwadratów, a także algorytm zaprezentowany przez Smitha & Brookera (1988) oraz Constable’a *et al.* (1987), dający rozwiązanie metodą najmniejszych kwadratów podlegające, poprzez narzucenie więzów, uporządkowaniu (regularyzacji) rozkładu oporności wg zadanej geometrii ośrodka (np. inwersja Occama). Obecnie najpopularniejszymi, a według autorów najczęściej spotykanymi w literaturze oraz komercyjnych oprogramowaniach do interpretacji, algorytmami do inwersji 2D danych magnetotellurycznych są: algorytm zastosowany przez Rodiego & Mackiego (2001) zwany w skrócie NLCG (*Nonlinear Conjugate Gradients*); algorytm inwersyjny 2D opisany przez Smitha *et al.* (1999) funkcjonujący pod nazwą SBI (*Sharp Boundary Inversion*). W 1993 roku Mackie & Madden (1993) wprowadzili algorytm iteracyjnej inwersji liniowej dla trójwymiarowych danych magnetotellurycznych.

METODYKA INTERPRETACJI DANYCH MAGNETOTELLURYCZNYCH

W praktycznych zastosowaniach interpretacyjnych korzystamy z krzywych opornościowych (amplitudowych) i fazowych, w funkcji częstotliwości, odpowiednio dla dwóch polaryzacji (ρ_{yx} , φ_{yx} dla polaryzacji elektrycznej i ρ_{xy} , φ_{xy} dla polaryzacji magnetycznej).

Wynika to przede wszystkim z warunków fizycznych rozchodzenia się fali elektromagnetycznej w ośrodku oraz ze specyfiki pomiarów magnetotellurycznych, tj. pomiarów zmian w czasie składowych elektrycznych i magnetycznych w dwóch prostopadłych kierunkach. Jeżeli ośrodek geologiczny jest jednorodnie warstwowaną półprzestrzenią, to „prostopadłe” wartości oporności pozornej są sobie równe, jednak gdy krzywe sondowań dla różnych polaryzacji w tym samym punkcie pomiarowym mają różne kształty, to możemy mówić o ośrodku 2D lub 3D. W praktyce typ modelu geoelektrycznego można szybko określić, obliczając skośność tensora impedancji (*skew*), wyrażone następującą formułą (Swift 1967)

$$skew = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right| \quad (11)$$

Dla ośrodków 1D oraz 2D, gdy oś jednorodności pokrywa się z osią pomiarową x lub y , $skew = 0$. W przypadku krzywych połowych przyjmuje się ośrodek 2D dla $skew$ mniejszego od 0.3 (Trapieznikow *et al.* 1997).

Bardziej wyrafinowaną analizę wymiarowości ośrodka geoelektrycznego można przeprowadzić z użyciem diagramów biegunowych impedancji. Diagramy biegunowe oblicza się dla każdej rejestrowanej częstotliwości pola magnetotellurycznego poprzez rotacje składowych tensora impedancji o kąt θ wg wzoru (Swift 1967)

$$Z(\theta) = RZR^T \quad (12)$$

gdzie R^T to macierz transponowana do R

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (13)$$

Oprócz wskazania charakteru ośrodka (1D, 2D lub 3D) diagramy informują także o azymucie maksymalnych i minimalnych wartości impedancji, co ma istotne znaczenie dla modelowań dwuwymiarowych.

Powyższa analiza wymiarowości ośrodka, poparta analizą samych krzywych pomiarowych, jest zwykle wstępem do ilościowej interpretacji danych połowych. Należy tu jednak dodać, iż w przypadku rozpatrywanych w tej pracy materiałów wymiarowość ośrodka mogła być jedynie analizowana w przypadku klasycznych pomiarów MT/AMT, tj. z użyciem naturalnego źródła pola. Zastosowanie jednego dipola prądowego (transmisyjnego) w pomiarach CSAMT nie pozwala na rejestrację pełnego tensora impedancji, a co za tym idzie – analizę wymiarowości ośrodka geoelektrycznego w metodzie sztucznego źródła.

Pierwszym krokiem, od którego rozpoczyna się interpretację ilościową danych magnetotellurycznych, rozumianą tutaj jako modelowanie proste i odwrotne, jest konstrukcja tzw. „modelu interpretacyjnego”. Model taki tworzony jest na bazie dostępnych danych geologicznych, geofizycznych, a także jest oparty na wiarygodnych hipotezach dotyczących badanego obszaru (Berdichevsky & Dmitriev 2008).

Model interpretacyjny powinien określać zarówno geometrię ośrodka geoelektrycznego, jak i testowany dla tej geometrii rozkład oporności. W przypadku modelowań i inwersji 1D geometria ośrodka to, mówiąc najprościej, układ płaskich warstw. W przypadku niektórych algorytmów inwersyjnych (np. Occama) oprócz określenia liczby warstw ściśle definiuje się też miąższość każdej z nich. W modelowaniu 2D geometria ośrodka zdefiniowana jest zwykle przez siatkę z założeniem, że oporność w każdym oczku siatki jest stała. W zastosowaniu algorytmów inwersji 2D typu SBI (*Sharp Boundary Inverse*) można definiować model dwuwymiarowy w postaci warstw o zmiennej geometrii, niemniej jednak sam proces inwersyjny, z racji wykorzystania w nim metody różnic skończonych, w dalszym ciągu oparty jest na siatkach. Rozwiązanie układu równań różnicowych potrzebnych do obliczenia modelu 2D metodą różnic skończonych nastrocza szeregu problemów numerycznych związanych głównie z wielką liczbą tych równań. Zależy ona od gęstości siatki i rozmiaru obszaru objętego schematem różnicowym. Brzeg obszaru powinien być na tyle daleko odsunięty od niejednorodności, by można było założyć, że pole elektromagnetyczne nie jest zaburzone niejednorodnością i odpowiada modelowi 1D. Ponadto należy jeszcze uwzględnić zależność rozmiaru siatki od długości fali elektromagnetycznej i rozmiaru siatki od rozmiaru niejednorodności. Rozmiar siatki jest zazwyczaj kompromisem między dokładnością aproksymacji badanej niejednorodności siatką różnicową a liczbą równań wygenerowanych przez tę siatkę.

Drugim etapem interpretacji danych polowych jest wprowadzenie więzów do założonego uprzednio modelu. Oczywiście możliwe jest przeprowadzenie procesu inwersji bez więzów – podejście takie jednak najczęściej skazane jest na porażkę ze względu na niejednoznaczność zadania odwrotnego. Ograniczenia te nakładane są poprzez wprowadzenie geometrii struktury i wyznaczeniu dla niej rozkładu oporności. Zadanie odwrotne jest również zadaniem nieliniowym, w związku z tym istotny jest dobór przybliżenia początkowego (modelu startowego), który w większości przypadków pozwala uniknąć rozwiązania zadania w minimum lokalnym. Inwersja bez więzów to najczęściej inwersja, w której modelem startowym jest jednorodna opornościowo półprzestrzeń (co nie wyklucza podziału jej na warstwy w modelu interpretacyjnym). Dyskusyjne zatem jest, czy inwersja typu 1D metodą Occama jest inwersją z więzami czy bez – należy pamiętać, że w modelu interpretacyjnym definiujemy liczbę warstw i ich miąższość, a także oporność półprzestrzeni w pierwszej iteracji.

W przypadku analiz opisywanych w tym artykule przyjęto jednak, że inwersja bez więzów to inwersja, w której w modelu startowym nie wprowadzono żadnej informacji o kontrastach w rozkładzie oporności i/lub rozkładzie struktur geologicznych. Zatem przez więzy rozumieć będziemy wszelką zaimplementowaną do modelu informację z pomiarów geometrii otworowej, dostępne przekroje geologiczne, sekcje sejsmiczne, a także informację z powierzchniowej kartografii geologicznej. Z definicji za najbardziej istotne dla pomiarów geoelektrycznych uznaje się więzy oparte na profilowaniach elektrometrycznych w otworze wiertniczym.

Trzeci krok w interpretacji, zwykle pomijany w opisach ze względu na swoją specyfikę, to sam proces obliczeń. Na tym etapie istotne jest wybranie właściwego dla założonego modelu algorytmu obliczeniowego oraz oszacowanie minimalnego błędu dopasowania krzywych empirycznych i modelowych przy którym obliczenia mogą zostać zakończone.

Ostatni, czwarty etap interpretacji danych, to weryfikacja obliczonego modelu (zarówno prostego, jak i inwersyjnego). Weryfikacja taka przebiegać może na dwóch, w zasadzie równoległych, poziomach: geofizycznym i geologicznym. Geofizyczna weryfikacja modelu najczęściej odnosi się do sprawdzenia poprawności wyników otrzymanych przy zastosowaniu inwersji 1D przez modelowanie 2D oraz analogicznie wyników inwersji 2D poprzez modelowanie 3D. Ewentualne rozbieżności pomiędzy krzywymi otrzymanymi w efekcie modelowań trójwymiarowych a krzywymi obliczonymi z użyciem algorytmów do inwersji 1D i 2D mogą być miarą stopnia skomplikowania ośrodka geoelektrycznego, głównie w jego przypowierzchniowej części. Oczywiście w przypadku skrajnie trójwymiarowych, głębokich struktur, wyniki inwersji 1D i 2D są tylko pewnym przybliżeniem rzeczywistego rozkładu oporności w ośrodku geologicznym. Weryfikacja geofizyczna otrzymanych modeli jest zatem w znacznej mierze zdeterminowana przez wiedzę i doświadczenia interpretatora, który potrafi rozróżnić i oddzielić od siebie wszystkie wspomniane powyżej i nakładające się efekty zaburzeń krzywych magnetotellurycznych.

Idealną weryfikacją geologiczną wyników interpretacji danych geofizycznych jest rdzeń lub pomiary karotażowe w otworze wiertniczym odwierconym po wykonaniu pomiarów geofizycznych. Oczywiście taka weryfikacja, chociażby ze względów ekonomicznych, zdarza się rzadko i jest to naturalnie informacja punktowa. Weryfikacja wyników inwersji w sensie geologicznym jest zatem tożsama z interpretacją geologiczną, czyli znalezieniem takiego modelu geologicznego, który byłby logiczny w odniesieniu do analizowanego obszaru badań, potwierdzony przez zlokalizowane w pobliżu otwory wiertnicze i interpretacje innych badań geofizycznych, a także – przede wszystkim – odzwierciedlony w obliczonym rozkładzie oporności.

WYBRANE PROBLEMY INTERPRETACJI PŁYTKICH I ŚREDNIOZASIĘGOWYCH PRAC MAGNETOTELLURYCZNYCH W KARPATACH FLISZOWYCH

Złoża węglowodorów Grabownica i Łodyna znajdują się w wyjątkowo niekorzystnych pod względem możliwości prowadzenia badań geofizycznych warunkach geologicznych. Obydwa zalegają w strefie kontaktu jednostek śląskiej, podśląskiej i skolskiej.

Interpretacja danych magnetotellurycznych zarejestrowanych na obu złożach następuje z wielu trudności związanych z różnymi czynnikami. Są to m.in.:

- zakłócenia elektromagnetyczne związane z pracami na terenie czynnych kopalni, duże deniwelacje terenu powodujące zniekształcenia krzywych pomiarowych,
- strome, naprzemianległe wychodnie warstw piaskowcowych, łupkowych i rogowców (Łodyna) o rozmiarach mniejszych niż długość dipola pomiarowego,
- przesunięcie statyczne krzywych amplitudowych ściśle związane z dwoma powyższymi podpunktami w sumie dające trzy nakładające się elementy zakłócające,
- niewielkie rozmiary złoża względem głębokości jego zalegania,
- obecność uskoków o powierzchni przesunięcia równoległej do kierunku profilu pomiarowych (model 3D),
- słabe rozpoznanie otworów wiertniczych metodami elektrometrycznymi.

Wszystkie wymienione powyżej czynniki spowodowały konieczność wprowadzenia nowych lub udoskonalenia starych technik w pracach polowych i w metodyce interpretacji danych pomiarowych. Praca niniejsza skupia się jednak tylko na zagadnieniach interpretacji danych pomiarowych, stąd szczegółowe zagadnienia dotyczące metodyki prac pomiarowych zostały w niej pominięte.

Złoże Grabownica

Złoże Grabownica występuje w strukturze antyklinalnej. Antyklina podzielona jest przez dyslokacje na kilka bloków. Złoże należy do typu warstwowego. Produktywne są piaskowce dolnej kredy. Poziomy roponośne stwierdzono w obrębie trzeciego poziomu dolnej kredy w elemencie wgłębnym pod nasunięciem fałdu głównego. Głównym poziomem roponośnym są piaskowce piątego poziomu dolnej kredy (Fig. 1) (Karnkowski 1993).

Pomiary polowe w obszarze złoża Grabownica prowadzono metodami CSAMT i AMT w ten sposób, aby składowa Ex zlokalizowana była poprzecznie do rozciągłości wychodni warstw. Wyniki przetwarzania danych potwierdziły hipotezę, że obszar badań to w przeważającej części tzw. dwuwymiarowy ośrodek geoelektryczny. Świadczą o tym głównie diagramy biegunowe i skośność tensora impedancji obliczona dla sondowań AMT (Fig. 2).

W przypadku dwuwymiarowego ośrodka geoelektrycznego właściwa wydaje się zatem metoda interpretacji za pomocą inwersji 2D. Przed rozpoczęciem iteracyjnego procesu inwersji 2D należy utworzyć tzw. model startowy. Najprostszym modelem startowym do inwersji 2D może być jednorodna półprzestrzeń bez więzów, często już tak prosty model startowy pozwala prawidłowo oszacować rozkład oporności ośrodka geologicznego oraz wskazać jego główne cechy tektoniczne (Fig. 3).

W przypadku złoża Grabownica wynik inwersji 2D dla dwóch polaryzacji wskazuje na istnienie antyklinalnej strefy podniesionych oporności w centrum profilu. Od południowego zachodu oraz częściowo od północnego wschodu strefa antyklinalna ograniczona jest stromo nachylonymi, naprzemianległymi warstwami wysoko- i niskooporowymi. Obraz ten dość dobrze koreluje się zatem z charakterem budowy geologicznej przedstawionym na figurze 1.

Aby zwiększyć pionową i poziomą rozdzielczość wynikowego modelu geoelektrycznego, zastosowano równolegle kilka rozwiązań metodycznych, zarówno w aspekcie prac polowych, jak i interpretacji danych. Wykorzystano technikę pomiarów polowych „na zakładkę” (Stefaniuk *et al.* 2011), która pozwala na zwiększenie rozdzielczości poziomej przy zachowaniu odpowiedniej długości dipola pomiarowego Ex w pracach metodą profilowań ciągłych. Do prac polowych zastosowano metodę CSAMT, która pozwala na akwizycję danych pomiarowych praktycznie wolną od zakłóceń w martwym paśmie audiomagneto-tellurycznym. W pracach interpretacyjnych zastosowano natomiast zarówno inwersję 1D, jak i 2D dla tych samych danych w następujących etapach:

- inwersja 1D metodą Occama,
- konstrukcja modelu startowego na podstawie wyników inwersji 1D,
- inwersja 2D z zastosowaniem modelu startowego z inwersji 1D,

Wyniki inwersji 1D z interpretacją głównych struktur opornościowych jako jednolitych kompleksów opornościowych przedstawiono na figurze 4.

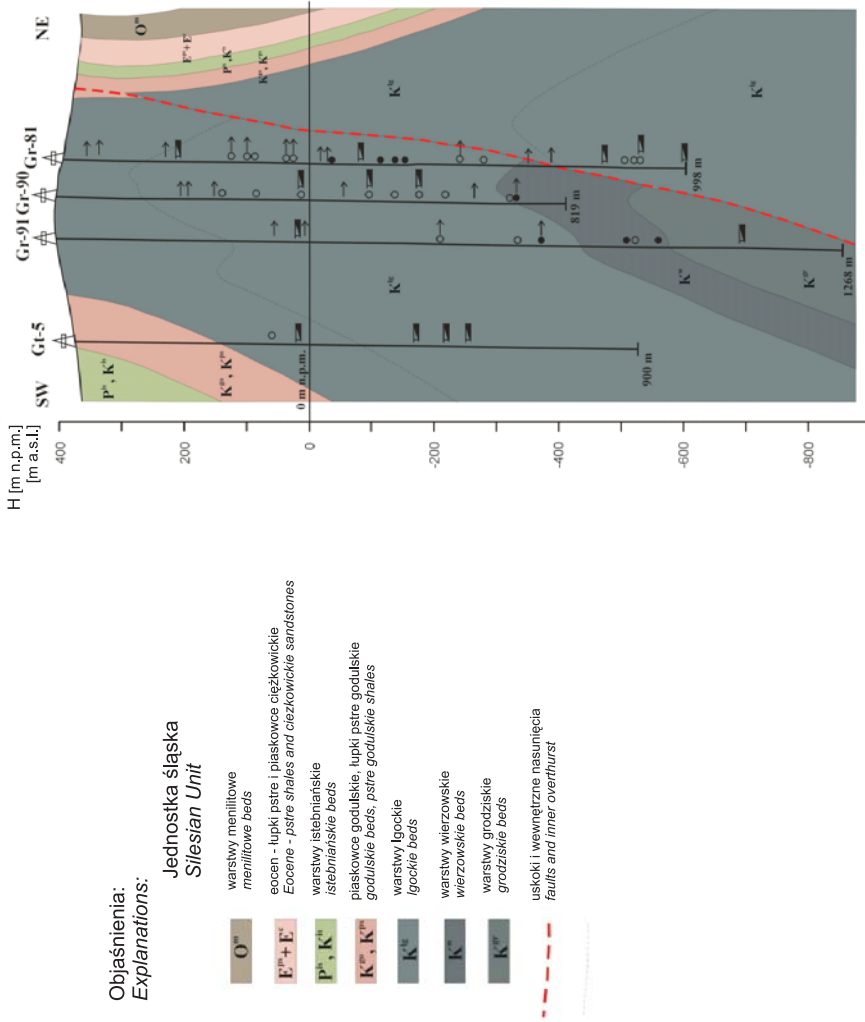


Fig. 1. Przekrój geologiczny przez złożę ropy i gazu Grabownica (wg Lejkowskiej 1975, za: Luczejko & Nycz 1988)

Fig. 1. Geological cross-section across Grabownica oil/gas field (acc. Lejkowska 1975, after Luczejko & Nycz 1988)

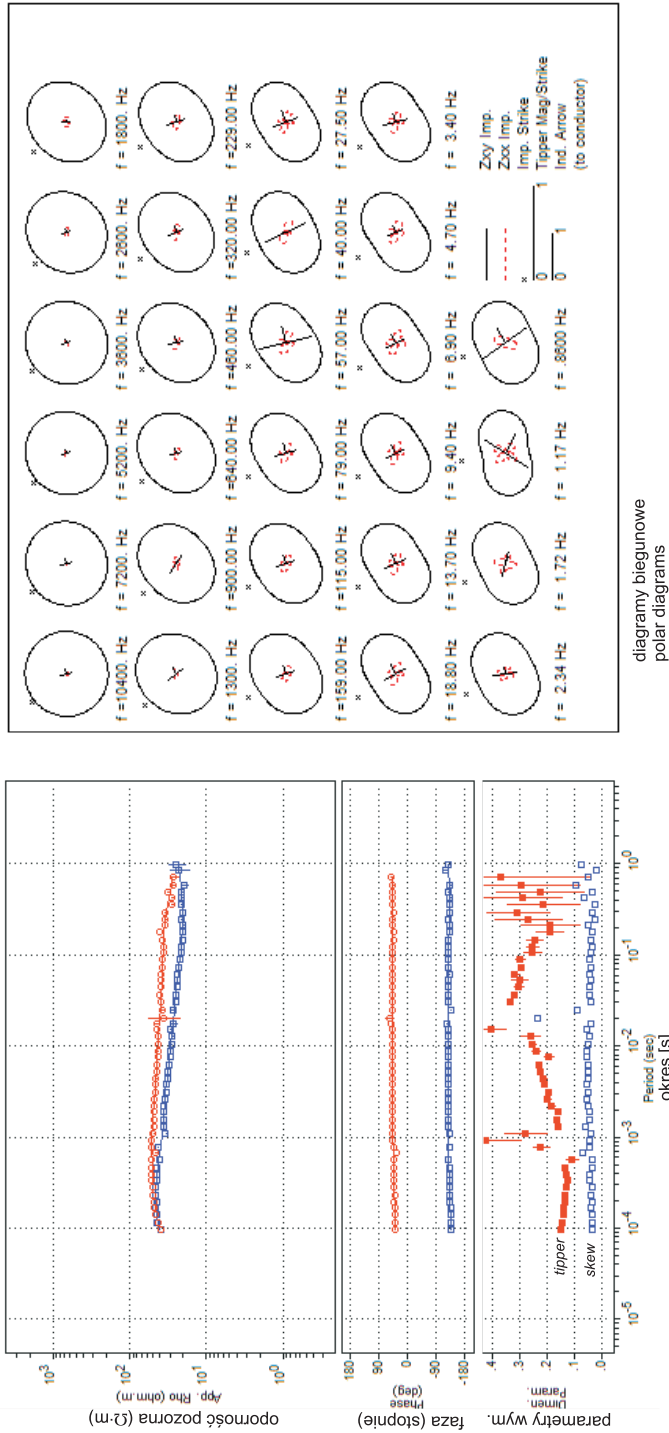


Fig. 2. Wyniki przetwarzania danych sondowania AMT nr 16 na profilu G4, rejon złoża ropy i gazu Grabownica
 Fig. 2. Results of data processing of ATM sounding no 16 on G4 profile, Grabownica oil and gas area

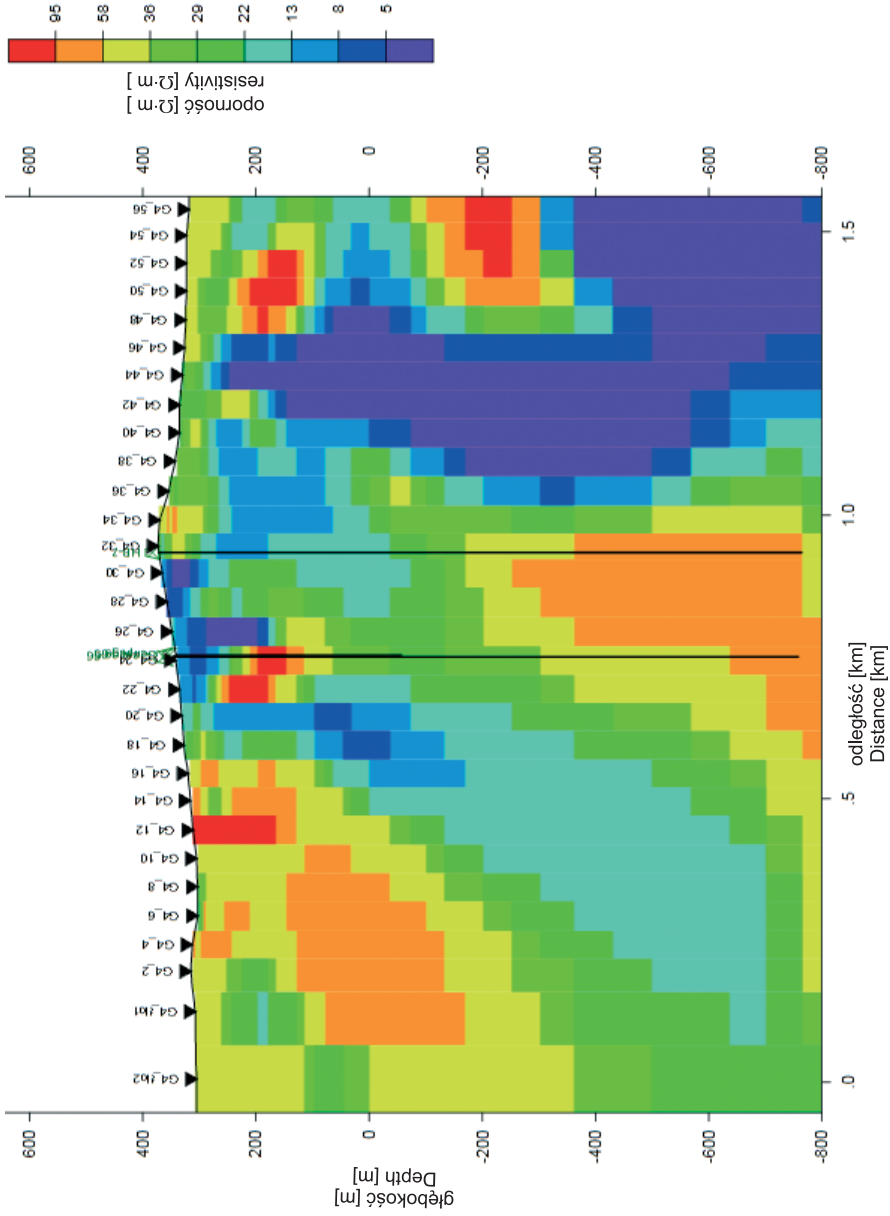


Fig. 3. Wyniki inwersji 2D NLCC z użyciem jednorodnej półprzestrzeni jako modelu startowego, profil G4 rejon złoża Grabownica

Fig. 3. Results of 2D NLCC inversion with the use of homogenous halfspace as initial model for GR profile, Grabownica area

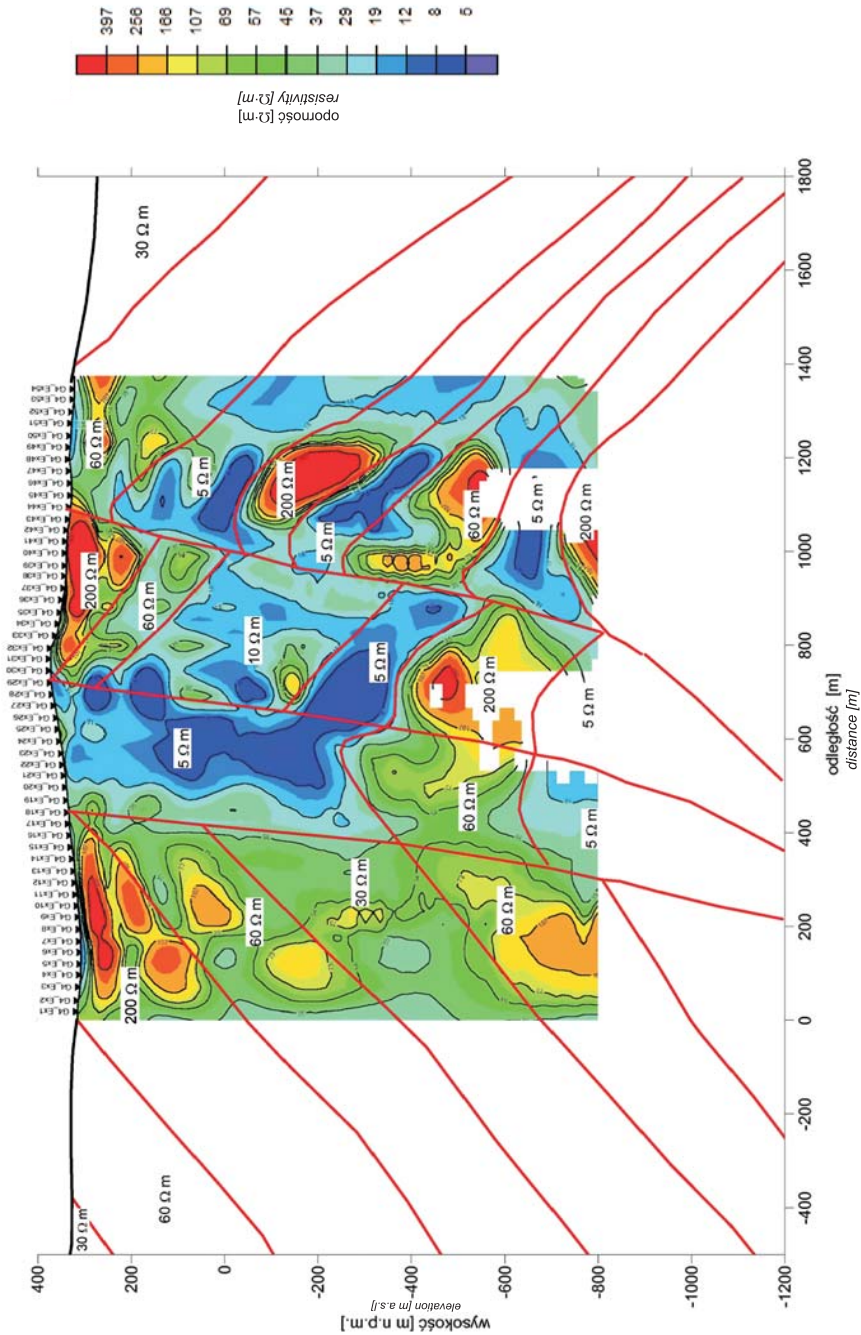


Fig. 4. Model startowy 2D opracowany na podstawie wyników inwersji 1D metodą Occama, profil GR rejon złoża Grabownica

Fig. 4. 2D initial model obtained from results of 1D Occam inversion for GR profile, Grabownica area

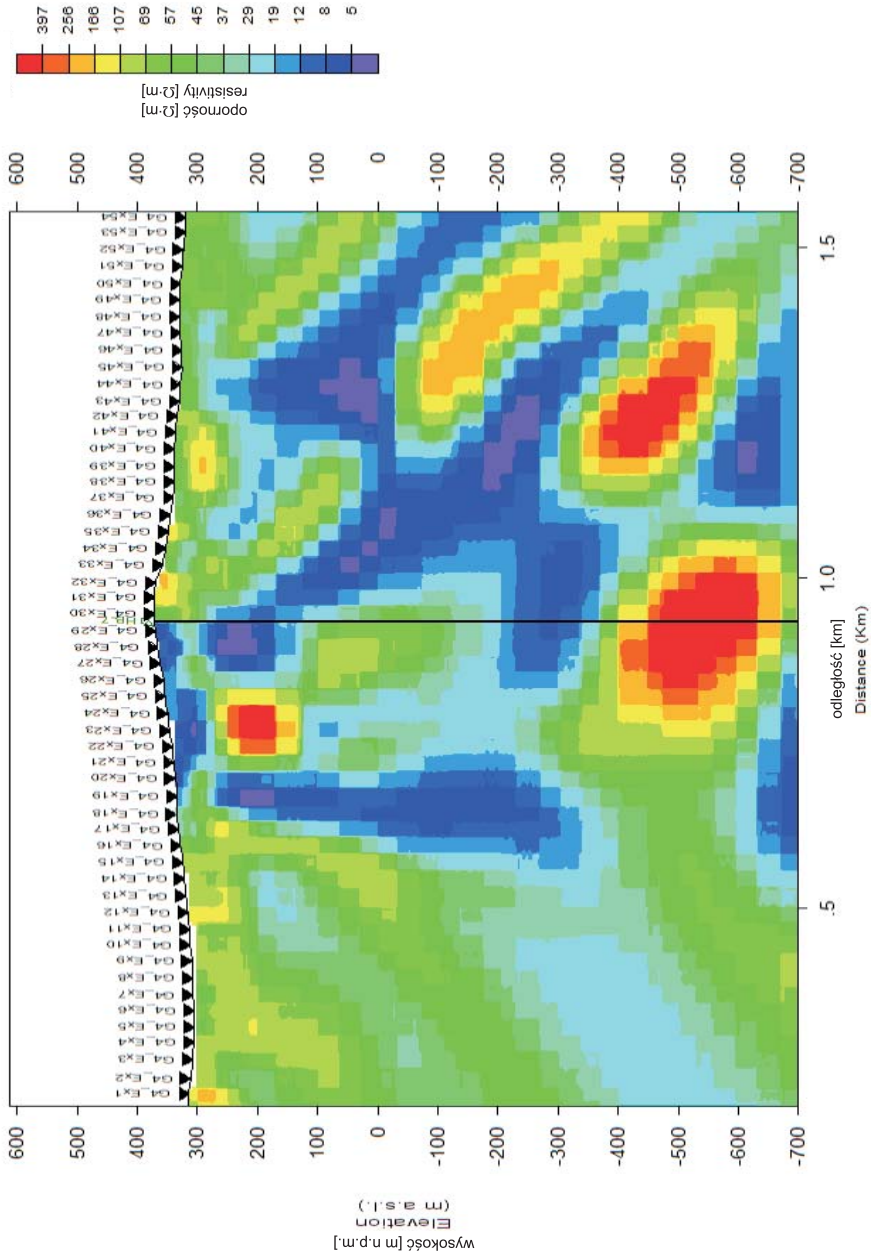


Fig. 5. Wyniki inwersji 2D NLGG z użyciem inwersji 1D jako modelu startowego, profil G4 rejon złoza Grabownica
Fig. 5. Results of 2D NLGG inversion with the use of 1D inversion as initial model for G4 profile, Grabownica area

Istotą takiego podejścia jest fakt, że algorytm inwersyjny Occama, szczególnie dla niewielkich głębokości penetracji, daje wystarczająco szczegółowy wynik. Obraz rozkładu oporności często jest jednak zafałszowany przez efekty przypowierzchniowe i niejednowymiarowość modelu interpretacyjnego. Kompromis pomiędzy wysoką rozdzielczością a prawidłowym modelem geoelektrycznym można zatem znaleźć w wyniku modelowań (prostych i inwersyjnych) 2D (Fig. 5). Błąd dopasowania krzywych empirycznych do modelowych, RMS, wyniósł w ostatniej iteracji 0.9. Zastosowanie etapowego sposobu interpretacji oraz wprowadzenia modelu startowego pozwoliło na rozdzielenie kompleksów opornościowych, a co za tym idzie – zbliżenie końcowego wyniku modelowań do modelu geologicznego określonego w ogólnym sensie na podstawie niezależnych danych powierzchniowych i otworowych.

Złoże Łodyna

Element tektoniczny, na którym znajduje się złoże Łodyna nosi nazwę „fałdu Łodynkopalni”. Bardziej południowy nosi nazwę „fałdu Łodyny-wsi”. Ku północy wyróżnia się synklinę Krecowa – Stebnika i następny element fałd Wary – Chwaniowa – Kiczery. Te elementy tektoniczne nie mają wiele wspólnego z typowymi fałdami. Są to elementy o charakterze łusek, silnie zdyslokowanych i wewnętrznie ściętych (Jankowski & Probulski 2011). Charakterystyczne jest pionowe, a niekiedy łukowate ułożenie warstw, najczęściej wygiętych „brzuchami” ku północy (Fig. 6).

Pomiary polowe w obszarze złoza Łodyna prowadzono metodą CSAMT w sposób analogiczny jak w przypadku złoza Grabownica. Zastosowano metodę profilowań ciągłych, tj. elektrody pomiarowe sytuowane były względem siebie „na styk”, a w celu lepszego rozpoznania zmienności strefy przypowierzchniowej – „na zakładkę” (Stefaniuk *et al.* 2011). Istotnym problemem w interpretacji strukturalnej złoza jest fakt, że występuje ono w postaci pionowych i prawie pionowych cienkich warstw (oligocenijskie piaskowce kliwskie) opisywanych jako poziomy złożowe od I do V (Szewczyk 2009). Warstwy te mają niewielkie miąższości, znacznie mniejsze niż długość elektrycznego dipola pomiarowego. W najbardziej korzystnych warunkach są one równe długości dipola E_x , a więc są poza wszelkimi granicami rozdzielczości metody MT. Teoretycznie istnieje natomiast możliwość rozpoznania strefy złożowej w sytuacji, gdy wszystkie poziomy złożowe są nasycone węglowodorami i występują w bezpośredniej bliskości. W tej sytuacji można wyinterpretować strefę złożową jako sumę wszystkich poziomów.

W celu uwiarygodnienia powyższej koncepcji interpretacyjnej (modelu interpretacyjnego) wykonano modelowanie dwuwymiarowe proste (*forward 2D*) modelu typowego dla profilu L1 z obszaru złoza Łodyna (Fig. 7), tj. systemu pięciu równoległych i pionowych „warstw” o dwudzielnym rozkładzie oporności umieszczonych w jednorodnej półprzestrzeni. Analiza otrzymanych krzywych modelowych wskazuje na możliwość interpretacji przedstawionego modelu. Następnie zinterpretowano krzywe syntetyczne, stosując modelowanie inwersyjne z wykorzystaniem jednorodnej półprzestrzeni w charakterze modelu (Fig. 8). Model obliczony z jednorodnej półprzestrzeni nie pozwala jednak na prawidłową interpretację „rzeczywistej” sytuacji geoelektrycznej ośrodka geologicznego. Istnieje co prawda w modelu wynikowym ślad struktury wysokooporowej, jest on jednak zafałszowany (realnie odwzorowany został tylko strop kompleksu warstw wysokooporowych).

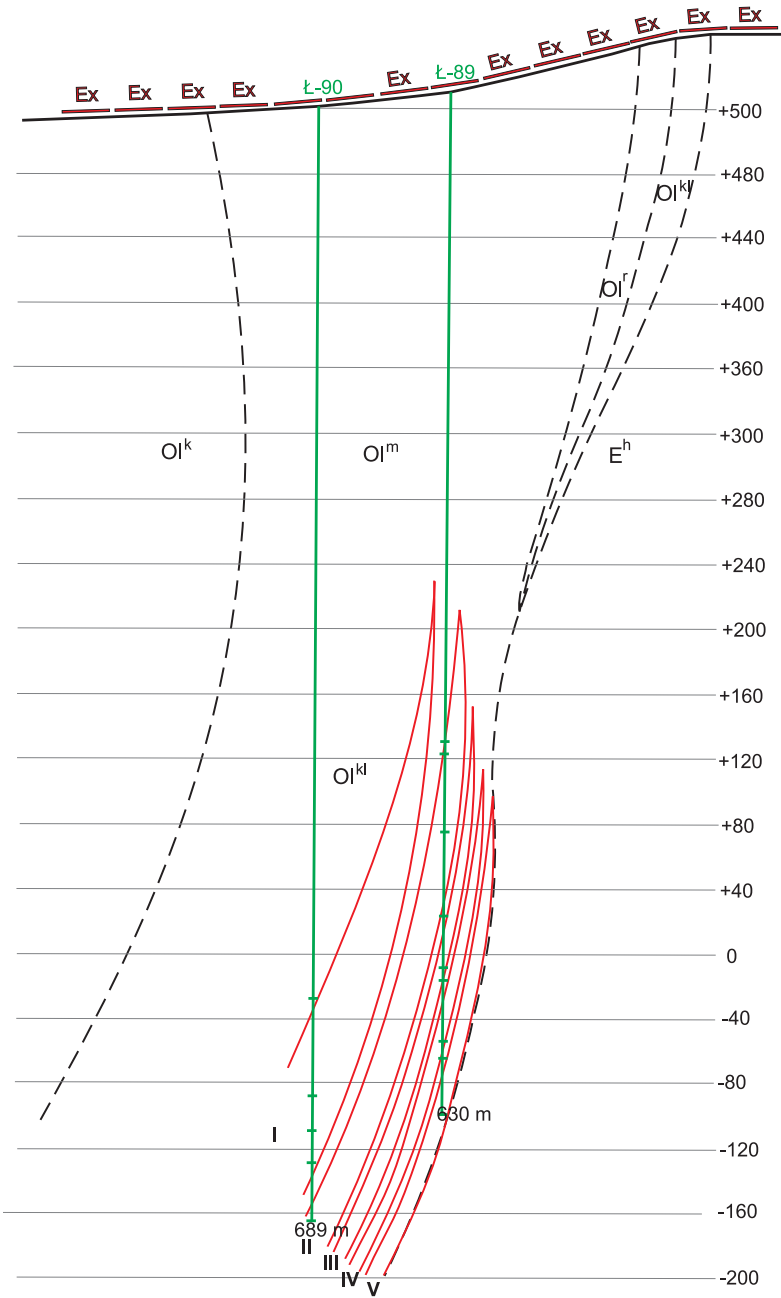


Fig. 6. Stosunek długości dipola pomiarowego Ex do rozmiarów złoża ropy Łodyna (wg S. Szewczyka & E. Szewczyka, mat. niepubl.)

Fig. 6. Relation between length of electric dipole Ex and dimensional of Łodyna oil field (acc. S. Szewczyk & E. Szewczyk, unpublished)

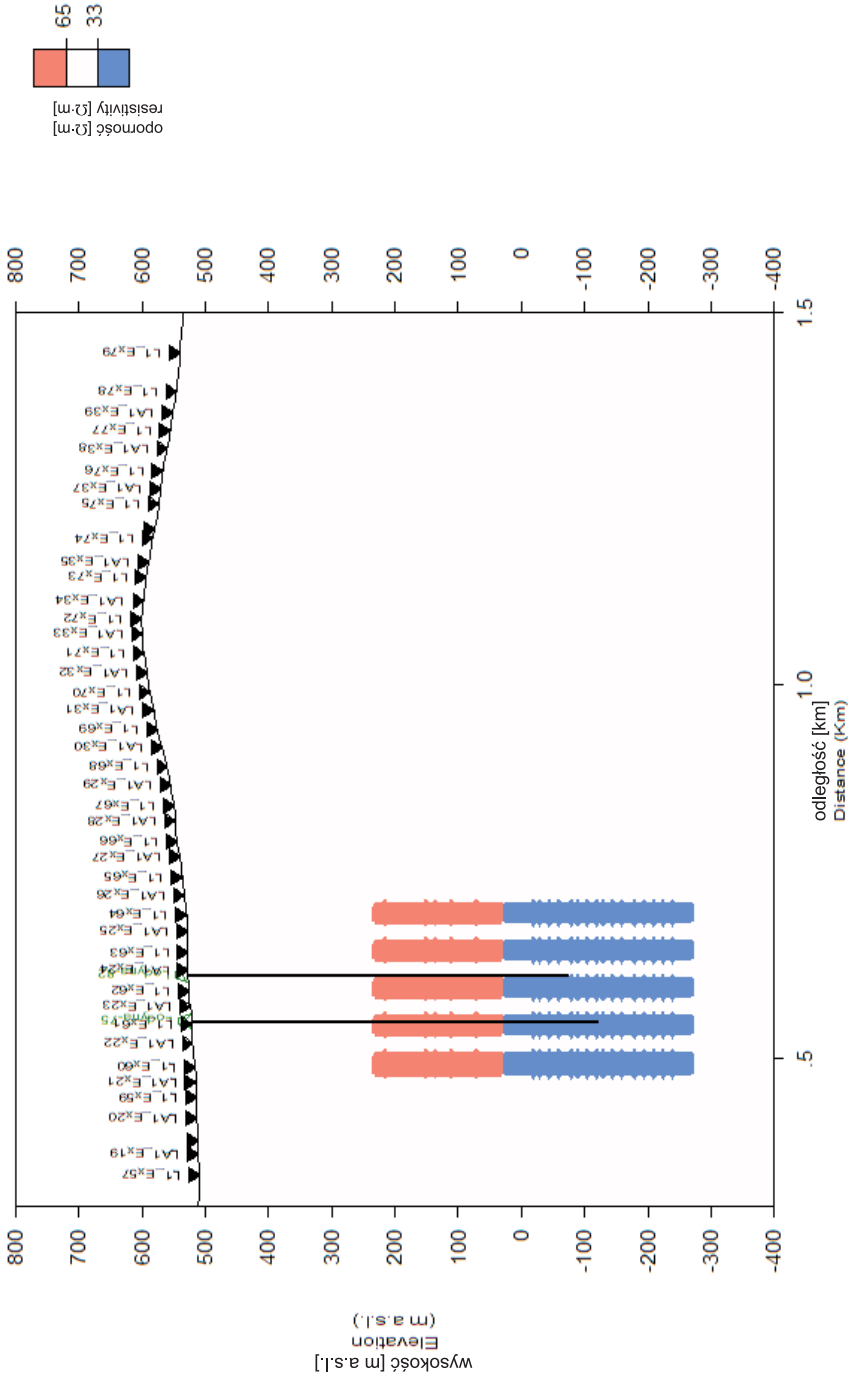


Fig. 7. Uproszczony model geoelektryczny 2D złoża Łodyna wzdłuż profilu L1
Fig. 7. Simplified 2D geoelectrical model of Łodyna field across L1 profile

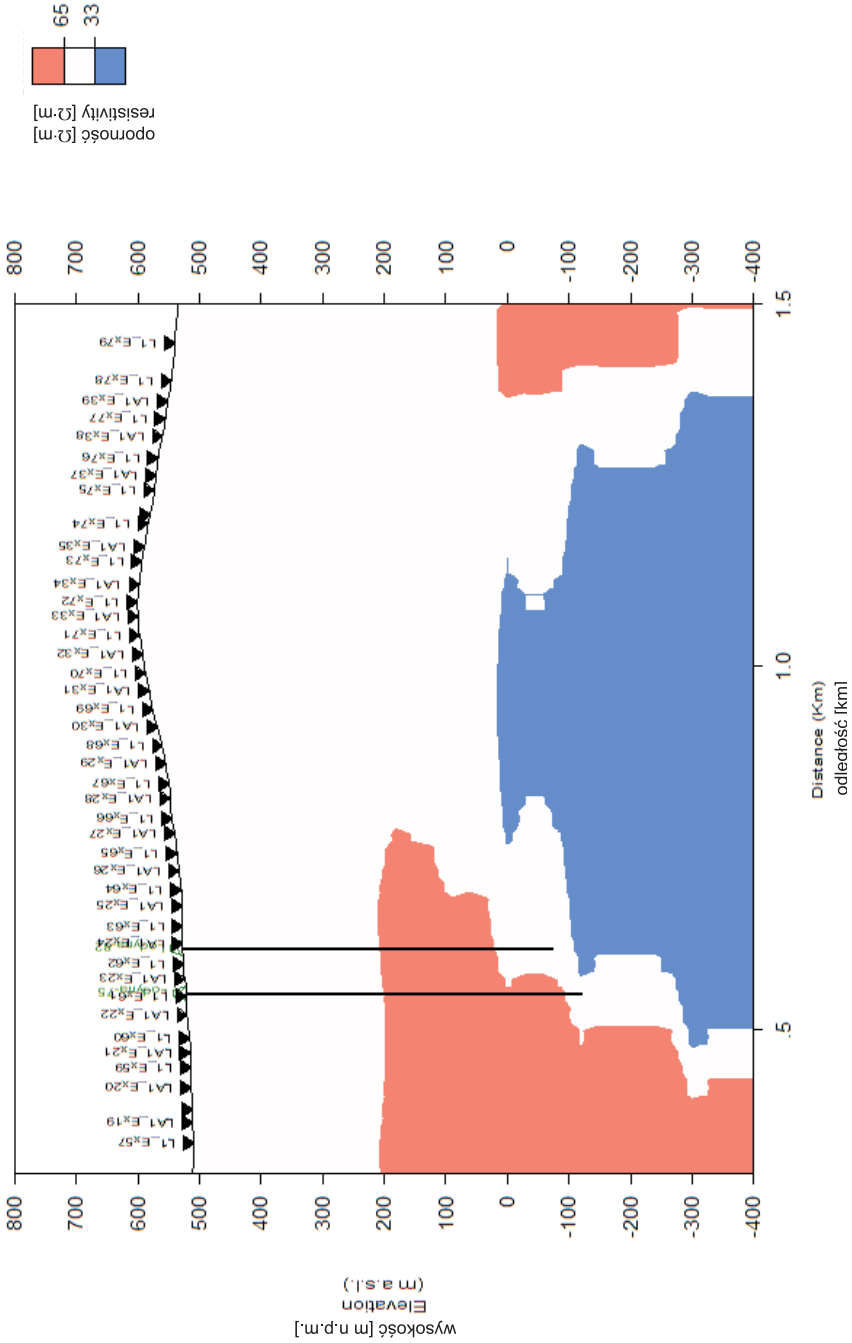


Fig. 8. Wyniki inwersji 2D NLCCG z użyciem jednorodnej półprzestrzeni jako modelu startowego, dla profilu syntetycznego z rejonu złoża ropnego Łodyna

Fig. 8. Results of 2D NLCCG inversion with the use of homogenous halfspace as initial model for GR synthetic profile, Łodyna area

Analiza otrzymanych wyników wskazuje więc, co nie jest nowością w interpretacji danych magnetotellurycznych, że dla poprawnego odwzorowania modelu geologicznego przez model geoelektryczny istotna, a może nawet najważniejsza jest odpowiednia konstrukcja modelu startowego. Model inwersyjny 2D obliczony na podstawie danych syntetycznych z założonym modelem startowym dla złoża Łodyna przedstawiono na figurze 9. W procesie inwersyjnym nie zastosowano więzów. Modelem startowym była wysokooporowa struktura o przekroju prostokąta w jednorodnej półprzestrzeni, co też zostało odwzorowane w modelu wynikowym. W modelu wynikowym odwzorowany został też ślad utworów niskooporowych, jednak ich geometria nie została zachowana. Przyczyny błędnego odwzorowania geometrii utworów niskooporowych zalegających na znacznej głębokości należy upatrywać w samej procedurze inwersji 2D NLCG generującej rozmyty model wynikowy.

Interesujące wyniki w aspekcie modelowań inwersyjnych dała inwersja jednowymiarowa z zastosowaniem algorytmu Occama. Inwersja 1D dwuwymiarowych krzywych modelowych w przypadku polaryzacji magnetycznej pozwoliła z bardzo dużą dokładnością odwzorować zamodelowaną wcześniej strukturę wysokooporową (Fig. 10), nie produkując charakterystycznych dla inwersji 2D „artefaktów opornościowych” na brzegach obszaru. Inwersja 1D krzywych polaryzacji elektrycznej dała w tym przypadku zgoła odmienny, aczkolwiek spodziewany wynik (Fig. 11). W modelu wynikowym można z dobrą dokładnością odwzorować strop warstwy niskooporowej, niestety granica ta ciągnie się daleko poza pionowe granice wysokooporowej struktury przedstawionej na figurze 7. Kluczem do poprawnej interpretacji jest zatem inwersja 1D krzywych dla dwóch polaryzacji lub stosowanie innych, bardziej rozdzielczych dwuwymiarowych algorytmów inwersyjnych. Dobrym wyjściem jest natomiast przedstawione w przypadku analizy złoża Grabownica wykorzystanie do inwersji 2D modelu startowego skonstruowanego na podstawie inwersji 1D.

Ostatnim etapem analizy danych magnetotellurycznych z obszaru Łodyny jest inwersja 1D i 2D krzywych połowych. Inwersję przeprowadzono, opierając się na wnioskach i analizach przedstawionych w poprzednich dwóch akapitach. Wyniki inwersji 1D wg metody Occama (Fig. 12) dla TM mode oraz 2D metodą NLCG (Fig. 13) są wprawdzie zbieżne w ogólnym zarysie budowy geoelektrycznej (model startowy inwersji 2D to wynik inwersji 1D), niemniej jednak w szczegółach różnią się dość znacznie. Przyczyną tego jest oczywiście stosowanie algorytmów 1D i 2D w ośrodku 3D. Dane geologii powierzchniowej wskazują na system uskoku zarówno w kierunku poprzecznym do kierunku profilu (nasunięcia), jak i w kierunku do niego równoległym (uskoki przesuwce). Te drugie powodują, że ośrodek geoelektryczny można sklasyfikować jako trójwymiarowy. Modelowanie na danych syntetycznych zakładało natomiast ośrodek jednoznacznie dwuwymiarowy. Zagadnienie interpretacji ośrodka 3D modelem interpretacyjnym 2D i 1D było już wielokrotnie poruszane w literaturze geofizycznej (Jones & Schultz 1997, Garcia *et al.* 1999, Ledo *et al.* 2002). Wyniki inwersji w złożu Łodyna, w przypadku którego dysponujemy skalarnym pomiarem CSAMT (pomiary skalarne CSAMT w przeciwieństwie do tensorowych wyników pomiarów MT/AMT nie pozwalają na wieloskładnikowe modelowanie 2D/3D), należy analizować wspólnie z dostępnymi danymi geologicznymi i raczej należałoby się skupić na istnieniu anomalii przewodnictwa niż na konstrukcji stricte modelu geologicznego.

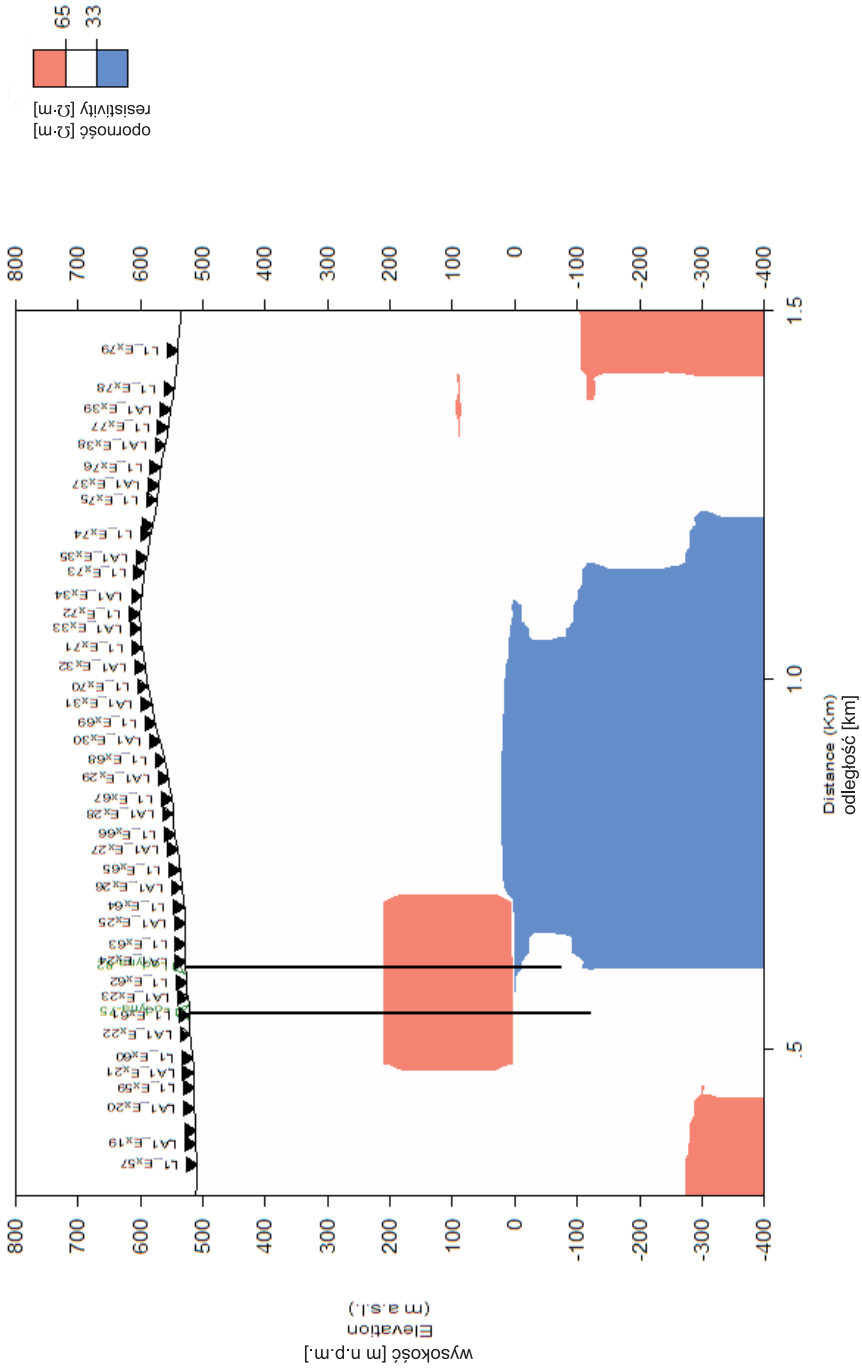


Fig. 9. Wyniki inwersji 2D precyzyjnie zdefiniowanego wcześniej modelu dla profilu syntetycznego z rejonu złoża ropnego Łodyna
Fig. 9. Results of 2D for previously defined initial model for synthetic profile, Łodyna area

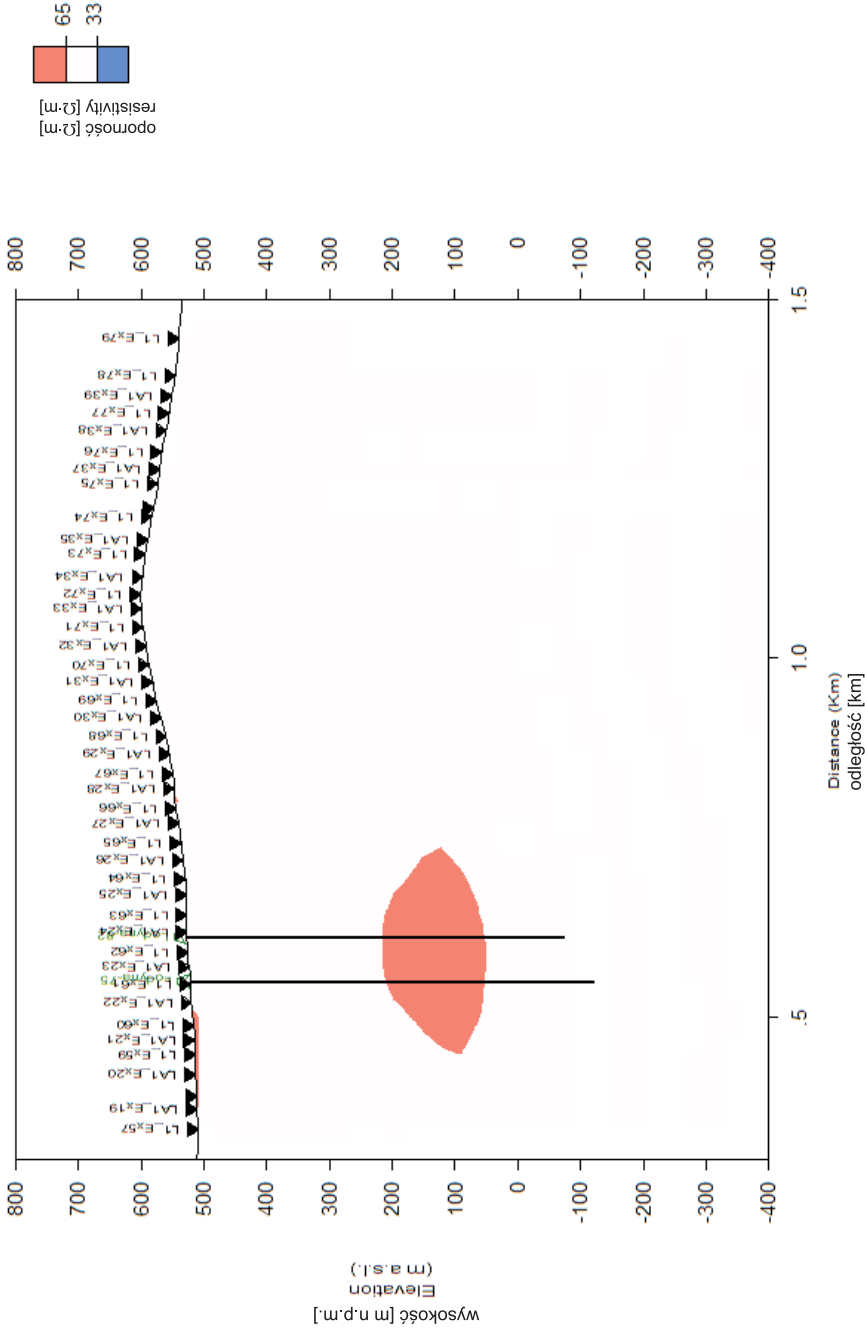


Fig. 10. Wyniki inwersji 1D metodą Occama syntetycznych krzywych polaryzacji magnetycznej dla profilu syntetycznego z rejonu złoża ropnego Łodyna

Fig. 10. Results of 1D Occam inversion for synthetic TM mode curves for synthetic profile, Łodyna area

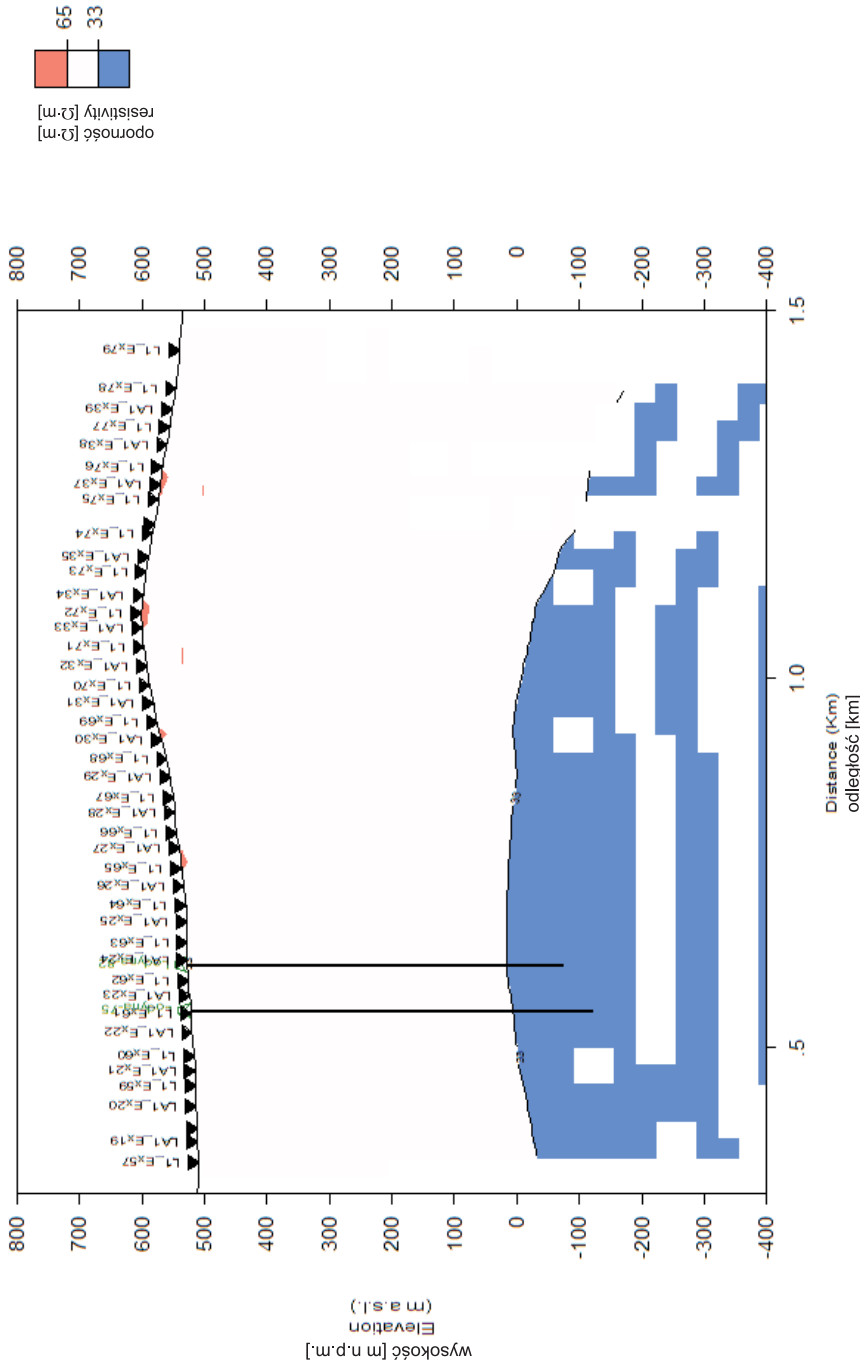


Fig. 11. Wyniki inwersji 1D metodą Occama syntetycznych krzywych polaryzacji elektrycznej dla profilu syntetycznego z rejonu złoża ropnego Łodyna

Fig. 11. Results of 1D Occam inversion for synthetic TE mode curves for synthetic profile, Łodyna area

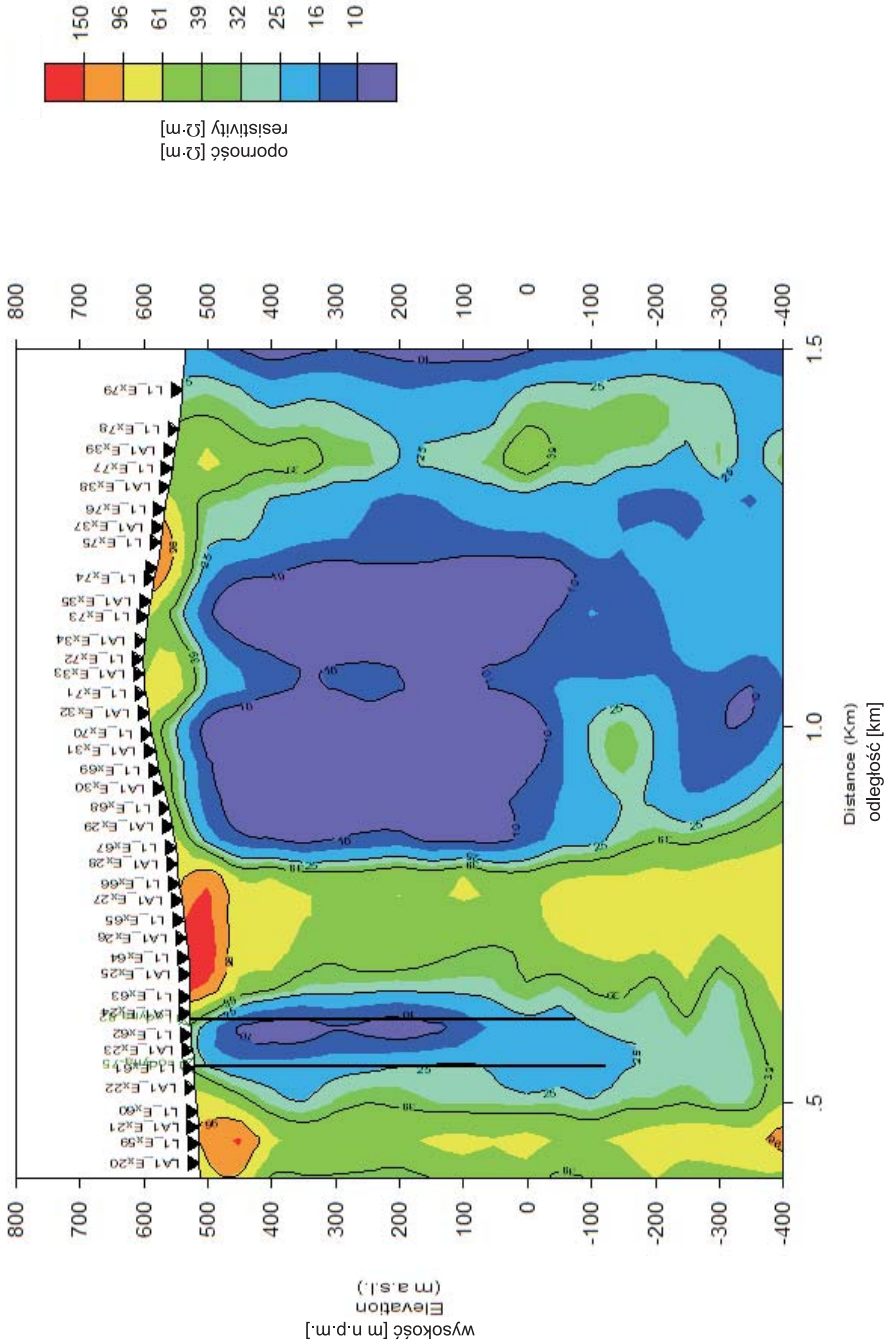


Fig. 12. Wyniki inwersji 1D metodą Occama dla krzywych CSAMT wzdłuż profilu L1, rejon złoża ropnego Łodyna
Fig. 12. Results of 1D Occam inversion for CSAMT curves along L1 profile, oil field Łodyna

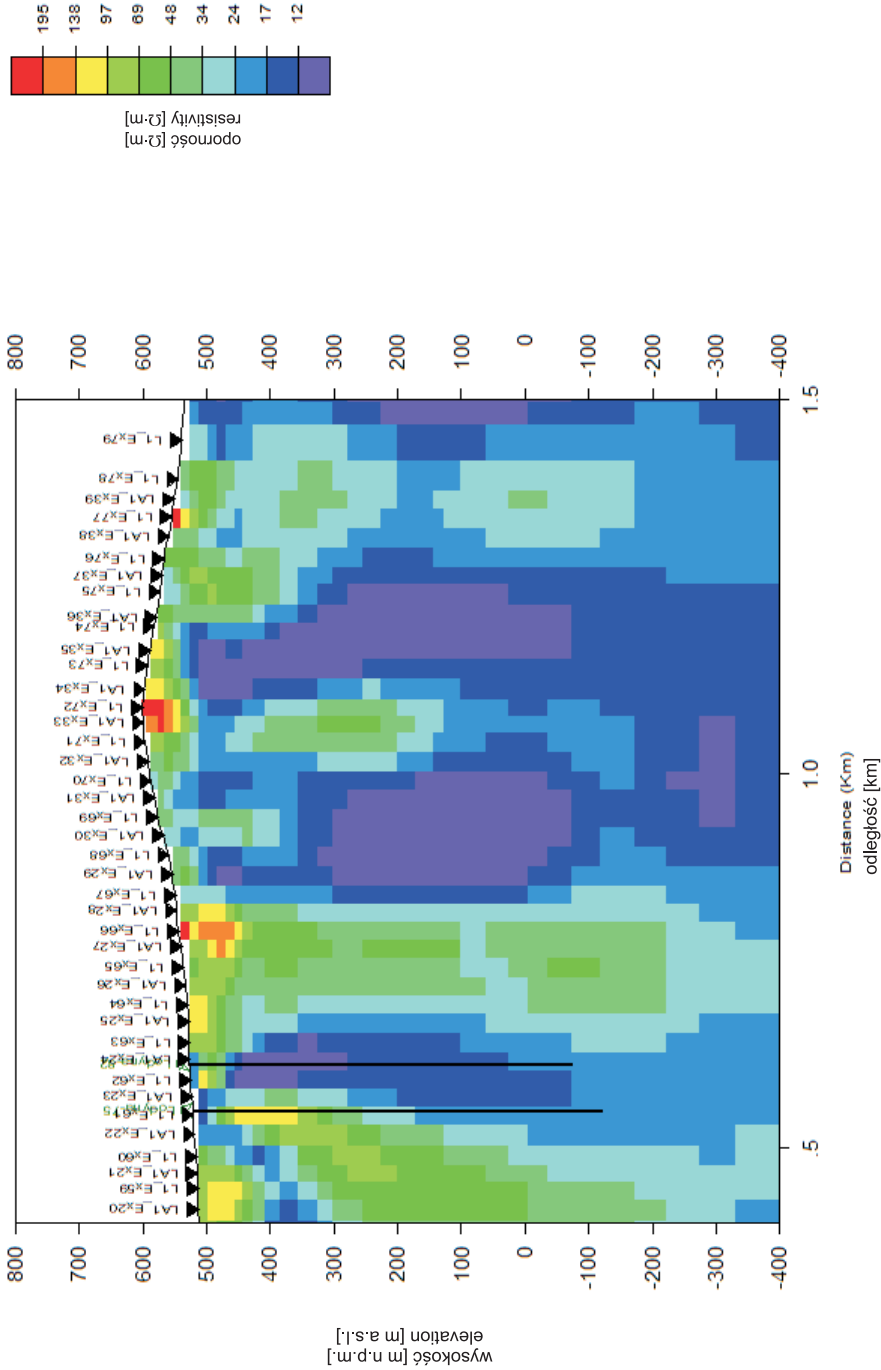


Fig. 13. Wyniki inwersji 2D NLCC krzywych CSAMT wzdłuż profilu L1, rejon złoża ropnego Łodyna
Fig. 13. Results of 2D NLCC inversion for CSAMT curves along L1 profile, oil field Łodyna

Takie anomalie przewodnictwa zidentyfikowano na profilu L1 w rejonie punktów L1-Ex63 i L1-Ex67 w interwale głębokości od 0 do -200 m n.p.m. oraz LA1-Ex38 i L1-Ex79 w interwale głębokości od 100 do -100 m n.p.m. Są to strefy wzrostu oporności w kompleksach niskooporowych, których genezą może być zarówno strefa uskokowa, jak i grupa poziomów zbiornikowych. Najczęściej jest to jednak kombinacja dwóch wspomnianych czynników.

PODSUMOWANIE

Przedstawiona w niniejszej pracy interpretacja złożonych struktur geologicznych odzwierciedlonych w danych MT nie wyczerpuje wszystkich problemów i zagadnień, z którymi spotykamy się podczas inwersyjnych i prostych modelowań geoelektrycznych. Należałoby przecież wspomnieć chociażby kwestię przesunięcia statycznego krzywych amplitudowych, zniekształceń generowanych przez topografię terenu, niewielkich kontrastów oporności występujących w utworach fliszowych i ich dodatkowej minimalizacji przez algorytmy typu *minimum structure*, jakimi niewątpliwie są metody Occama i NLCG. Na to wszystko nakładają się zakłócenia EM generowane przez czynne kopalnie ropy i gazu, w obszarze których rejestrowane był dane przedstawione w publikacji.

Wszystkie te negatywne czynniki, chociaż zmuszają nas do ostrożnej analizy wyników, nie dyskwalifikują metody magnetotellurycznej jako sposobu interpretacji złożonych, karpackich struktur geologicznych. Z przedstawionych analiz wynika, że odpowiedni dobór algorytmu inwersyjnego (1D/2D), prawidłowa konstrukcja modelu interpretacyjnego, wprowadzenie więzów lub modelu startowego – znacznie zwiększają dokładność interpretacji parametrów osrodka skalnego.

Kolejnym etapem interpretacji danych elektromagnetycznych rejestrowanych wzdłuż opisanych profili powinna być połączona inwersja różnych metod, tj. metody AMT/CSAMT wraz z metodą procesów przejściowych (TDEM) przy założeniu modelu startowego, np. na podstawie głębokościowej interpretacji danych sejsmicznych lub geologicznych. W odróżnieniu od inwersji przeprowadzonej tylko na podstawie danych magnetotellurycznych, taka inwersja, w mniemaniu autorów niniejszej pracy, pozwoli na minimalizację wpływu czynników fałszujących wynik, przede wszystkim przesunięcia statycznego oraz ekwiwalencji modelu.

Całość prac wykonano w ramach projektu naukowo-badawczego nr 13102 pt. „Opracowanie nowatorskich metod wykrywania złóż węglowodorów oraz rozpoznawania struktury i zmienności złóż w trakcie ich eksploatacji za pomocą głębokich i średniozasiegowych badań elektromagnetycznych” finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego. W artykule zostały również wykorzystane dane geologiczne i złożowe udostępnione przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo SA. Autorzy dziękują władzom tej spółki za zgodę na wykorzystanie ww. materiałów w niniejszej publikacji, a jej pracownikom z Jasła i Ustrzyk Dolnych za cenne uwagi merytoryczne i dyskusję na temat wyników.

LITERATURA

- Berdichevsky M.N. & Dmitriev W.I., 2008. *Models and Methods of Magnetotellurics*. Springer, 2008.
- Cagniard L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605–637.
- 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.
- Garcia X., Ledo J. & Queralt P., 1999. 2D inversion of 3D magnetotelluric data: The Kayabe dataset. *Earth Planets Space*, 51, 1135–1143.
- Jankowski L. & Probulski J., 2011. *Próba reinterpretacji historii rozwoju tektoniczno-basenowego na przykładzie złóż węglowodorów Grabownica, Strachocina i Łodyna* (mat. niepubl.).
- Jones F.W. & Pascoe L.J., 1971. A general computer program to determine the perturbation of alternating electric currents in a two-dimensional model of a region of uniform conductivity with an embedded inhomogeneity. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24, 3–30.
- Jones A.G. & Schultz A.S., 1997. Introduction to MT-DIW2. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* (special issue), 49, 727–737.
- Jupp D.L.B. & Vozoff K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophysical Journal of the Astronomical Society*, 42, 957–976.
- Karnkowski P., 1993. Złóża ropy naftowej i gazu ziemnego. t. 2: Karpaty i zapadlisko przedkarpaccie. *Geos*, 1–253.
- Kaufman A.A. & Keller G.V., 1981. *The magnetotelluric sounding method*. W: *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 15, Elsevier, Amsterdam, 1–283.
- Ledo J., Queralt P., Marti A. & Jones A.G., 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of imitations and resolution. *Geophysical Journal International*, 150, 1–13.
- Levenberg K., 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least-squares. *The Quarterly of Applied Math*, 2, 164–168.
- Łuczejko J. & Nycz R., 1988. Dodatek nr 2 do dokumentacji geologicznej złoża ropy naftowej Grabownica. *Archiwum PGNiG*, Warszawa, 1–34.
- Mackie R.L. & Madden T.R., 1993. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 115, 215–229.
- Marquardt D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431–441.
- Rodi W. & Mackie R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174–187.
- Sheriff R.E., 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics* (3rd ed.). Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

- Smith J.T., & Booker J.R., 1988. Magnetotelluric inversion for minimum structure. *Geophysics*, 53, 1565–1576.
- Smith J.T., Hoversten G.M., Gasperikova E. & Morrison H.F., 1999. Sharp Boundary Inversion of 2-D Magnetotelluric Data. *Geophysical Prospecting*, 47, 469–486.
- Stefaniuk M., Figuła J., Sada M., Sito Ł. & Wojdyła M., 2011. *Optymalizacja metodyki prac pomiarowych z wykorzystaniem kompleksu metod elektromagnetycznych* (mat. niepubl.).
- Swift C.M., 1967. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south-western United States*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA (rozprawa doktorska).
- Szewczyk E., 2009. Złoże ropy naftowej „Łodyna” – tradycja i nowoczesność. *Górnictwo Odkrywkowe*, 50, 2–5, 154–157.
- Tikhonov A.N., 1950. Determination of electrical properties of deep strata of earth's crust. *Akad. Nauk. S.S.S.R. Doklady*, 87, 4, 547–550.
- Trapeznikov Ju.A., Andreeva E.V., Batalev W.Ju., Berdičevskij M.N., Wan 'an L.L., Volyhin A.M., Golubcova N.S. & Rybin A.K., 1997. Magitotelluričeskije zondirovaniâ v gorah Kirgizskogo Tân 'Šanâ. *Fizika Ziemli*, 1, 3–20.
- Wannamaker P.E., Stodt J.A. & Rijo L., 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88, 277–296.
- Wu F.T., 1968. The inverse problem of magnetotelluric sounding. *Geophysics*, 33, 972–979.

Summary

Interpretation of magnetotelluric sounding curves is usually carried out through forward and inverse modeling of geoelectrical medium with the use of 1D, 2D and 3D procedures. A basic problem connected with interpretation of complex geological structures in the Polish Carpathians is proper definition of character of geoelectrical medium and selection of appropriate inversion algorithms. General assumptions of 1D and 2D modeling and inversions were presented in this paper. Methodology of magnetotelluric data interpretation was described including analysis of dimensionality of geoelectrical medium and its influence on choosing proper interpretation model. Examples of MT data interpretation from two oil/gas field from the Polish Carpathians area were taken into account.

The Grabownica oil/gas field is located in an anticline structure. Main hydrocarbon horizons are connected with Lower Cretaceous sediments (Fig. 1). Analysis of processing of AMT time series results, including skew and polar diagrams indicates that Grabownica field is a typical two-dimensional geoelectrical medium (Fig. 2). The first and simplest model was calculated with the use of 2D NLCG (Mackie code) algorithm (Fig. 3). A uniform half-space was chosen as an initial model and there were not any constraints during the inversion process. To improve horizontal and vertical resolution of results, the interpretation methodology was proposed. First, geoelectrical model was built based on results of

1D Occam inversion (Fig. 4). The model was taken as an initial one to next 2D inversion. The obtained results show that the geoelectrical image is quite similar to geological concepts of the Grabownica field. The Lodyna oil field is located in eastern part of the Polish Carpathians and built of vertical layers and strongly dislocated folds (Fig. 5). The main problem connected with interpretation of the Lodyna oil field lies in that vertical oil-saturated layers are thinner than the length of electric dipole and, moreover, they are located at a depth of ca 400 meters below the terrain (Fig. 5). A 2D forward model of the Lodyna field was constructed and calculated (Fig. 6). Synthetic curves from the above mentioned model were then inverted with the use of 2D NLCG method without any constraints with a uniform half-space as initial model (Fig. 7). As a result was rather poor, constraints for 2D inversion were adopted and results show high resistivity structures similar to modeled during the first step (Fig. 8). The last step was non-constrained 1D Occam inversion for TM mode (Fig. 9) and TE mode (Fig. 10). Results of 1D inversions show a high-resistivity structure (hydrocarbon) and low-resistivity zone (water) at a depth interval suitable to forward model. Interpretation of real CSAMT data from Lodyna was then made in two stages. First, 1D Occam inversion for xy direction was made (Fig. 11). Second, 2D NLCG inversion (xy , yx directions) with previous Occam results as initial model was performed (Fig. 12). Therefore, the authors propose methodology of interpretation as step-by-step inversions from 1D without constraints to 2D with constraints algorithms and starting models as a proper interpretation technique for complex geological structures in the Outer Carpathians.