

BADANIA MAGNETOTELLURYCZNE NA DOLNYM ŚLĄSKU – NOWE MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA METODY MAGNETOTELLURYCZNEJ W GEOLOGII STRUKTURALNEJ, ZŁOŻOWEJ, POSZUKIWANIACH WÓD MINERALNYCH I TERMALNYCH

Magnetotelluric studies in the Lower Silesia - new possibilities of using magnetotelluric method in structural geology, reservoir, search for mineral and thermal waters

Stefaniuk, M.^{1,2}, Farbisz, J.², Wojdyła, M.², Sito, Ł.²

¹ AGH Akademia Górniczo – Hutnicza; al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; stefan@geolog.geol.agh.edu.pl

² Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych sp. z o.o.; 03-301 Warszawa, ul. Jagiellońska 76;
j.farbisz@pbg.com.pl, m.stefaniuk@pbg.com.pl, m.wojdyła@pbg.com.pl, l.sito@pbg.com.pl

Słowa kluczowe: brak słów kluczowych

Keywords: No keywords

Streszczenie W pracy przedstawione zostały przykłady wykorzystania badań geofizycznych metodą magnetotelluryczną w rozległej problematyce geologicznej pojawiającej się w obszarze Dolnego Śląska. W omawianych badaniach metoda magnetotelluryczna stosowana była w trzech wariantach metodycznych: ciągów sondowań magnetotellurycznych i audiomagnetotellurycznych (MT/AMT), magnetotellurycznych profilowań ciągłych, i profilowań audiomagnetotellurycznych z kontrolowanym źródłem (CSAMT). Sondowania magnetotelluryczne, dla których źródłem pola pierwotnego są naturalne wariacje ziemskiego pola elektromagnetycznego, wykorzystywane są głównie w głębokich badaniach strukturalnych. Magnetotelluryczne profilowania ciągle stosowane są natomiast w badaniach szczegółowych o względnie małym zasięgu głębokościowym. Metoda profilowań audiomagnetotellurycznych z kontrolowanym źródłem (CSAMT) opracowana została jako alternatywa dla wysokoczęstotliwościowych sondowań magnetotellurycznych pola naturalnego w warunkach silnych zakłóceń elektromagnetycznych. Przykładem głębokich badań strukturalnych jest południowo-zachodni odcinek regionalnego profilu magnetotellurycznego Zgorzelec - Wiżajny przecinający struktury niecki północno-sudeckiej, bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Magnetotelluryczne badania o charakterze złożowym wykonane zostały w Górach Kaczawskich oraz w obrębie wschodniej osłony granitoidowego masywu Karkonoszy. Liczne przykłady zastosowania badań MT dotyczą problematyki poszukiwania wód termalnych, związanych z głębokimi strefami uskokowymi. Badania tego typu wykonano już w wielu rejonach Dolnego Śląska, m.in. w okolicach Cieplic Śląskich-Zdroju, Polanicy-Zdroju, Łądko-Zdroju i Nysy

Abstract Some examples of application of geophysical survey with use of magnetotelluric (MT) method in wide geological problems appearing in the area of Lower Silesia are presented in the paper. Magnetotelluric method was used in described surveys in its three methodological options i.e. to series of isolated magnetotelluric and audiomagnetotelluric soundings (MT/AMT), magnetotelluric continuous profiling and controlled source audiomagnetotelluric continuous profiling (CSAMT). Magnetotelluric soundings based on natural electromagnetic fields are mainly used in deep structural investigations. Magnetotelluric continuous profiling is applied

in detailed recognizing of geological objects in relatively small depth range. Controlled source audiomagnetotelluric method (CSAMT) was elaborated as alternative to high-frequency magnetotelluric sounding of natural field in conditions of powerful electromagnetic noise. The south-western part of regional magnetotelluric profile "Zgorzelec – Wizajny" cutting structures of Northern Sudetic Depression Fore Sudetic Block and Fore Sudetic Monocline is presented as example of deep structural survey. Magnetotelluric investigations of ore deposits were made in the area of Kaczawa Mountains and eastern shelter of Karkonosze granitic massif. Numerous examples of magnetotelluric survey application are related to geothermal water exploration, connected with deep tectonic zones. Such surveys were made in many sites in Lower Silesia region among others in the areas of Cieplice Śląskie-Zdrój, Polanica-Zdrój and Nysa

WSTĘP

Obszar sudecki obejmujący Sudety oraz ich północno-wschodnie przedpole tj. blok przedsudecki i monoklinę przedsudecką charakteryzując się różnorodną i często wysoce skomplikowaną budową geologiczną. Jednocześnie jest to obszar bardzo interesujący z punktu widzenia surowcowego. Najbardziej istotne z gospodarczego punktu widzenia są tutaj z pewnością złoża rud metali, głównie miedzi, zasoby energii geotermalnej i wód mineralnych oraz złoża węglowodorów eksploatowane w obrębie monokliny przedsudeckiej. Wysoki stopień komplikacji budowy geologicznej przekłada się na utrudnienia w pracach poszukiwawczych, lub też bardziej ogólnie w geologicznych i geofizycznych wglębnych badaniach rozpoznawczych. W szczególności magmowy i metamorficzny orogen sudecki oraz krystaliczne podłoże jego przedpola są wyjątkowo niewdzięcznym rejonem dla metody sejsmicznej, będącej dotychczas głównym narzędziem w głębokich, strukturalnych badaniach kompleksów osadowych. W tej sytuacji w pracach poszukiwawczych oraz w badaniach strukturalnych otwiera się pole do wykorzystania innych metod geofizycznych, w szczególności metod elektromagnetycznych, których najbardziej wszechstronnym wariantem jest metoda magnetotelluryczna (MT). Badania magnetotelluryczne, z zastosowaniem nowej generacji aparatur i systemów pomiarowych, są prowadzone w Polsce od połowy lat 90. ubiegłego wieku. Na dużą skalę wykonywano i wykonuje się je w Karpatach oraz w centralnej i północno-zachodniej Polsce dla celów strukturalnych i w poszukiwaniach naftowych. W znacznie mniejszym zakresie, aczkolwiek z wysoce obiecującymi efektami, badania MT przeprowadzono również na Dolnym Śląsku. Prezentacji wybranych przykładów badań magnetotellurycznych, ilustrujących możliwości tej metody w zakresie rozwiązywania

zagadnień geologii strukturalnej, poszukiwania złóż rud oraz problematyce geotermalnej Dolnego Śląska poświęcona jest niniejsza praca.

W dotychczasowych badaniach magnetotellurycznych na Dolnym Śląsku wykorzystano trzy podstawowe warianty metodyczne: głębokie sondowania magnetotelluryczne w pełnym zakresie częstotliwości (SMT), sondowania w wysokoczęstotliwościowym paśmie audiomagnetotellurycznym (SAMT), ciągle profilowania magnetotelluryczne CPMT i audiomagnetotelluryczne CPAMT a także pomiary (sondowania/profilowania) ze sztucznym źródłem pola pierwotnego (CSAMT). Mając na uwadze brak podstawowych informacji na temat metody magnetotellurycznej w literaturze polskojęzycznej, przykłady zastosowania badań MT na Dolnym Śląsku poprzedzono krótkim zarysem podstaw teoretycznych metody i zasad interpretacji danych pomiarowych.

Jako przykład ilustrujący zastosowanie metody MT w regionalnych badaniach geologiczno-strukturalnych przedstawiono południowo-zachodni odcinek profilu Zgorzelec - Wizajny, przecinający struktury niecki północno-sudeckiej, bloku przedsudeckiego oraz monokliny przedsudeckiej (**Fig. 1, 2**). Interesujące wyniki, stwarzające podstawę do rekomendacji metody MT w obszarze monokliny przedsudeckiej, uzyskano również z niedawno przeprowadzonych badań w rejonie gazonośnej struktury Wilkowa.

Badania magnetotelluryczne, wykonane przed 10. laty w rejonie Cieplic i Polanicy Zdroju (**Fig. 1, 2**) oraz ostatnio (2010 r.) w rejonie Nysy są bardzo dobrą ilustracją zastosowania metody dla potrzeb poszukiwania wód termalnych. Wybrano te przykłady ze względu na stosunkowo duży zakres pomiarów MT dających szerszy obraz budowy geologicznej badanych struktur. Powyższe oraz liczne inne przykłady badań zrealizowanych na zlecenie indywidualnych inwestorów, podejmują-



Fig. 1. Lokalizacja badań magnetotellurycznych w obszarze sudeckim na mapie fizycznej Polski.

Fig. 1. Location of magnetotelluric survey on the physical map of Poland.

cych działania dla pozyskania energii odnawialnej ciepła Ziemi, potwierdzają efektywność metody MT w zakresie głębokiego (do 2-3 km) rozpoznania uskoku jako perspektywicznych stref występowania wód termalnych a także wód mineralnych pozyskiwanych z nieco mniejszych głębokości.

Prezentując wybrane przykłady metodyczności doświadczalnych badań MT w Górach Kaczawskich i w obrębie wschodniej osłony granitu Karkonoszy (**Fig. 1, 2**) zasygnalizowano nowe możliwości metody jako skutecznego narzędzia głębokiego rozpoznania stref mineralizacji rudnej w Sudetach.

PODSTAWY METODY MAGNETOTELLURYCZNEJ

Metoda magnetotelluryczna (właściwie metody magnetotelluryczne) jest to zespół metod geoelektrycznych wykorzystujących harmonicznie zmienne pole elektromagnetyczne do rozpoznawa-

nia rozkładu oporności w ośrodku geologicznym (Stefaniuk *et al.* 2008). U podstaw tej metody leży założenie pola źródłowego w postaci płaskiej fali elektromagnetycznej równoległej do powierzchni Ziemi (Berdichevsky 1968). Pole źródłowe generowane jest poprzez naturalne procesy będące skutkiem oddziaływania wiatru słonecznego na jonosferę lub też propagację w atmosferze fali elektromagnetycznej wywołanej przez odległe wyładowania atmosferyczne (Wait 1962; Strangway *et al.* 1973). W płytkich, wysokoczęstotliwościowych aplikacjach wykorzystywane jest także odpowiednio oddalone źródło sztuczne o specyficznej konfiguracji geometrycznej (Goldstein, Strangway 1975).

Badania magnetotelluryczne wykonywane są w różnych wariantach metodycznych. Teoretyczne podstawy głównego wariantu, tzw. sondowań magnetotellurycznych (MT) dla ośrodka jednowymiarowego, opracowane zostały niezależnie przez Tichonowa (1950) i Cagniarda (1953). Podstawo-

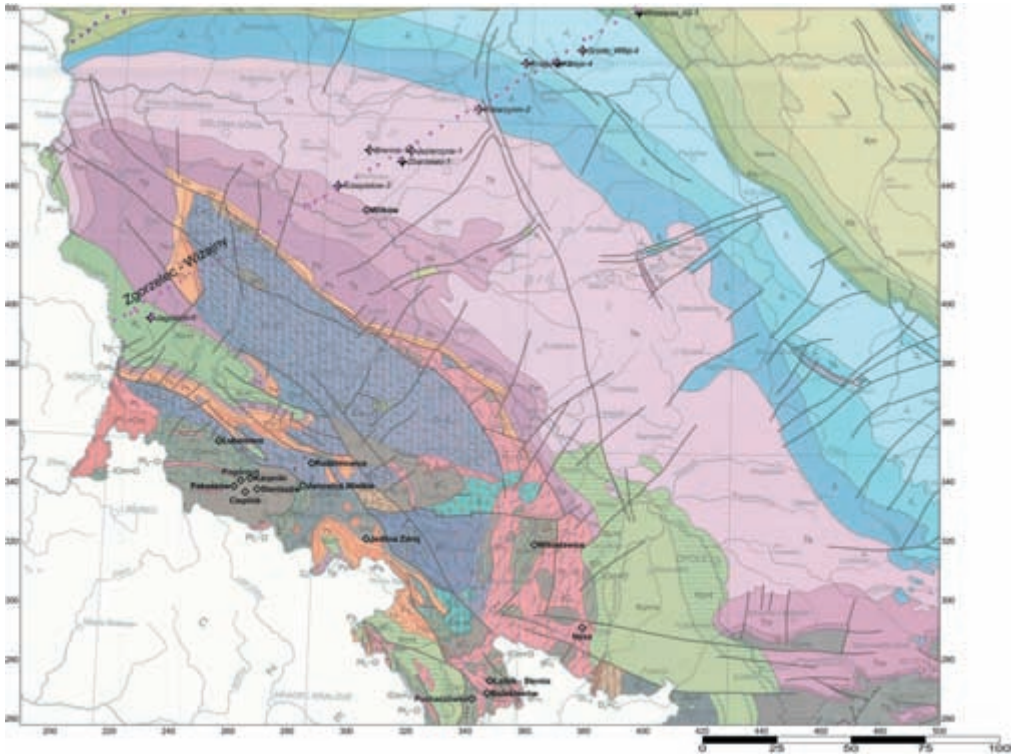


Fig. 2. Lokalizacja profili magnetotellurycznych na tle mapy geologicznej Polski (mapa wg Marks *et al.* 2006).

Fig. 2. Location of magnetotelluric profiles at the background of geological map of Poland (the map after Marks *et al.* 2006).

wym parametrem liczonym w metodzie magnetotellurycznej jest zespolony tensor impedancji (Z). W ogólnym przypadku impedancja wiąże składowe pola elektromagnetycznego na powierzchni Ziemi:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_x & Z_y \\ Z_x & Z_y \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1)$$

Własności składowych tensora impedancji odzwierciedlają parametry modelu geoelektrycznego ośrodka geologicznego i zależą od stopnia jego skomplikowania:

w przypadku ośrodka 1D (zmienność oporności tylko w jednym kierunku np. pionowym)

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ oraz } Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (2)$$

w przypadku ośrodka 2D (oś „x” układu pomiarowego skierowana prostopadle do osi jednorod-

ności, zmienność rozkładu oporności nie występuje wzdłuż osi „y” - zmiana oporności w płaszczyźnie)

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ oraz } Z_{xy} \neq -Z_{yx} \quad (3)$$

Dla ośrodka 2D można zatem rozważać dwie polaryzacje pola magnetotellurycznego:

YX (polaryzacja elektryczna), gdy rozpatrujemy składową

$$Z_{yx} = E_y / H_x \quad (4)$$

XY (polaryzacja magnetyczna), gdy rozpatrujemy składową

$$Z_{xy} = E_x / H_y \quad (5)$$

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

Dla tak zdefiniowanej impedancji oblicza się krzywe oporności pozornej na podstawie wyrażen:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 \rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 \quad (6)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 \rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 \quad (7)$$

oraz krzywe fazowe:

$$\varphi_{xy} = \text{Arg} Z_{xy} \varphi_{xy} = \text{Arg} Z_{xy} \quad (8)$$

$$\varphi_{yx} = \text{Arg} Z_{yx} \varphi_{yx} = \text{Arg} Z_{yx} \quad (9)$$

W powyższych wyrażeniach ω – oznacza częstość kołową, μ – przenikalność magnetyczną w próżni.

Szczególnym przypadkiem jest model 1-D opisywany jest jako ośrodek płasko-warstwowy, gdzie każdej z warstw przypisuje się liczbę falową:

$$k_j = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\rho_j}} k_j = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\rho_j}} \quad (10)$$

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

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

$$Z_n(\omega) = \frac{-\omega\mu}{k_1} \frac{th}{cth} \left[k_1 h_1 - ar \frac{th}{cth} \frac{k_1}{i\omega\mu} Z_{n-1} \right] \quad (11)$$

gdzie $[Z_{n-1}]$ to impedancja ośrodka, w którym wyeliminowano pierwszą warstwę. Na podstawie impedancji wylicza się amplitudową i fazową krzywą sondowania:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} |Z_n|^2 \quad (12)$$

$$\varphi_T = \text{Arg} Z_n \quad (13)$$

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

Przebiegi czasowe zarejestrowane dla wzajemnie prostopadłych składowych horyzontalnego pola elektrycznego i magnetycznego pozwalają na określenie składowych tensora impedancji. Są one funkcjami częstości pola elektromagnetycznego oraz położenia układu pomiarowego x, y względem rozciągłości struktur geologicznych, które określają

geometrię rozkładu przewodności ośrodka. Tensor impedancji zawiera m.in. informacje o wymiarze i charakterystyce rozkładu parametrów geoelektrycznych ośrodka geologicznego (Swift 1967; Simpson, Bahr 2005; Wojdyła, Stefaniuk 2011). Z punktu widzenia metody magnetotellurycznej ośrodek geologiczny ma zwykle złożony trójwymiarowy charakter. Kierunki jednorodności zmieniają się często wzdłuż profilu, a także w pionie (dla różnych częstości rejestracji). Modele 1D i 2D są uproszczeniem akceptowalnym w pewnych warunkach. Charakter ośrodka (1D, 2D lub 3D) ma wpływ na wybór metodyki interpretacji danych MT. Jedną z metod określenia stopnia złożoności ośrodka geoelektrycznego jest analiza tzw. diagramów biegunowych impedancji. Często wykorzystywanym parametrem do analizy ośrodka geologicznego pod kątem jego złożoności jest skośność tensora impedancji (*skew*). Jest to wielkość skalarna, która w przeciwieństwie do diagramów biegunowych impedancji nie oddaje złożoności przestrzennej badanego ośrodka, pozwala jednak na syntetyczną prezentację jego zmienności wzdłuż profilu pomiarowego (Simpson, Bahr 2005).

W modelowaniu 2-D 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 wykorzystując głównie numeryczne metody rozwiązywania równań różniczkowych. Najczęściej spotykanym sposobem rozwiązania numerycznego jest metoda różnic skończonych (Jones, Pascoe 1971), 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 falowych:

$$\frac{\partial}{\partial x} (k^{-2} \frac{\partial H_y}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial z} (k^{-2} \frac{\partial H_y}{\partial z}) + H_y = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0 \quad (15)$$

na równania różnicowe. W wyniku, w każdym wewnętrznym węzle siatki (i, j) badanego obszaru otrzymujemy równanie liniowe. Znalezienie wektorów pola H_y i E_y sprowadza się do rozwiązania układu równań liniowych.

MAGNETOTELLURYCZNE PROFILOWANIA CIĄGŁE

Najczęściej stosowanym wariantem metodycznym, wykorzystywanym zwykle w badaniach regionalnych i półszczegółowych są ciągi sondowań rozmieszczone w miarę regularnie wzdłuż linii profili. Przykładem takiego ciągu profilowego, prezentowanym w niniejszej pracy, jest SW część profilu Zgorzelec – Wiżajny. Wykonuje się także sondowania w wersji 3D tzn. w węzłach regularnych siatek powierzchniowych. W badaniach szczegółowych stosuje się odpowiednio większe zagęszczenie siatki sondowań lub tzw. 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 lub mniejsze od długości tych dipoli (Stefaniuk *et al.* 2003, 2008). W rezultacie uzyskuje się ciągłe pokrycie profilu pomiarowego przez elektryczne dipole pomiarowe zorientowane do niego równoległe (**Fig. 3**). Próbkowanie pola magnetycznego i składowej pola elektrycznego prostopadłej do profilu pomiarowego jest w takiej metodzie zwykle znacznie rzadsze. Wykorzystano tu fakt, że

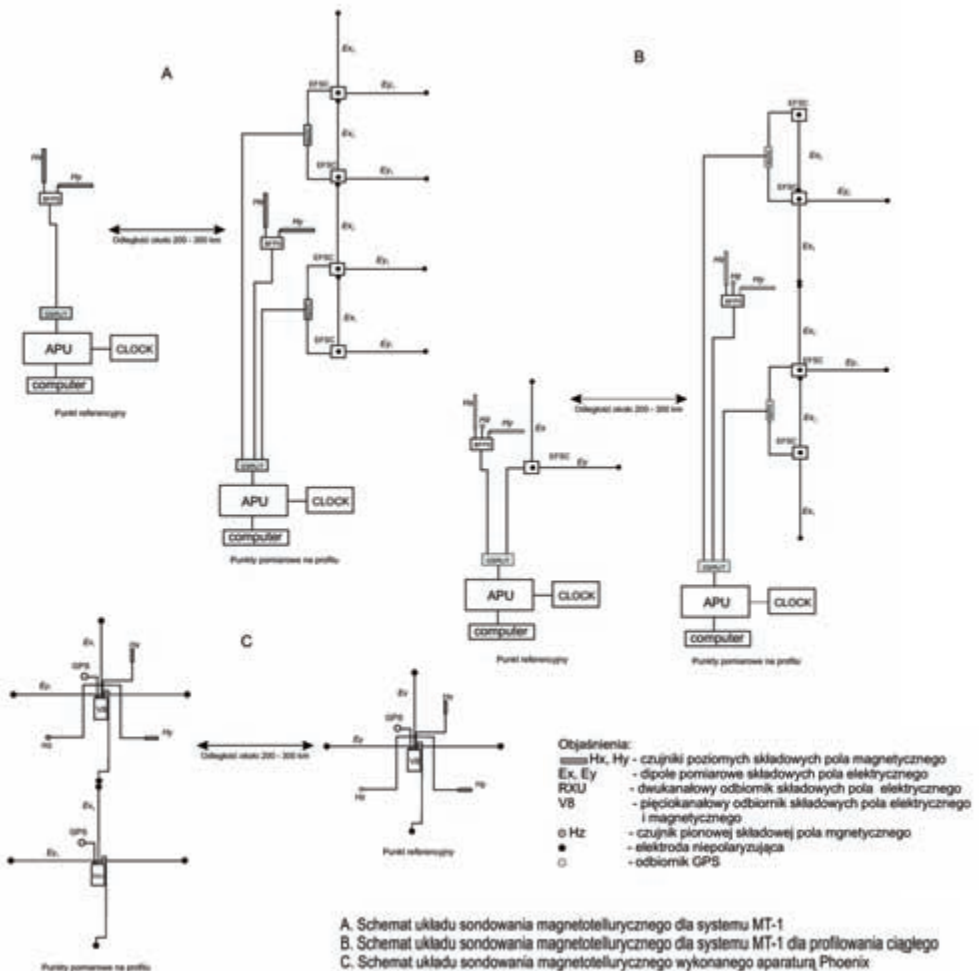


Fig. 3. Układy pomiarowe stosowane w badaniach magnetotellurycznych.

Fig. 3. Measurement array applied in magnetotelluric survey.

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. Ponieważ profile pomiarowe orientowane są zwykle prostopadłe do rozciągłości struktur geologicznych, przestrzenna zmienność składowej elektrycznej prostopadłej do profilu pomiarowego jest znacznie mniejsza niż składowej do niego równoległej, co uzasadnia możliwość rzadszego jej opróbowania.

Podstawy metody magnetotellurycznego profilowania ciągłego opracowane zostały, jako tzw. metoda EMAP (*ang. Electro Magnetic Array Profiling*). Metodyka 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 umożliwiło zastosowanie przestrzennej filtracji dolnoprzepustowej impedancji (Torres-Verdin, Bostick 1992a, b). Ponieważ opracowane zostały inne sposoby eliminacji przesunięcia statycznego (np. przy zastosowaniu metody procesów przejściowych i metody elektrooporowej, dekompozycji tensora impedancji, inwersji 2D), profilowanie ciągle stosowane jest głównie w badaniach płytkich, jako wysokorozdzielcza modyfikacja metody MT. Zalety tej metody nie ograniczają się jednak do eliminacji przesunięcia statycznego. Względna nadreprezentacja danych pomiarowych dla niskich częstotliwości pozwala na ich statystyczne uśrednienie, co jest szczególnie istotne dla danych zakłóconych. Powyższe względy uzasadniają zastosowanie metody magnetotellurycznych profilowań ciągłych do względnie głębokich badań strukturalnych (Stefaniuk, Czerwiński, 2005; Stefaniuk *et al.* 2008).

METODA AUDIOMAGNETOTELLURYCZNA Z KONTROLOWANYM ŹRÓDŁEM CSAMT

Jak wspomniano powyżej wspólną cechą wyróżniającą grupę metod magnetotellurycznych jest charakterystyczna konfiguracja pola źródłowego (Stefaniuk, Wojdyła 2007). W założeniu jest to płaska fala elektromagnetyczna padająca z góry prostopadłe do powierzchni Ziemi. Takie założenie znakomicie 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. Audio-Frequency Magnetotellurics*). Obydwa powyższe warianty metody magnetotellurycznej wykorzystują źródła naturalne. W przypadku metody klasycznej (MT) źródłem są prądy elektryczne w jonosferze wzbudzone przez zmienne natężenie wiatru słonecznego. Dolna granica obszaru źródłowego jest mniej więcej równoległa do powierzchni Ziemi, czoło wyemitowanej fali elektromagnetycznej jest więc również równoległe 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.).

Przedłużenie zakresu częstotliwości w stronę wysokich ich wartości zapewniają odległe wyładowania atmosferyczne, trwające permanentnie w strefie równikowej. Są one źródłem naturalnego pola elektromagnetycznego w tzw. paśmie audiomagnetotellurycznym (AMT). Impulsowe sygnały elektromagnetyczne odbijają się wielokrotnie od przewodzących granic naturalnego falowodu, jaki tworzy strefa dielektryczna pomiędzy powierzchnią Ziemi i spągami jonosfery (Strangway *et al.* 1973). 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).

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 magnetotellurycie „martwymi pasmami” (*ang. dead band*). Często utrudniają one uzyskanie wysokiej jakości wyników i zwiększają koszty akwizycji danych. Takie „martwe pasma” zaznaczają się dla częstotliwości rzędu kilku kiloherców w paśmie audio-magnetotellurycznym oraz dla częstotliwości w granicach $1 \div 0,1$ Hz na granicy pasma audio-magnetotellurycznego i magnetotellurycznego (Stefaniuk, Wojdyła 2007). Próbę rozwiązania problemu „martwych pasm” podjęto wprowadzając sztuczne źródło pola magnetotellurycznego, którego parametry mogą być łatwo kontrolowane. W tym wariantcie metody, określonym jako metoda CSAMT (*ang. Controlled Source Audiofrequency Magnetotellurics*) problemem pozostaje zachowanie odpowiedniej geometrii pola elektromagnetycznego, spełniającej kryteria pola magnetotellurycznego (Fig. 4). Jest to warunek konieczny dla wykorzystania stosunkowo prostych

rozwiązań matematycznych, przyjętych w metodzie magnetotellurycznej. Należy podkreślić, że funkcje opisujące propagację pola generowanego przez bardziej złożone geometrycznie źródła, są bardzo skomplikowane i powodują znaczne problemy obliczeniowe.

Jak wspomniano powyżej, pola zbliżone do płaskiej poziomej fali elektromagnetycznej pojawiają się w dalekiej strefie (*ang. far field*), w odpowiednio dużej odległości od źródła (Fig. 4). Jednak sygnał elektromagnetyczny jest silnie tłumiony w ośrodku geologicznym, a odległość dalekiej strefy zależy od częstotliwości pola. Te uwarunkowania powodują konieczność stosowania nadajnika o dużej mocy i ograniczają zakres częstotliwościowy metody do częstotliwości względnie wysokich, a więc ograniczają tym samym jej zasięg głębokościowy.

ELEMENTY METODYKI I TECHNIKI BADAŃ MAGNETOTELLURYCZNYCH

Prace pomiarowe

Prezentowane w artykule badania magnetotelluryczne wykonane zostały z wykorzystaniem systemów pomiarowych MT-1 produkcji amerykańskiej firmy EMI oraz system2000.net produkcji kanadyjskiego przedsiębiorstwa Phoenix Geophysics Ltd. Podstawowy układ pomiarowy sondowania magnetotellurycznego składa się z dwóch wzajemnie prostopadłych dipoli elektrycznych oraz trzech czujników magnetycznych (Fig. 3c). Zwy-

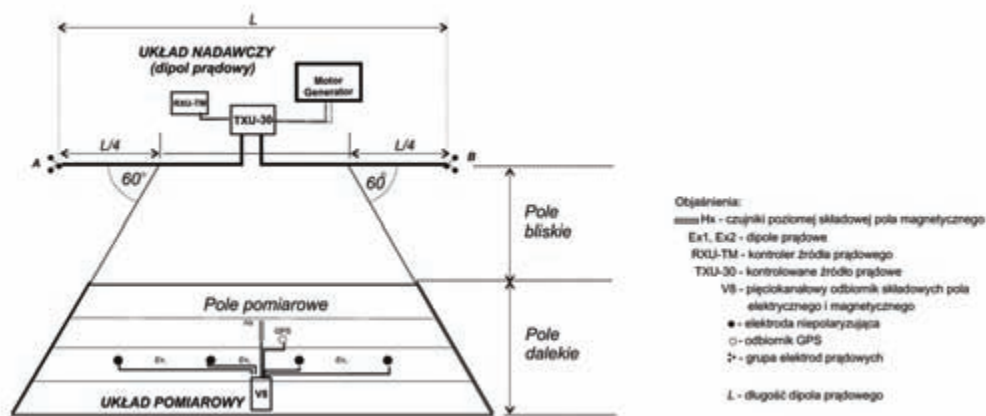


Fig. 4. Strefy pola dalekiego i bliskiego dla uziemionego dipola prądowego.

Fig. 4. Far field and near field zones for grounded current dipole.

kle stosowane są jednak bardziej skomplikowane modyfikacje tego układu (Stefaniuk 2003, MT-1 *Operation Manual*). W badaniach wykonanych wzdłuż profilu Zgorzelec – Wiązajny układ pomiarowy na stanowisku połowym składał się z sześciu dipoli elektrycznych E_x ułożonych w linii profilu, dwóch dipoli elektrycznych E_y prostopadłych do linii profilu oraz pary czujników magnetycznych lokalizowanych w pobliżu środka linii dipoli elektrycznych (Fig. 3a). W magnetotellurycznych profilowaniach ciągłych realizowanych za pomocą systemu MT-1 wykorzystywany był układ pomiarowy przedstawiony na rysunku 3B (MT-1 *Operation Manual*). Rejestracje składowych naturalnego pola elektromagnetycznego realizowane były w zakresie częstotliwości 575 – 0.001 Hz. Dane dla niższych częstotliwości uzyskuje się stosując technikę tzw. decymacji czyli wyboru co 2, 4, 8 próbki z przebiegu czasowego. W celu eliminacji wpływu zakłóceń elektromagnetycznych pomiary wykonywane były dwupunktowo z tzw. oddalonym magnetycznym punktem referencyjnym (ang. *magnetic remote reference site*) (Goubau et al. 1978, Gamble et al. 1979).

Prace z wykorzystaniem metody CSAMT, opisywane w artykule, wykonywane były metodą skalarną (Yamashita 2006, Zonge, Hughes 1991). Schemat układu pomiarowego (nadawczego i odbiorczego) przedstawiono na rysunku 5. Główne podzespoły układu nadawczego (prądowego) to transmitter TXU-30 zasilany prądnicą trójfazową o mocy 30 kW i podłączony do kontrolera RXU

-TM. Do transmitera podłączone były też grupy elektrod prądowych A i B, tworzące dipol nadawczy o długości od 600 metrów do 4 km. Układ nadawczy zlokalizowany był zwykle w odległości 3-8 km od układu pomiarowego.

Transmisja i rejestracja poszczególnych częstotliwości odbywała się w sposób zsynchronizowany, za pomocą urządzeń GPS według wcześniej ustalonego cyklu pomiarowego. Pojedynczy układ pomiarowy składał się z trzech kanałów E_{x1-3} (czterech elektrod niepolaryzujących) i jednej cewki magnetycznej (w przypadku odbiornika V8-6R) lub trzech kanałów elektrycznych w przypadku odbiornika RXU-3E. Zestaw na przemian ułożonych odbiorników V8 i RXU tworzył profil pomiarowy, w którym sześć dipoli elektrycznych E_x odniesionych było do jednego czujnika magnetycznego H_y . Czas pomiaru dla pojedynczego cyklu trwał 60 minut, co pozwoliło na uzyskanie wysokiej jakości krzywych CSAMT w przedziale częstotliwości 10 kHz do 0.6 Hz. Ten zakres częstotliwości nie był jednak w całości przedmiotem interpretacji geofizycznej.

Ograniczenia interpretacyjne wynikają z zależności konfiguracji (geometrii) pola źródłowego od odległości pomiędzy punktem pomiarowym, a dipolem prądowym (środkiem dipola prądowego). W pobliżu dipola prądowego, w tzw. strefie bliskiej (ang. *near field*), geometria pola jest skomplikowana i odzwierciedla wzajemne położenie elektrod prądowych. W pewnej odległości od dipola, w obszarze otaczającym oś dipola prądowego, pole elek-

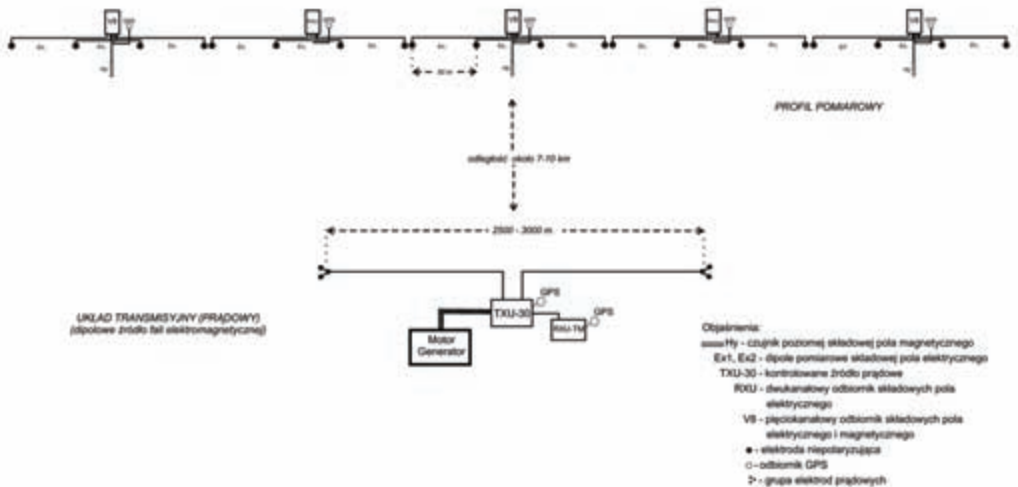


Fig. 5. Układ pomiarowy stosowany w metodzie CSAMT.

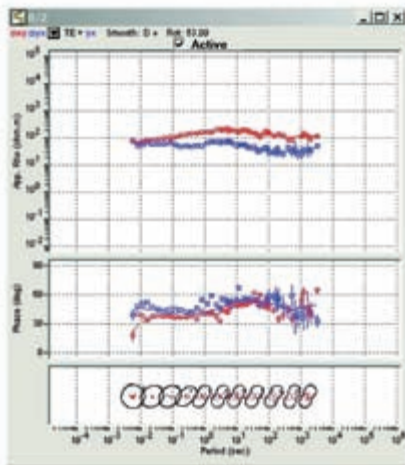
Fig. 5. Measurement array used in CSAMT method.

tromagnetyczne osiąga geometrię bliską płaskiej fali elektromagnetycznej padającej prostopadłe do powierzchni ziemi. Obszar ten nazwany jest strefą daleką lub polem dalekim (*ang. far field*) (Fig. 4).

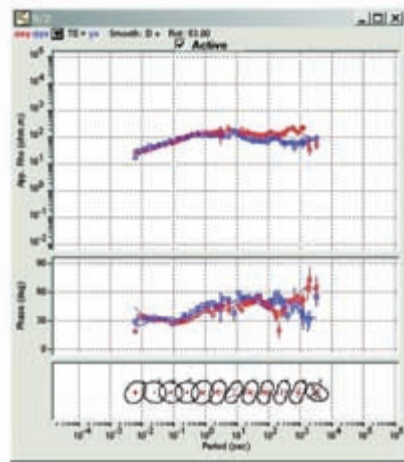
Przetwarzanie danych pomiarowych

Zarejestrowane przebiegi czasowe były przedmiotem wielostopniowego przetwarzania numerycznego, którego pierwszym stopniem była selekcja danych i eliminacja segmentów silnie zakłóconych. Wyselekcjonowane dane poddawane były procesingowi referencyjnemu w celu eliminacji zakłóceń

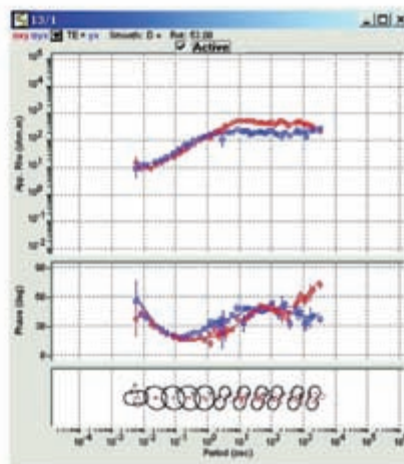
o zmiennej charakterystyce przestrzennej (Goubau *et al.* 1978). Dla każdego zbioru zawierającego przebiegi czasowe składowych polowych i referencyjnych o określonym paśmie częstotliwości obliczono współczynniki transformat Fouriera oraz odpowiednie wartości widm mocy i krzyżowych widm mocy i zapisano w tzw. zbiorach uśrednionych danych spektralnych. Zbiory uśrednionych współczynników spektralnych służą do obliczenia składowych tensora impedancji Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} , Z_{yx} wiążących zmienne pole elektryczne i magnetyczne na powierzchni ziemi (Sims *et al.* 1971). Znając



Sondowanie magnetotelluryczne nr 8/2



Sondowanie magnetotelluryczne nr 9/2



Sondowanie magnetotelluryczne nr 13/1

Fig. 6. Przykłady krzywych sondowań magnetotellurycznych.

Fig. 6. Examples of magnetotelluric sounding curves.

składowe tensora impedancji wyznacza się tzw. diagramy kierunkowe impedancji dla wybranych okresów, obrazujące zależność modułu tensora impedancji od orientacji składowej elektrycznej. Składowe Z_{xy} i Z_{yx} tensora impedancji wykorzystywane są do obliczenia krzywych amplitudowych i fazowych sondowań magnetotellurycznych, przy czym dla wariantu profilowania ciągłego wykorzystuje się składową Z_{xy} (Fig. 6). W trakcie przetwarzania danych pomiarowych obliczana jest ponadto tzw. skośność tensora impedancji (*skew*).

W metodzie CSAMT przetwarzanie danych odbywa się w zasadzie w trakcie pomiarów, co pozwala operatorowi na bieżącą kontrolę jakości zarejestrowanych danych. W ramach processingu popomiarowego wykonuje się natomiast edycję krzywych połowych. Przykład krzywej pomiarowej CSAMT zestawionej z krzywą AMT dla sondowań wykonanych w tym samym punkcie i dla identycznego zakresu częstotliwości przedstawia rysunek nr 7. Zwraca uwagę poprawa jakości danych CSAMT w stosunku do danych AMT, zwłaszcza w zakresach wspomnianych powyżej „martwych pasm” pola naturalnego.

Interpretacja danych magnetotellurycznych

Amplitudowe i fazowe krzywe sondowań oraz pozostałe parametry magnetotelluryczne są przedmiotem interpretacji geofizycznej i geologicznej. W interpretacji danych magnetotellurycznych zastosowane zostały komputerowe procedury inwersyjne z wykorzystaniem modeli interpretacyjnych 1D i 2D. Inwersja danych magnetotellurycznych

polega na ogół na wielokrotnej realizacji modelowania prostego (patrz str. 4-6), gdzie w kolejnych cyklach obliczeń (iteracjach) wprowadzane są nowe zestawy parametrów modeli interpretacyjnych. Zmianami ww. parametrów sterują procedury optymalizacyjne, dążące do minimalizacji tzw. funkcji błędu, opisującej rozbieżności zestawów parametrów pomierzonych i obliczonych. Nazwy algorytmów inwersyjnych zwykle nawiązują do zastosowanych procedur optymalizacyjnych. W inwersji 1D najczęściej wykorzystywane są algorytmy określone jako algorytm „Occama” oraz algorytm LSQ (*ang. Least Square*) (Levenburg 1944; Marquardt 1963; Constable et al. 1987). Aktualnie najpopularniejszymi, a według autorów najczęściej spotykanymi w literaturze oraz komercyjnych oprogramowaniach do interpretacji, algorytmami do inwersji 2D danych magnetotellurycznych są: algorytm zastosowany przez Rodi'ego i Mackie'ego (2001) zwany w skrócie NLCG (*ang. Nonlinear Conjugate Gradients*) oraz algorytm opisany przez Smitha et al. (1999) funkcjonujący pod nazwą SBI (*ang. Sharp Boundary Inversion*).

Jako modele interpretacyjne traktowane są wstępne modele ośrodka geoelektrycznego wprowadzane do procedur obliczeniowych. Model interpretacyjny powinien zarówno określać geometrię ośrodka geoelektrycznego jak i testowany dla tej geometrii rozkład oporności. Modelem 1D jest wspomniany powyżej (str. 4-6) model zbudowany z poziomych, jednorodnych geoelektrycznie warstw o nieskończonych wymiarach. W trakcie realizacji inwersji 1D zmieniane są szczegółowe

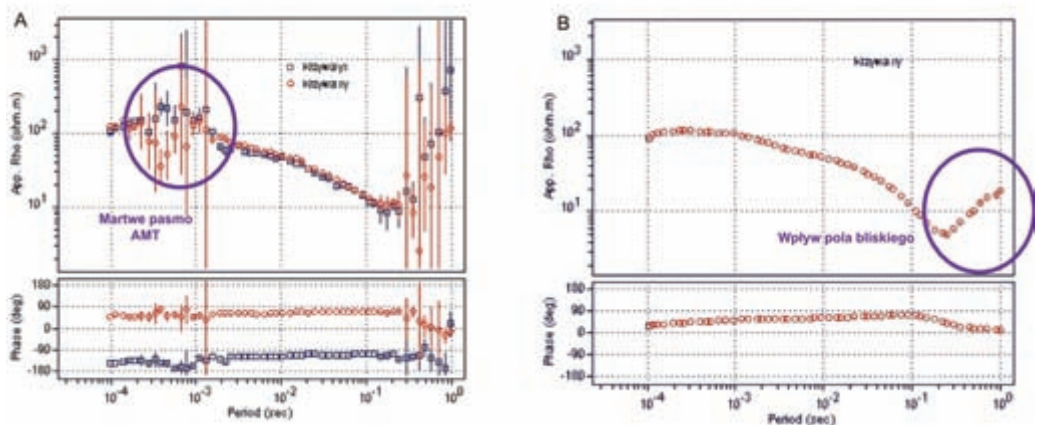


Fig. 7. Porównanie krzywych sondowań AMT i CSAMT (wg Stefaniuk, Wojdyła 2007).

Fig. 7. Comparison of AMT and CSAMT curves (acc. to Stefaniuk, Wojdyła 2007).

parametry modelu tj. miąższości i oporności warstw, natomiast charakter ogólny modelu (wymiarowość) i ilość warstw pozostają niezmiennie. W przypadku niektórych algorytmów inwersyjnych (np. Occama) oprócz określenia ilości warstw ściśle definiuje się też ich miąższość.

Inwersja 1D wg algorytmu Occama jest metodą komputerowego obliczania jednowymiarowego rozkładu oporności w ośrodku geologicznym na podstawie amplitudowych i fazowych krzywych sondowań (Constable *et al.* 1987). Podstawowym założeniem tej metody jest dążenie do uzyskania maksymalnie gładkiego (płynnego) rozwiązania. W rezultacie rozkład oporności w ośrodku geologicznym jest zgeneralizowany i pozbawiony wyraźnych kontrastów. W praktyce program komputerowy zakłada model startowy w postaci ośrodka poziomo warstwowanego o miąższościach warstw rosnących regularnie z głębokością, zgodnie z logiką skali logarytmicznej. Procedura minimalizacji funkcji błędu, opisującej rozbieżność danych pomiarowych i obliczonych dla założonego modelu skonstruowana została w taki sposób, aby kontrasty opornościowe były minimalne. W rezultacie, dla założonej a priori ilości warstw w modelu startowym, zmianom podlegają ich oporności.

Inwersja 1D metodą LSQ polega na optymalizacji funkcji błędu, czyli odchylenia pomiędzy krzywymi polowymi i obliczonymi z modelu przy zastosowaniu algorytmu Marquardta – Levenburga (Levenburg 1944; Marquardt 1963). W przeciwieństwie do metody Occama, metodę LSQ można stosować do ośrodków silnie skontrastowanych opornościowo. W praktyce interpreterator może wprowadzić dowolny 1D model startowy, 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.

Model interpretacyjny 2D to wstępny model ośrodka geoelektrycznego wprowadzony do obliczeń, w którym parametry ośrodka są zmienne w dwu kierunkach (patrz str. 4-6). W trakcie realizacji procedury inwersyjnej 2D – wymiarowość modelu nie ulega zmianie. Dla modelowań 2D geometria ośrodka zdefiniowana jest zwykle przez siatkę elementów skończonych z założeniem że oporność w każdym oczku siatki jest stała. W zastosowaniu algorytmów inwersji 2D typu SBI (Sharp Boundary Inverse) można definiować mo-

del dwuwymiarowy w postaci warstw o zmiennej geometrii, niemniej jednak proces obliczeń, z racji wykorzystania w nim metody różnic skończonych realizowany jest dla węzłów siatki.

Metoda NLCG 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.

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.

Interpretacja 1D zastosowana została w szczególności na południowo-zachodnim odcinku regionalnego profilu Zgorzelec – Wiązajny dla izolowanych sondowań, 4 rozmieszczonych w odległościach wzajemnych ok. 2 km. W większości przypadków podstawą interpretacji geologicznej były jednak przekroje oporności obliczone za pomocą inwersji 2D. Dla profili ciągłych zlokalizowanych w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju i Polanicy-Zdroju interpretacja danych magnetotellurycznych wykonana została według standardu stosowanego dla wersji profilowań ciągłych. Skonstruowano 2D przekroje rozkładu oporności metodą numerycznej inwersji z wykorzystaniem transformacji Bosticka (Torres-Verdin, Bostick 1992a, b). Algorytm Bosticka przelicza krzywe amplitudowe i fazowe dla polaryzacji XY na jednowymiarowy rozkład oporności z głębokością. Program EMAPK, będący częścią systemu MT-1, łączy wyniki interpretacji 1D i tworzy dwuwymiarową reprezentację danych magnetotellurycznych pozwalającą na konstrukcję 2D przekroju geoelektrycznego.

Wyniki badań magnetotellurycznych na południowo-zachodnim odcinku regionalnego profilu Zgorzelec – Wiżajny

Południowo-zachodni odcinek regionalnego profilu Zgorzelec – Wiżajny biegnie w obrębie struktur przedsudeckich tj. niecki północnosudeckiej, bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Cechą charakterystyczną przekroju geologicznego w tym rejonie jest brak utworów jury i kredy lub też ich wyklinowanie ku SW w strefie monokliny i ku NE w obrębie niecki północnosudeckiej. Z geoelektrycznego punktu widzenia ośrodek jest jedno- lub dwuwymiarowy dla wyższych partii górotworu o czym świadczy niska wartość parametru skośności (poniżej 0,2) dla wysokich częstotliwości (powyżej 1 Hz) (Stefaniuk *et al.* 2007). Dla niskich częstotliwości a więc głębiej pogrążonego ośrodka geologicznego przekrój charakteryzuje się wyższymi wartościami *skew*. Generalnie można założyć, że górną część ośrodka możemy scharakteryzować jako 2D (lub 1D). W głębszych partiach przekroju mamy na ogół do czynienia z ośrodkiem 2D rzadziej 3D. Uzasadnione jest więc na ogół zastosowanie modelu interpretacyjnego 1D dla górnej części ośrodka geologicznego oraz 2D dla jego części dolnej.

Charakterystyka rozkładu oporności na podstawie wyników profilowań elektrometrycznych otworów wiertniczych i sondowań parametrycznych

Oporności kompleksów stratygraficznych budujących poszczególne jednostki geologiczne można określić na podstawie wyników profilowań elektrometrii wiertniczej w kombinacji z tzw. sondowaniami parametrycznymi. Sondowania parametryczne wykonane w pobliżu otworów wiertniczych dostarczają informacji pozwalających na przełożenie wyinterpretowanego zróżnicowania opornościowego ośrodka na prawdopodobne zróżnicowanie litologiczne i facjalne (Fig. 8). Niestety, nie dla wszystkich otworów dostępne są wyniki profilowań elektrometrycznych o jakości pozwalającej na wiarygodną interpretację.

Analiza oporności wydzielonych kompleksów stratygraficznych wykonana została przy uwzględnieniu danych elektrometrii wiertniczej i sondowań parametrycznych dla otworów: Jagodzin-1, Krzepielów-3, Brenno-1, Zbarzewo-1, Jezierzycze-1, Katarzynin-2. Obserwuje się znaczące lateralne zróżnicowanie opornościowe kompleksów osadowych przewierconych przez analizowane otwory

wiertnicze. Znaczne zmiany miąższości i zasięgów występowania poszczególnych kompleksów, jak też litologiczna zmienność lateralna powoduje również znaczące zróżnicowanie pionowych modeli opornościowych, uniemożliwiając w zasadzie opracowanie modelu uogólnionego, obowiązującego dla całego, lub przynajmniej dla znaczących części przekroju. Obserwuje się jednak pewne generalne cechy pionowego modelu opornościowego tzn. wyróżnić można kilka kompleksów opornościowych.

Kompleks górny, o opornościach zazwyczaj około kilkudziesięciu Ωm związany jest z osadami trzecio- i czwartorzędowymi tworzącymi kenozoiczne piętro strukturalne. Poniżej zalega kompleks utworów o względnie niższych wartościach oporności (1-10 Ωm) związany z utworami kredy i triasu. Utwory jury pojawiają się dopiero na NE od otworu Katarzynin-2 poza omawianym w niniejszym artykule obszarem (Fig. 1, 2). Utwory kredy nie zawsze są reprezentowane w profilu litostratygraficznym. W obszarze bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej zostały one prawdopodobnie zerodowane. Pojawiają się one w południowo-zachodniej części profilu w strefie otworu Jagodzin-1 (Fig. 2). Pod względem opornościowym kompleks kredowy dzieli się na kredę górną zbudowaną z wapieni i margli o opornościach od kilku do kilkudziesięciu Ωm i kredę dolną o wyraźnie niższych wartościach oporności. Kreda dolna, zbudowana z piaskowców, iłowców i mułowców, przyjmuje wartości oporności rzędu kilku Ωm , z reguły nie przekraczając wartości 10 Ωm .

Kompleks mezozoiczny budują tu głównie utwory triasu, występujące wzdłuż całego profilu. Zauważalna jest wyraźna różnica oporności pomiędzy niskooporowym triasem górnym, a triasem środkowym o wyraźnie wyższych opornościach. Oporności triasu górnego zmieniają się od kilku do kilkunastu Ωm , nie przekraczając wartości kilkudziesięciu Ωm . Oporności triasu środkowego zmieniają się od kilku do kilkuset Ωm w zależności od zawartości materiału ilastego. Trias dolny, zbudowany głównie z piaskowców, mułowców, iłowców o opornościach od kilku do kilkudziesięciu Ωm i jest często skontrastowany z triasem środkowym.

Poniżej zalega wysokooporowy (powyżej 1000 Ωm), często miąższy kompleks związany z utworami cechsztynu, o wyraźnym kontraście oporności w stosunku wyżejległego triasu. Podściela go niskooporowa (poniżej 10 Ωm) seria utworów związana stratygraficznie z czerwonym spągowcem.

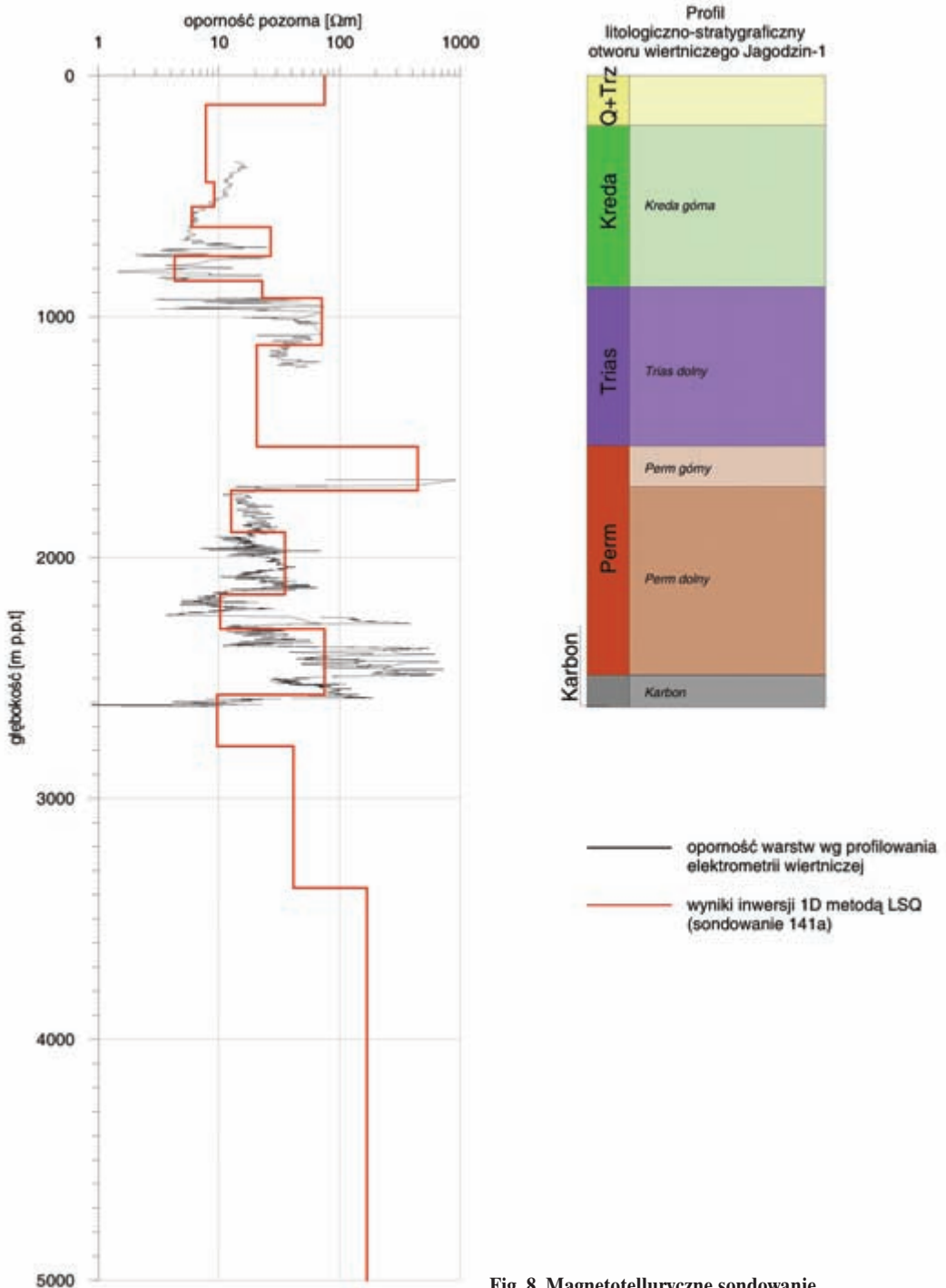


Fig. 8. Magnetotelluryczne sondowanie parametryczne w pobliżu otworu Jagodzin-1.

Fig. 8. MT parametric sounding at Jagodzin-1 – borehole.

Oporności cechsztynu są bardzo zróżnicowane i zmieniają się od kilku Ωm do kilkudziesięciu tysięcy Ωm . Generalnie kompleks cechszyński charakteryzuje się wysokimi opornościami. Dane opornościowe odnoszące się do kompleksów podcechszyńskich są fragmentaryczne i nie pozwalają na uogólnienia. Spotykane są utwory zarówno dolnego permu jak i karbonu o różnych opornościach. Z geoelektrycznego punktu widzenia możemy przyjąć, że utwory czerwonego spągowca są względnie niskooporowe w stosunku do zalegającego powyżej wysokooporowego cechsztynu, tworząc wyraźny kontrast opornościowy. Zbudowane są one głównie z piaskowców, zlepieńców, łupków i mułowców, w zależności od zawartości materiału ilastego charakteryzują się opornościami od kilku do kilkudziesięciu Ωm , generalnie nie przekraczając wartości 100 Ωm . Wyjątek stanowi otwór Jagodzin-1, w którego profilu w spągowej części stwierdzono występowanie skał wylewnych czerwonego spągowca o opornościach rzędu 300-600 Ωm .

Poniżej utworów związanych z czerwonym spągowcem wyróżnić można jeszcze przynajmniej trzy inne kompleksy opornościowe. Pierwszy, o opornościach około kilkudziesięciu Ωm , który można powiązać z piaskowcowo-łupkowymi utworami karbonu, drugi wysokooporowy (kilkaset do tysiąca Ωm), związany prawdopodobnie z utworami niższego paleozoiku i trzeci o wybitnie wysokich opornościach, zapewne związany z podłożem krystalicznym. Dewon pojawia się tylko w profilu otworu Brenno-1, jako kompleks o nieokreślonej litologii, o opornościach zmieniających się w przedziale od 20 do 50 Ωm . Oporności karbonu zmieniają się wzdłuż profilu w przedziale od wartości rzędu kilku, kilkudziesięciu Ωm dla kompleksów złożonych z piaskowców, łupków i mułowców do wartości rzędu 200 Ωm dla kompleksów piaskowcowych.

Pomiary elektrometryczne kończyły się w spągowej części pokrywy permsko-mezozoicznej lub nawierały stropowe utwory warcysyjskiego piętra strukturalnego. Dzięki stosunkowo dobremu rozwarstwieniu utworów kenozoicznych i permsko-mezozoicznych, można było w celu ograniczenia ekwiwalencji, zastabilizować rozkład oporności i geometrię poszczególnych warstw, a następnie poprawnie zinterpretować tę część krzywych sondowań, których nie można było zweryfikować danymi elektrometrycznymi.

Wyniki interpretacji jednowymiarowej

Interpretacja 1D krzywych sondowań magnetotellurycznych oparta została na algorytmach inwersyjnych, które w wyniku dają zarówno model warstwowy (z wyraźnymi kontrastami oporności, algorytm LSQ) jak i model wygładzający, minimalizujący kontrasty opornościowe (tzw. algorytm Occama; Constable *et al.* 1987; Stefaniuk 2003, Wojdyła, Stefaniuk 2011). Model 1D zakłada brak zmienności poziomej oporności (model horyzontalnie warstwowanej półprzestrzeni). Wobec bardziej złożonego rozkładu oporności w głębszej części przekroju geologicznego założenie to nie pozwala na interpretację głębokich struktur geologicznych. Wstępne jednowymiarowe modele rozkładu oporności obliczono zatem dla interwału głębokościowego związanego z utworami fanerozoiku.

Inwersja 1D wg algorytmu Occama przedstawiona została na rysunku 9A. Algorytm ten zakłada stałą geometrię rozkładu warstw w ośrodku geoelektrycznym, a w procesie inwersji zmienia się jedynie ich oporność. Równomierny rozkład oporności narzuca zatem sposób prezentacji wyników w postaci przekroju pseudo-2D (wyniki inwersji 1D interpolowane pomiędzy sondowaniami). Przedstawione wyniki dość dobrze, choć w sposób zgeneralizowany, oddają typ budowy geologicznej wzdłuż profilu. W części południowo zachodniej wyróżnia się niecka północno-sudecka (w rejonie otworu Jagodzin-1) jako kompleks utworów o obniżonych opornościach. Następnie widoczny jest blok przedsudecki, zbudowany z utworów wysokooporowych, ograniczony od południa strefą tektoniczną pomiędzy sondowaniami nr 5 i 7. W kierunku północno-wschodnim utwory wysokooporowe pograżają się, a ich oporność się zmniejsza. Obniżanie się oporności warunkuje coraz większy udział utworów osadowych o różnych własnościach geoelektrycznych. W obszarze monokliny przedsudeckiej na rozkład oporności utworów wysokooporowych wpływają nie tylko utwory podłoża krystalicznego, ale także ewaporaty cechszyńskie i pojawiające się stopniowo utwory paleozoiczne (miejscami wysokooporowe wg interpretacji sondowań parametrycznych).

Inny sposób wizualizacji rozkładu oporności zastosowany został w przypadku inwersji 1D z zastosowaniem tzw. algorytmów warstwowych (LSQ, **Fig. 9b**). Na podstawie interpretacji sondowań parametrycznych stworzono modele geoelektryczne które posłużyły jako modele startowe do inwersji 1D dla pozostałych sondowań położonych w dal-

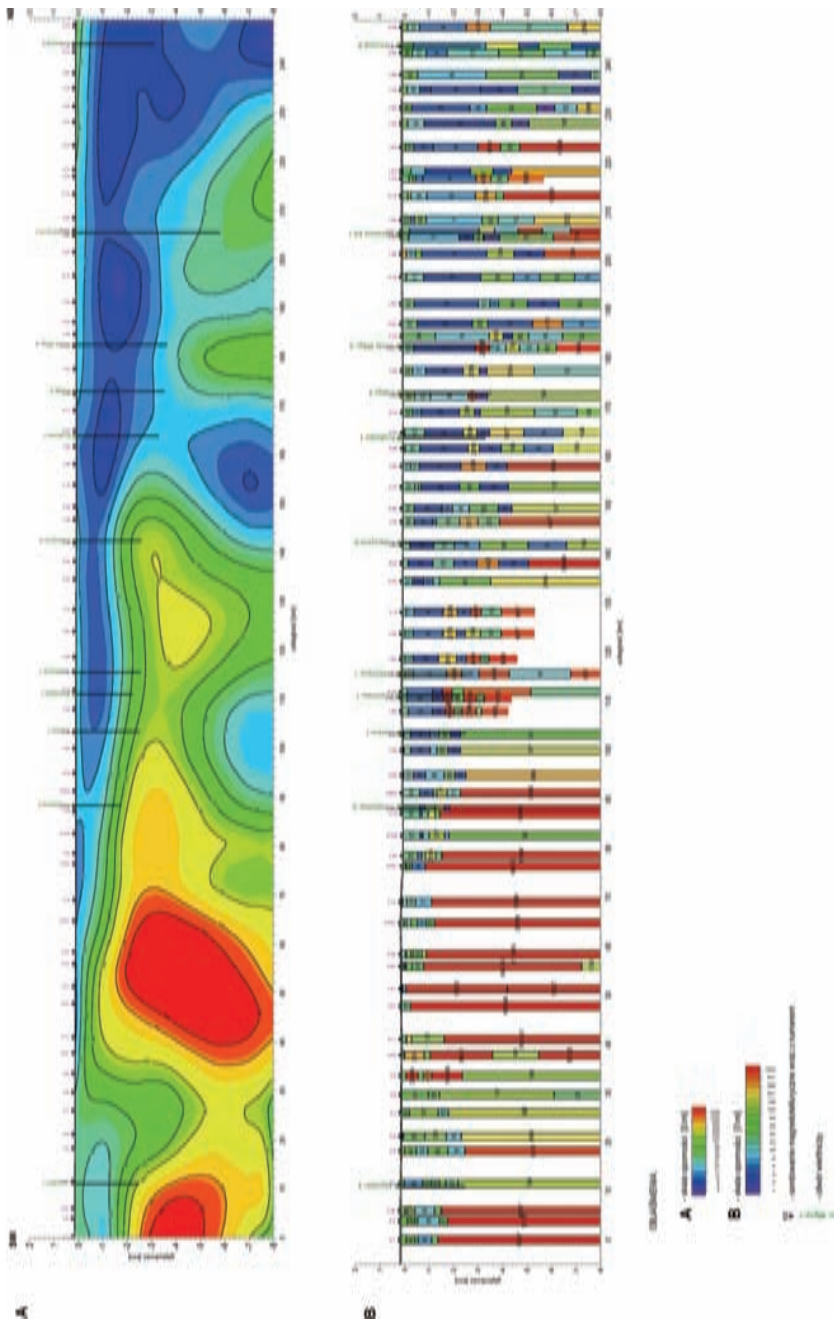


Fig. 9. Wyniki interpretacji 1D na południowo-zachodnim odcinku regionalnego profilu magnetotellurycznego Zgorzelec – Wizajny (wg Stefaniuk *et al.* 2007),

A – Przekrój oporności według inwersji 1D Occama; B – Zestawienie wyników inwersji według algorytmu LSQ.

Fig. 9. Results of 1D interpretation of south-western segment of regional magnetotelluric profile Zgorzelec – Wizajny (acc. to Stefaniuk *et al.* 2007)

A - Resistivity section acc. 1D Occam inversion; B - The set of results of LSQ inversion.

szych odległościach od otworów wiertniczych. Taka metodyka interpretacji daje dobre rezultaty w sytuacji, gdy nie występuje radykalna zmienność lateralna oporności poszczególnych kompleksów skalnych. Można wtedy „zastabilizować” wartość oporności (wprowadzić więzy), a w procesie inwersji zmienia się tylko miąższość warstw. Dla wszystkich sondowań zastosowano model 8-warstwowy, co wynikało raczej z przyjętego programu obliczeniowego (pakiet processingowo-interpretacyjny WinGLink), a nie z typu krzywych MT. Przedstawione wyniki inwersji 1D, obliczone za pomocą algorytmu warstwowego (Fig. 9b), należy traktować jako wstępną interpretację głębokości do niektórych horyzontów opornościowych. Horyzontami tymi są: niskooporowy związany z utworami dolnej jury i górnego triasu, następnie wyskooporowy utożsamiany z dolnym triasem i głównie z ewaporatami cechsztyńskimi.

Wyniki interpretacji 2D

Inwersja 2D krzywych sondowań magnetotelurycznych wykonana została z zastosowaniem algorytmów zawartych w pakiecie processingowo-interpretacyjnym WinGLink firmy Geosystem Srl. Wykorzystanie modelu 2D w konstrukcji przekrojów geoelektrycznych pozwala na wprowadzenie maksymalnej ilości danych pomiarowych do obliczeń. Dla pojedynczego sondowania dopasowanie danych empirycznych do modelowych odbywa się nawet dla pięciu krzywych pomiarowych (krzywe amplitudowe i fazy dla TE mode i TM mode oraz wykres parametru „tipper”, w przypadku rejestracji składowej pionowej pola magnetycznego). Tak duża ilość danych pozwala na wiarygodne odwzorowanie rozkładu oporności, wymaga jednak, aby wzdłuż profilu spełnione były założenia modelu dwuwymiarowego. Założenia te spełnione są w NE części prezentowanego przekroju, w mniejszym zakresie natomiast w części środkowej w obrębie bloku przedsudeckiego. Wszystkie odstępstwa od modelu 2D powodują pogorszenie dopasowania krzywych empirycznych do modelowych lub generują struktury geoelektryczne, których geometria jest jedynie pewnym przybliżeniem rzeczywistego rozkładu oporności.

W obliczeniach rozkładu oporności metodami inwersyjnymi duże znaczenie ma konstrukcja modelu startowego. Najprostszym modelem startowym może być jednorodna półprzestrzeń jednak zdecydowanie lepszym rozwiązaniem jest wprowadzenie w modelu startowym informacji na

temat budowy badanego ośrodka w możliwie szerokim zakresie. W ramach przeprowadzonych prac obliczeniowych zastosowano obydwa powyższe sposoby konstrukcji modelu startowego. Wszystkie modele obliczone były dla dwu polaryzacji równocześnie (TE i TM mode). Zakres częstotliwości uzależniony był od oczekiwanego zasięgu głębokościowego. Do obliczeń w początkowym etapie procesu inwersyjnego (dla pierwszych kilkudziesięciu do kilkuset iteracji) wykorzystano krzywe wygładzone. W końcowych, zazwyczaj kilkudziesięciu iteracjach do ostatecznego dopasowania krzywych, wykorzystywano dane „surowe” (nie wygładzone).

Ze względu na różnorodność budowy geologicznej oraz znaczną długość i głębokość analizowanego przekroju, autorzy stanęli przed problemem odpowiedniej wizualizacji wyników obliczeń. Aby uniezależnić się od programów interpolujących dane, wyniki inwersji przedstawiono w formie siatki, jaka implementowana była do programów do modelowań 2D (prostych i odwrotnych). W każdym oczku siatki oporność jest stała, a sposób powiązania konkretnych bloków oporności ze sobą pozwala na uwzględnienie koncepcji i wiedzy geologa interpretującego dane geofizyczne (Stefaniuk *et al.* 2007).

Wyniki inwersji 2D obliczone przy zastosowaniu opisanych powyżej algorytmów NLCC i SBI zestawione z przekrojem geologicznym przedstawia rysunek nr 10. W części A rysunku przedstawione zostały rezultaty inwersji 2D za pomocą algorytmu NLCC wykonanej z zastosowaniem modelu startowego skonstruowanego na podstawie interpretacji sondowań parametrycznych (Rodi, Mackie 2001). Wyniki interpretacji sondowań parametrycznych w początkowej fazie procesu inwersji były traktowane jako więzy (zostały zastabilizowane). Następnie w miarę postępu w dopasowaniu danych siła więzów była stopniowo osłabiana, aż do uzyskania zadowalającego wyniku (w każdym przypadku R.M.S. < 2.5). Przedstawiony model obejmuje przekrój opornościowy do głębokości 10 km. W większej skali wyróżnić można znacznie więcej szczegółów w budowie podłoża wyskooporowego, utożsamianego z granicą opornościową trias-cechsztyń lub ze stropem utworów prekambryjskich. Dodatkowo widocznych jest kilka głębokich stref uskokuwych zaznaczających się w postaci raptownych poziomych zmian oporności. Uzyskane wyniki pokazują zmiany głębokości pograżenia podłoża

krystalicznego oraz zmienną strukturę oporności w utworach fanerozoicznych. Generalnie wyróżnić można cztery główne kompleksy opornościowe. Pierwszy, od powierzchni ziemi, niewielkiej miąższości o opornościach rzędu kilkudziesięciu Ωm . Następnie, pojawiający się w rejonie sondowania nr 15 i zwiększający swoją miąższość w kierunku północno-wschodnim kompleks niskooporowy.

Kompleks ten podściela warstwa utworów o podwyższonej oporności i w miarę przesuwania się na północny-wschód, coraz bardziej skomplikowanej strukturze. Całość zalega na warstwie wysokooporowej, o opornościach rzędu tysiąca Ωm . Opisane powyżej prawidłowości nie dotyczą oczywiście obszaru bloku przedsudeckiego, manifestującego

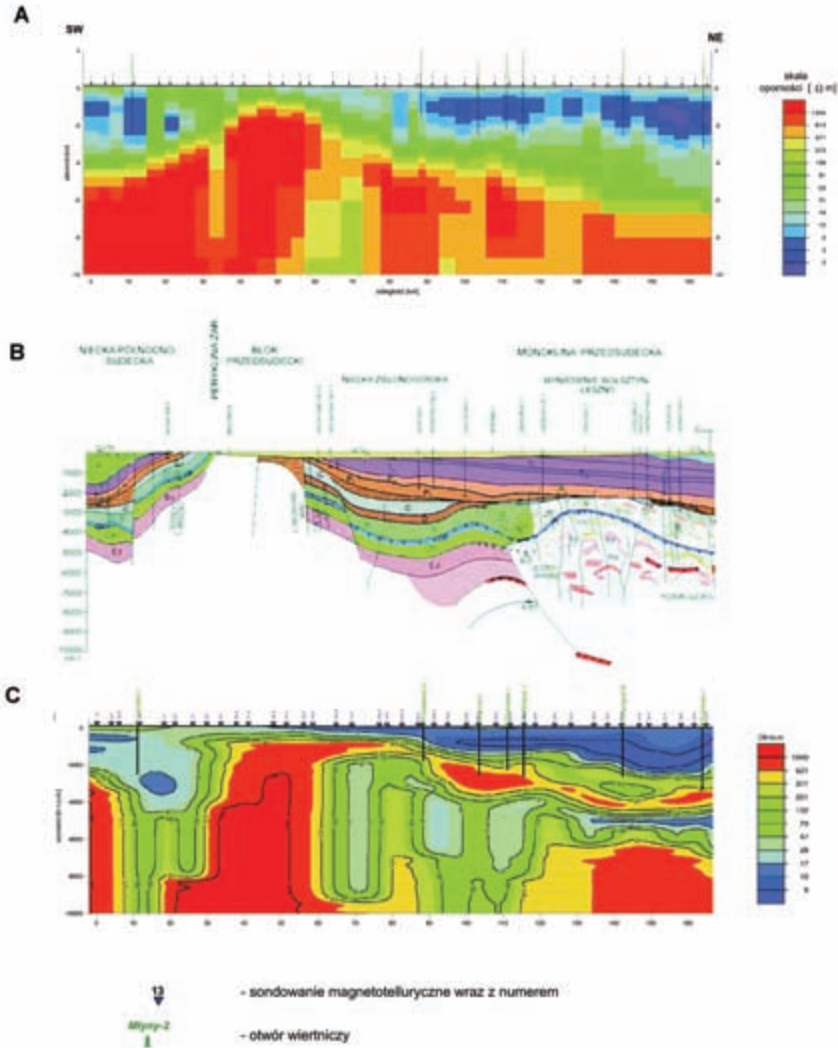


Fig. 10. Wyniki interpretacji 2D dla południowo-zachodniego odcinka regionalnego profilu magnetotellurycznego Zgorzelec – Wizajny (wg Petecki z zesp. 2007)

A – Przekrój opornościowy według inwersji NLCG; B – Przekrój geologiczny; C – Przekrój opornościowy według inwersji SBI.

Fig. 10. Results of 2D interpretation of south-western segment of regional magnetotelluric profile Zgorzelec – Wizajny (acc. to Petecki and working team 2007)

A – Resistivity section acc. NLCG inversion; B – Geological section; C – Resistivity section acc. SBI inversion.

się w południowo-zachodniej części przekroju, jako jednolita warstwa wysokooporowa.

W części C omawianego rysunku przedstawiono wynik inwersji wykonanej za pomocą algorytmu SBI (Smith *et al.* 1999). Aplikacja tego algorytmu, jak już wspomniano powyżej, wymaga wprowadzenia specyficznego modelu startowego w postaci poziomych granic o zdefiniowanych wcześniej opornościach. W tym przypadku model taki skonstruowano na podstawie interpretacji sondowań parametrycznych. Złożona struktura kontaktu bloku przedsudeckiego z monokliną przedsudecką, a następnie jednostkami środkowopolskimi znacznie utrudniła jednoznaczną konstrukcję takiego modelu. Stąd też w wyniku inwersji uzyskano stosunkowo duży błąd dopasowania krzywych empirycznych do modelowych, równy 5,23. Niemniej jednak uzyskany model rozkładu oporności miejscami lepiej odzwierciedla strukturę przedstawioną na przekroju geologicznym (Fig. 10b). Charakterystyczne jest tutaj pojawianie się, w miarę przesuwania się ku NE kolejnych kompleksów niskooporowych zwią-

zanych z utworami klastycznymi górnego triasu i dolnej jury (najwyższy kompleks), czerwonego spągowca i karbonu, oddzielonego od górnego kompleksu niskooporowego warstwą wysokooporową cechsztynu, oraz najniższego kompleksu niskooporowego, pojawiającego się na północno-wschodnim krańcu przekroju reprezentującego prawdopodobnie utwory staropaleozoiczne.

EKSPERYMENTALNE BADANIA ELEKTROMAGNETYCZNE W REJONIE ŻŁOŻA WILKÓW

W strefie złoża gazu ziemnego Wilków eksperymentalne badania elektromagnetyczne wykonane zostały wzdłuż jednego profilu o przebiegu S-N o długości 4 km, przecinającego strefę złożową na odcinku około 2 km i przechodzącego przez otwór W-24. Celem badań było opracowanie optymalnej metodyki prac badawczych oraz ocena możliwości zastosowania poszczególnych metod elektromagnetycznych w prospekcji naftowej na monoklinie przedsudeckiej (Stefaniuk *et al.* 2011).

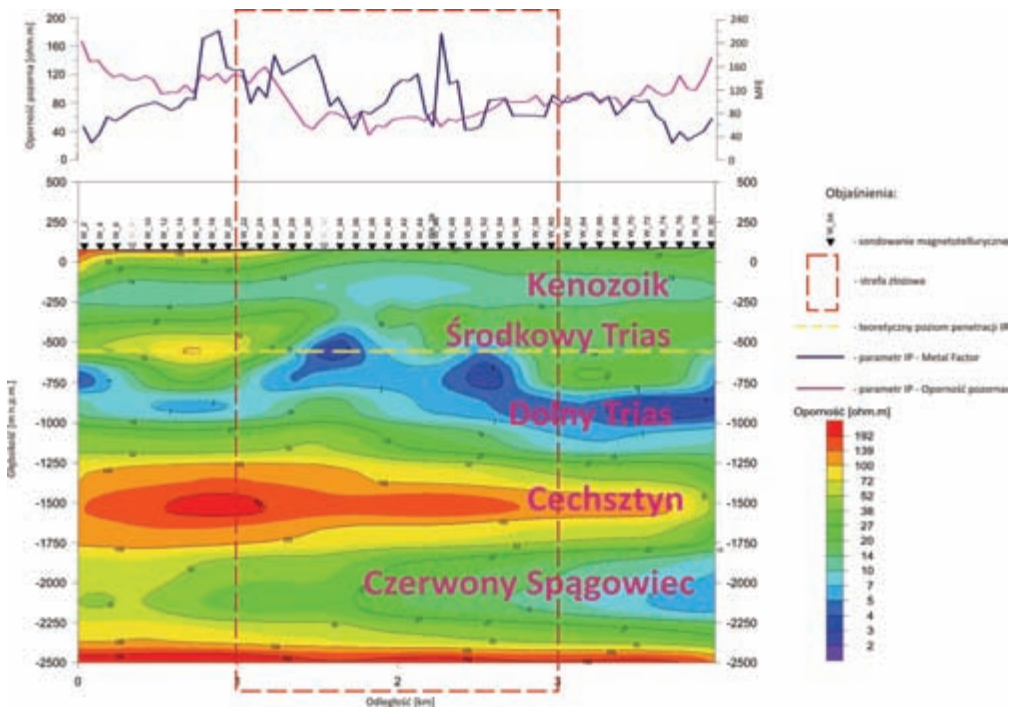


Fig. 11. Przekrój opornościowy przez permo-mezozoiczny kompleks w rejonie złoża gazu ziemnego "Wilków" na podstawie inwersji 2D sondowań magnetotellurycznych.

Fig. 11. Resistivity section through the Permian-Mesozoic complex in the area of gas field "Wilków" based on 2D inversion of magnetotelluric soundings.

Wybór klasycznej metody magnetotellurycznej podyktowany był znaczną głębokością pograżenia strefy złożowej natomiast obecność silnych źródeł zakłóceń EM zdecydowało o dalszych pracach ze sztucznym źródłem. W konsekwencji wykonano pomiary metodą magnetotelluryczną w paśmie częstotliwości MT, pomiary z wykorzystaniem metody audiomagnetotellurycznej z kontrolowanym źródłem (CSAMT) oraz metodą polaryzacji wzbudzonej (SIP – *ang. Spectral Induced Polarization*).

Podstawowym rezultatem wykonanych badań są przekroje oporności opracowane na podstawie wyników inwersji 1D i 2D sondowań magnetotellurycznych oraz sondowań w paśmie audiomagnetotellurycznym z kontrolowanym źródłem. Uzupełnienie wyników stanowią wykresy zmienności parametru fazowego IP, oporności pozornej oraz parametru metal factor z pomiarów polaryzacji wzbudzonej wzdłuż profilu. Prezentowane wyniki pokazują możliwość wykorzystania metod elektromagnetycznych, szczególnie metod magnetotellurycznych z naturalnym źródłem do kartowania struktur podcechsztyńskich jak również ukazują główne problemy z akwizycją danych w opisanym rejonie. Problemy te związane są z klasycznej metodzie magnetotellurycznej głównie z silnymi zakłóceniami elektromagnetycznymi związanymi z bliskością zelektryfikowanej linii kolejowej. Taka lokalizacja wymaga bardzo długiego czasu rejestracji w celu poprawienia stosunku sygnału użytecznego do generowanych zakłóceń. Na **Fig. 11** przedstawiono wyniki inwersji 2D sondowań magnetotellurycznych obliczonej z wykorzystaniem

algorytmu NLCG przy założeniu wyraźnego kontrastu oporności pomiędzy utworami cechsztynu a podścielającymi utworami czerwonego spągowca. Wyniki inwersji 2D zestawiono z parametrami (oporność pozorna, metal factor) policzonymi w procesie przetwarzania danych pomiarowych polaryzacji wzbudzonej. Wyniki przetwarzania danych polaryzacji wzbudzonej odniesiono do poziomu głębokości, który traktować należy raczej jakościowo gdyż jego lokalizacja oparta jest tylko na założeniach geometrii układu pomiarowego a nie inwersji krzywych jak to ma miejsce w przypadku krzywych magnetotellurycznych.

O ile w metodzie magnetotellurycznej ze źródłem naturalnym głównym problemem są zakłócenia elektromagnetyczne o tyle w metodzie audiomagnetotellurycznej z kontrolowanym źródłem (CSAMT) problem ten nie występuje. Niestety w metodach ze sztucznym źródłem istnieje problem osiągnięcia odpowiedniego zasięgu głębokościowego, co związane jest z zachowaniem optymalnej odległości linia prądowa (nadajnik – Tx) – profil pomiarowy (odbiornik – Rx). **Fig. 12** przedstawia przekrój opornościowy przez górną część profilu geologicznego, obejmującą utwory głównie kenozoiczne. Na przekroju zauważa się wyraźnie pionowe rozwarstwienie opornościowe, związane z kolejnymi poziomami stratygraficznymi jak też zróżnicowanie lateralne odzwierciedlające zmienność litologiczną i facjalną utworów geologicznych. Wyraźnie widoczne są także granice o charakterze tektonicznym zaznaczające się gwałtownymi, poziomymi zmianami oporności.

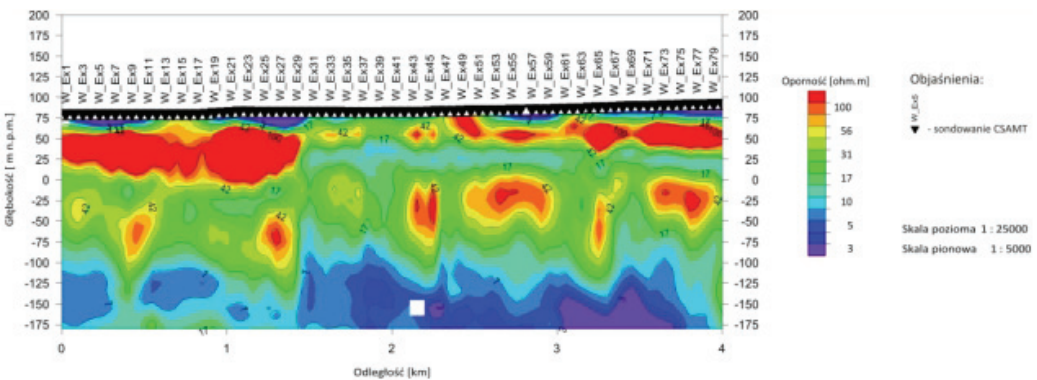


Fig. 12. Magnetotelluryczny przekrój opornościowy przez kompleks utworów kenozoicznych i mezozoicznych na podstawie inwersji 2D danych CSAMT w rejonie złoża gazu ziemnego “Wilków”.

Fig. 12. Resistivity section through Cenozoic-Mesozoic complex based on 2D inversion of CSAMT data in the area of gas field “Wilków”.

ROZPOZNANIE STREF TEKTONICZNYCH W SKAŁACH PODŁOŻA KRYSZALICZNEGO.

Badania geoelektryczne wykonane w orograficznym obszarze Sudetów można sprowadzić do rozpoznawania stref tektonicznych przecinających skały krystaliczne, chociaż nadrzędnym ich celem było rozpoznanie warunków hydrotermalnych, bądź też potencjalnej obecności okruszczenia siarczkowego. Strefy tektoniczne w wysokooporowych kompleksach krystalicznych wiążą się z reguły z obniżeniem oporności związanym z filtracją wód w systemach szczelin przyuskokowych lub też z metasomatyczną mineralizacją siarczkową. Przedstawione zostały dwa przykłady poświęcone problematyce hydrogeologicznej w rejonie Cieplic Śląskich–Zdroju w Kotlinie Jeleniogórskiej i w pobliżu Polanicy–Zdroju w Kotlinie Kłodzkiej oraz przykłady badań związanych z rozpoznawaniem stref występowania rud metali w Górach Kaczawskich i Rudawach Janowickich (Farbisz *et al.* 2001; Farbisz, Stefaniuk 2007). Badania powyższe miały charakter szczegółowy, co uzasadnia zastosowanie magnetotellurycznego profilowania ciągłego. W re-

jonie Cieplic Śląskich–Zdroju i Polanicy–Zdroju prace pomiarowe wykonane zostały w wersji ciągłych profilowań AMT/MT za pomocą systemu pomiarowego MT-1.

Pierwszy z prezentowanych profili położony jest w obrębie masywu granitowego w rejonie Cieplic Śląskich–Zdroju (**Fig. 13**). Krótki profil ciągle przebiega tutaj w strefie krzyżujących się uskokuw przecinających masyw karkonoski. Ze strefą uskokuwą w tym rejonie związana jest filtracja wód termalnych. Struktura tej strefy zaznacza się wyraźnym zróżnicowaniem oporności w przekroju obliczonym z wykorzystaniem procedury EMAP. Obecność wody w szczelinach w strefie uskokuwej powoduje wyraźne obniżenie oporności ośrodka. Efekt ten wzmacnia wysoka mineralizacja wód i ich podwyższona temperatura. W rezultacie w strefie uskokuwej oporność ośrodka obniża się do rzędu 100 Ωm , podczas gdy typowa oporność skał krystalicznych sięga kilku tysięcy Ωm . Strop wysokooporowych skał krystalicznych przykryty jest w tym rejonie przez kompleks o względnie obniżonej oporności porównywalnej z opornością strefy tektonicznej. Miąższość tego kompleksu lokalnie osiąga 300–400 m.

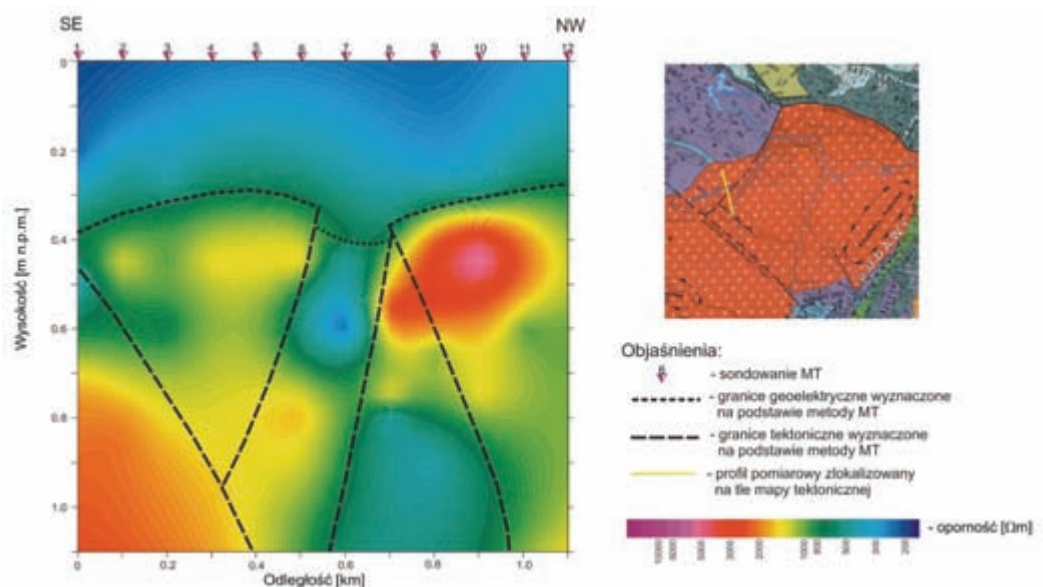


Fig. 13. Magnetotelluryczny przekrój geoelektryczny z rejonu Cieplic Śląskich–Zdroju (pomiar w zakresie częstotliwości 1 – 100 Hz) (mapa tektoniczna wg Cymermana 2004).

Fig. 13. Magnetotelluric cross-section from Cieplice Śląskie-Zdrój area (frequency range 1-100 Hz) (tectonic map acc. Cymerman 2004).

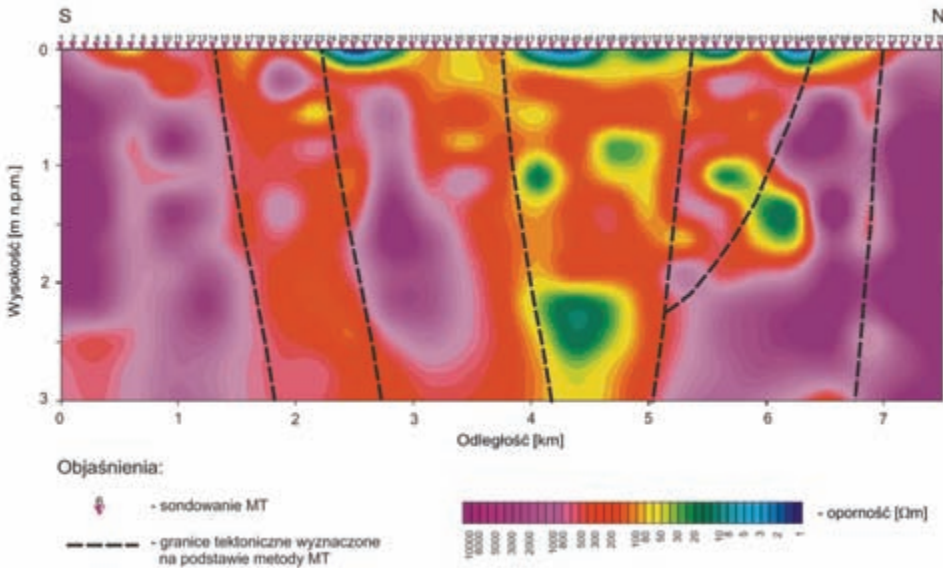


Fig. 14. Magnetotelluryczny przekrój geoelektryczny z rejonu Polanicy-Zdroju (pomiary w zakresie częstotliwości 1 – 100 Hz).

Fig. 14. Magnetotelluric cross-section from Polanica-Zdrój (frequency range 1 - 100 Hz).

Drugi przykład przedstawia wyniki badań wzdłuż profilu ciągłego w rejonie Polanicy–Zdroju (Fig. 14). Obszar badań położony jest na pograniczu niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Podłoże względnie cienkiej warstwy osadowej tworzą w tym obszarze skały metamorficzne (Don 1960). Kompleks osadowy reprezentują piaskowce górnej kredy. Nie można też wykluczyć obecności osadów starszych, tj. permu lub karbonu. Jego miąższość szacuje się na kilkaset metrów. W strefie uskokowej zaznacza się filtracja wód mineralnych prawdopodobnie powodująca znaczące obniżenie oporności ośrodka. Lokalnie oporność ośrodka spada poniżej 10 Ωm. Tak niska oporność wiązać się może z obecnością wód geotermalnych lub też z mineralizacją siarczkową (Farbisz *et al.* 2001).

Przykłady badań zorientowanych na rozpoznanie potencjalnych stref mineralizacji siarczkowej przedstawia Fig. 15. Badania te wykonano w pobliżu miejscowości Radzimowice w Górach Kaczawskich i w pobliżu miejscowości Czarnów w Rudawach Janowickich. Występowanie polimetalicznej mineralizacji rudnej jest znane ze strefy kontaktowej pomiędzy masywem Karkonoszy i jego metamorficzną osłoną. Minerale siarczkowe charakteryzujące się przewodnictwem elektronowym przy specyficznym ich rozłożeniu obniżają wyraźnie oporności ośrodka skalnego.

PODSUMOWANIE

Przedstawione w artykule przykłady wskazują na różnorodność możliwości efektywnego wykorzystania różnych wariantów metody magnetotellurycznej w badaniach strukturalnych i litologicznych. Prezentowana metoda jest w szczególności przydatna jako uzupełnienie i wspomaganie metody sejsmicznej w złożonych warunkach geologicznych, w szczególności w strefie występowania miąższych kompleksów ekranujących, trudno przenikalnych dla energii sejsmicznej warstw ewaporatów i pokryw lawowych.

Na szczególną uwagę zasługują wyniki regionalnych badań magnetotellurycznych wzdłuż południowo – zachodniego odcinka profilu Zgorzelec – Wiązajny, na którym wykonany został szeroki zakres magnetotellurycznych prac interpretacyjnych obejmujący inwersję i modelowanie proste 1D i 2D z wykorzystaniem różnych algorytmów, oraz przy zastosowaniu różnych modeli startowych i uwarunkowań procesu obliczeń. Rozkłady oporności w górnej części przekroju zdominowane są przez płaskie i zalegające niemal poziomo kompleksy nisko- i wysokooporowe związane z utworami cechsztynu, mezozoiku i kenozoiku. Oporności tych kompleksów stosunkowo klarownie odzwierciedlają ich skład litologiczny. Bardziej złożony

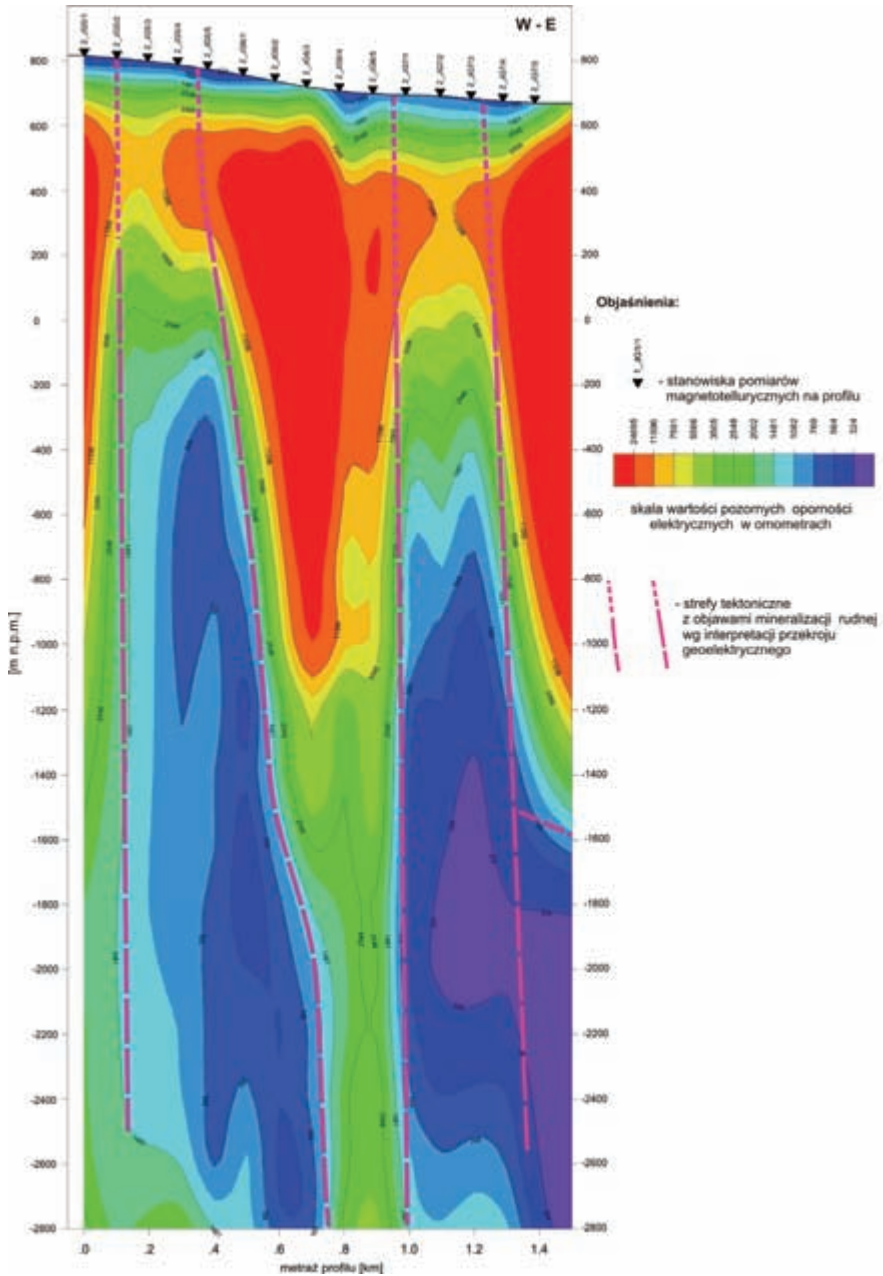


Fig. 15. Magnetotelluryczny przekrój opornościowy przez strefę mineralizacji rudnej w Rudawach Janowickich w rejonie Czarnowa (inwersja 1D danych AMT z wykorzystaniem algorytmu Bosticka).

Fig. 15. Magnetotelluric cross-section over ore mineralization zone from Rudawy Janowickie Range close to Czarnów (1D Bostick inversion of AMT data).

rozkład oporności w górnej części przekroju wiąże się z zaburzeniami tektonicznymi ośrodka geologicznego.

Rozkład oporności w dolnej części przekroju, obejmującej ogólnie kompleksy i struktury podcechsztyńskie jest bardziej złożony i charakteryzuje się intensywną zmiennością lateralną. Efekty te związane są głównie z obecnością głębokich stref tektonicznych i być może wąskich struktur typu zrębów tektonicznych lub też rowów wypełnionych utworami niskooporowymi.

Profilowania ciągle zapewniają najbardziej gęste opróbowanie pola magnetotellurycznego wzdłuż profilu i pozwalają w rezultacie na wykorzystanie wszystkich dostępnych aktualnie procedur przetwarzania i interpretacji danych pomiarowych. Zapewniają też dobrą reprezentację statystyczną w obecności silnych zakłóceń sztucznych.

Przytoczone przykłady obrazują ponadto potencjalne możliwości wykorzystania metody magnetotellurycznej w złożonych warunkach regionu sudeckiego. Potwierdzają też przydatność tej metody w badaniach tektoniki masywów krystalicznych oraz w problematyce hydrogeologicznej i geotermalnej.

W artykule wykorzystane zostały wyniki badań magnetotellurycznych wykonanych wzdłuż profilu Zgorzelec – Wizajny, oraz wyniki badań w rejonie Radzimowic, Cieplic Śląskich-Zdroju, Polanicy-Zdroju wykonanych na zlecenie Ministerstwa Środowiska i finansowanych przez NFOŚiGW. Badania elektromagnetyczne wykonane w rejonie złoża gazu ziemnego „Wilków” wykonane zostały w ramach projektu nr 1302, pt. „Opracowanie nowatorskich metod wykrywania złóż węglowodorów oraz rozpoznawania struktury i zmienności złóż w trakcie ich eksploatacji za pomocą kompleksu głębokich i średniozasięgowych badań elektromagnetycznych” realizowanego w ramach programu rządowego „Inicjatywa Technologiczna I”. Prace pomiarowe wykonane zostały przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych. Autorzy dziękują kierownictwom tych instytucji za udostępnienie wyników badań. Wykorzystano też wyniki badań wykonanych w ramach prac statutowych Katedry Surowców Energetycznych.

LITERATURA

- Berdichevsky, M.N., 1968.** *Elektriceskaja razvedka metodom magnetotelluriceskogo profilirovanija.* Moskwa, Nedra, 1-253.
- Cagniard, L., 1953.** *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting.* Geophysics, 18, 3, 605-645.
- 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. P:289-300.
- Cymerman, Z., 2004.** *Tectonic map of the Sudetes and the fore-sudetic block, 1:200 000.* PIG.
- Don, B., Don, J., 1960.** *Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa.* Acta Geologica Polonica, 10, 71-106.
- Farbisz, J., Farbisz, E., Stefaniuk, M., 2001.** *Sprawozdanie z badań geofizycznych: poszukiwania wód termalnych w obszarze Polanicy Zdroju (niepublikowane)* Archiwum PBG, Warszawa, 1-12.
- Farbisz, J., Stefaniuk, M., 2007.** *Sprawozdanie z pilotażowych badań geofizycznych metodą magnetotelluryczną w wybranych strefach rudnych w Sudetach.* Archiwum PIG-PIB
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Clarke, J., 1979.** *Magnetotellurics with a remote reference.* Geophysics, 44, 53-68.
- 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.
- 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,* Geophys. J. R. Astr. Soc., 24, 3-30.
- Kauffman, A.A., Keller, G.V., 1981.** *The Magnetotelluric Sounding Method.* Elsevier, New York, NY, 686 pp.
- Levenburg, K., 1944.** *A method for the solution of certain non-linear problems in least-squares.* The Quarterly of Applied Math. 2. 164-168
- Marks, L., Ber A., Gogolek, W., Piotrowska, K., 2006.** *Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000.* Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- 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.
- MT – 1 Magnetotelluric System Operation Manual, version 3.2, 1996.* EMI Inc., Richmond, California, USA, 1-235.

- Petecki, Z.**, z zesp., 2007. *Badania magnetotelluryczne wzdłuż profilu Zgorzelec-Wiżajny*. Archiwum PIG-PIB, Warszawa 2007, 1-86.
- Rodi, W., Mackie, R.L.**, 2001. *Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion*. Geophysics, 66, 1: 174-187.
- Simpson, F., Bahr, K.**, 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press. 1-254.
- Sims, W.E., Bostick, F.X.Jr., Smith, H.W.**, 1971. *The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data*. Geophysics, 36, 938-942.
- 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.**, 2003. *Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach wschodnich*. Geologia, Kwartalnik AGH, 26, 3-4, 131-168.
- Stefaniuk, M., Czerwiński, T., Klityński, W., Wojdyła, M.**, 2008. *Zastosowanie metody magnetotellurycznych profilowań ciągłych w badaniach strukturalnych*. Kwartalnik AGH Geologia, t. 34, z. 1, s: 43-69.
- Stefaniuk, M., Klityński, W., Wojdyła, M.**, 2003. *Szczegółowe badania magnetotelluryczne metodą profilowań ciągłych w rejonie Raciechowice – Stadniki (polskie Karpaty zachodnie)*. Geologia, Kwartalnik AGH, 26, 3-4, 253-279.
- Stefaniuk, M., Sito, L., Wojdyła, M., Sada, M.**, z zesp., 2010. *Sprawozdanie z eksperymentalnych badań elektromagnetycznych w strefie struktury złożowej „Wilków” w środkowej części monokliny przedsudeckiej*. Kraków (materiały nie publikowane)
- Stefaniuk, M., Czerwinski, T.**, 2005. *MT continuous profiling in structure and lithology recognition: Poland's case studies ; 67th EAGE Conference & Exhibition, 13–16 June 2005, Madrid, Extended Abstracts, 1–4*.
- Stefaniuk, M., Wojdyła, M.**, 2007. *Badania magnetotelluryczne z zastosowaniem sztucznego źródła pola pierwotnego*. Biuletyn PBG Geofizyka 2/2007
- Stefaniuk, M., Wojdyła, M., Kosobudzka, I., Ostrowski, C.**, 2007. *Dokumentacja badań geofizycznych, temat: Pomiaru polowe magnetotelluryczne magnetyczne i grawimetryczne wzdłuż profilu Zgorzelec – Wiżajny wraz z ich przetworzeniem i interpretacją, 2005-2007*. Archiwum PIG-PIB Warszawa
- 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.
- Swift, C.M.**, 1962. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South-Western United States*, Unpubl. Ph.D. thesis, Dept. Geology Geophys., Mass. Inst. Technol., Princeton, 1-223.
- 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.**, 1992a. *Implications of the Born approximation for the magnetotelluric problem in three dimensional environments*. Geophysics, 57, 587-602.
- Torres-Verdin, C., Bostick, F.X.Jr.**, 1992b. *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.
- Wannamaker, P.E., Stodt J.A., Rijo L.**, 1987. *A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modellin*. Geophys. J. R. Astron. Soc., 88, 277–296,
- Wojdyła, M., Stefaniuk, M.**, 2011. *Interpretacja złożonych struktur geologicznych z wykorzystaniem prostych i inwersyjnych modelowań pola magnetotellurycznego*. Geologia, Kwartalnik AGH nr 1 (w druku)
- Yamashita, M.**, 2006. *Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics (CSAMT)*. Phoenix Geophysics Limited. Materiały niepublikowane.
- Zonge, K.L., Hughes, L.J.**, 1991. *Controlled source audio-frequency magnetotellurics, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, ed. Nabighian, M.N., Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, str. 713-809.
- Żaba, J.**, 1999. *Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, CLXVI, 1-161.