

## PRÓBA PRZESTRZENNEJ ANALIZY ROZKŁADU OPORNOŚCI NA PODSTAWIE INTERPRETACJI SONDOWAŃ MAGNETOTELLURYCZNYCH W REJONIE LACHOWICE – ZAWOJA W POLSKICH KARPATACH ZACHODNICH

**An attempt of spacial analysis of resistivity distribution  
based on interpretation of magnetotelluric soundings  
in the Lachowice – Zawoja area, Polish Western Carpathians**

**Wojciech KLITYŃSKI & Michał STEFANIUK**

*Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica,  
Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska;  
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;  
e-mail: gpklityn@geol.agh.edu.pl, stefan@geol.agh.edu.pl*

**Treść:** W prezentowanej pracy przedstawiono próbę konstrukcji modelu 3D rozkładu oporności wykonaną dla obszaru Lachowice – Zawoja w polskich Karpatach Zachodnich. Rejon ten przecinają odcinki czterech regionalnych profili magnetotellurycznych. Znaczne zagęszczenie sondowań w tym obszarze pozwala na podjęcie przestrzennej analizy rozkładu oporności. Wyniki inwersji 1D, według algorytmu Occama, posłużyły do opracowania map oporności w cięciach poziomych, ilustrujących przestrzenne zróżnicowanie tego parametru. Do konstrukcji wstępnego modelu 3D wykorzystano wyniki interpretacji 1D i 2D. Wstępny model trójwymiarowy weryfikowany był i poprawiany poprzez wielokrotnie powtarzane modelowanie proste 3D. Podkreślić należy, że jest to pierwsza w Polsce próba wykorzystania modelowania 3D do analizy wyników sondowań magnetotellurycznych.

**Słowa kluczowe:** Karpaty Zachodnie, sondowania magnetotelluryczne, interpretacja 3D, modelowania 3D

**Abstract:** An attempt of construction of 3D model of resistivity distribution made for Lachowice – Zawoja area in western part of Polish Carpathians is presented in the paper. The study area is cut by sections of four regional magnetotelluric profiles. Significant density of MT soundings in the area allows to undertake of the spatial analysis of resistivity distribution. Results of 1D Occam inversion were used to elaborate resistivity maps on selected depth levels that illustrates spatial resistivity differentiation. The entrance 3D resistivity model was made based on results of 1D and 2D sounding interpretation. The starting spatial model was verified and corrected by repeatedly recurred forward 3D modelling. It should be stated that this is the first attempt of use of 3D modelling for analysis of magnetotelluric soundings in Poland.

**Key words:** Western Carpathians, magnetotelluric sounding, 3D interpretation, 3D modelling

## WSTĘP

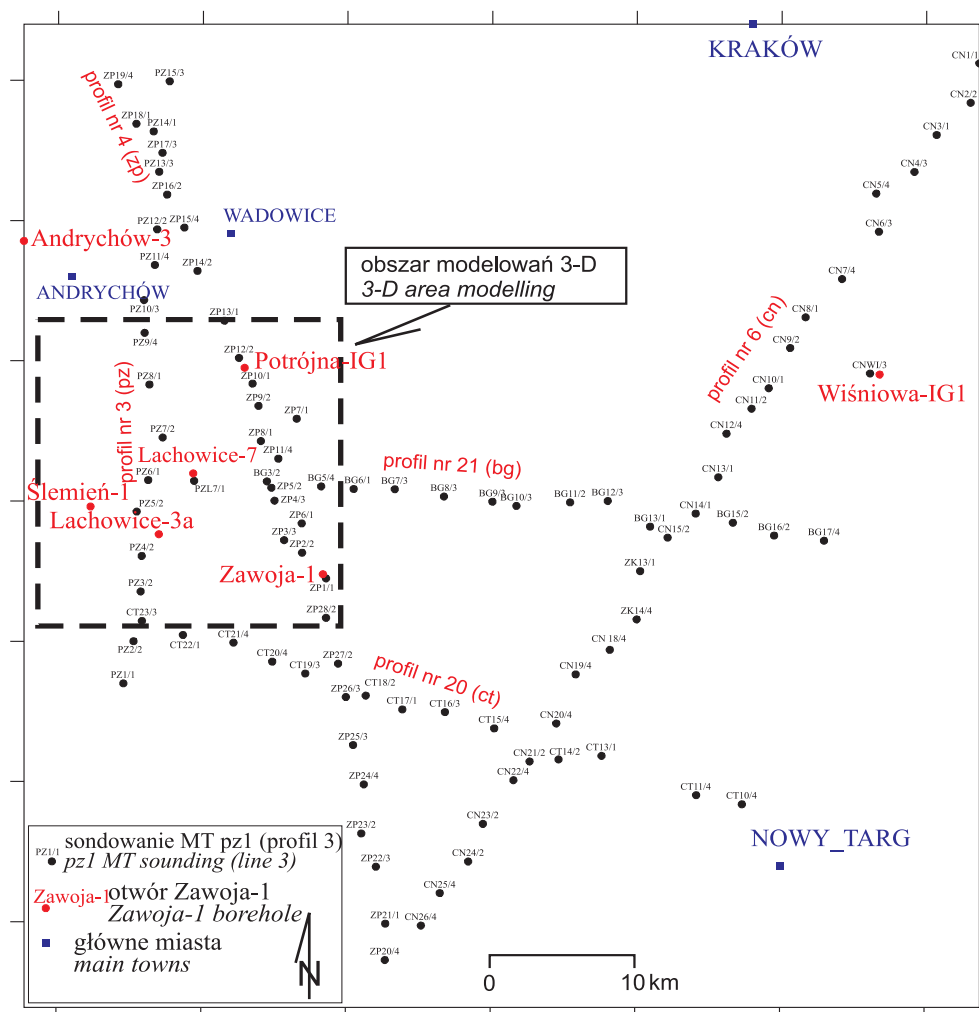
W interpretacji danych geofizycznych i geologicznych stosuje się modele jedno- i dwuwymiarowe. Rzeczywisty ośrodek geologiczny jest jednak trójwymiarowy, a więc modele 1D i 2D są tylko jego mniej lub bardziej wierną aproksymacją. Problem ten jest szczególnie istotny w przypadku powierzchniowych metod geofizycznych, w których skumulowane oddziaływanie zróżnicowania parametrów petrofizycznych, w rozległej często przestrzeni, istotnie wpływa na rezultaty pomiarów punktowych i ich interpretacji. W powszechnej opinii modele trójwymiarowe dają najlepsze wyniki interpretacyjne. Nie jest to jednak tak oczywiste w przypadku modelowań i inwersji 3D w metodzie magnetotellurycznej. Chociaż podstawowe rozwiązania numeryczne dla modelowań prostych pojawiły się kilkanaście lat temu, a dla modelowań inwersyjnych przed kilkoma laty, ciągle nie zostały wdrożone rutynowe procedury interpretacyjne, a oprogramowania do inwersji 3D nie ma w sprzedaży komercyjnej. Metoda ta jest więc wciąż na etapie eksperymentalnym.

Przyczyny takiego stanu rzeczy wiążą się, prawdopodobnie, z problemami numerycznymi. Na rozkład parametrów magnetotellurycznych silnie wpływa zróżnicowanie strefy przypowierzchniowej. Trójwymiarowe niejednorodności, o niewielkich rozmiarach, potrafią silnie zaburzać pomierzone oporności pozorne, jeśli elektrody dipoli pomiarowych zainstalowane zostaną w ich bezpośrednim sąsiedztwie. W rezultacie uzyskuje się rozkład oporności interpretowanych, skutecznie utrudniający wydzielenie efektów związanych z granicami i obiektami położonymi głębiej, a będącymi celem prowadzonych badań. Rozwiązanie tego problemu, za pomocą modelowań 3D, wiąże się z koniecznością zastosowania bardzo gęstej siatki obliczeniowej przy powierzchni ziemi oraz porównywalnie gęstej siatki sondowań, co powoduje problemy obliczeniowe i zwiększa koszty badań. W tej sytuacji niezbędne pozostaje zastosowanie procedur eliminujących „zaburzenia galwaniczne” przed właściwą fazą obliczeń.

Odrębnym problemem w automatycznej inwersji 3D jest kontrola procesu obliczeń i określenie ograniczeń minimalizujących swobodę kreowania modelu opornościowego, w szerokim zakresie ekwiwalentności modeli trójwymiarowych. Zakres ekwiwalencji modeli 3D jest naturalnie większy niż dla modeli 2D lub 1D. Niezbędne jest więc wprowadzenie informacji geologicznej *a priori* ograniczającej swobodę wyboru rozwiązań numerycznych. Powyższe problemy powodują, że zastosowanie modeli 3D sprowadza się raczej do modelowania prostego potwierdzającego lub korygującego przestrzenny rozkład oporności skonstruowany na podstawie interpretacji 2D lub 1D.

W prezentowanej pracy przedstawiono próbę konstrukcji modelu 3D rozkładu oporności wykonaną dla obszaru Lachowice – Zawoja w polskich Karpatach Zachodnich. Rejon ten przecinają odcinki czterech profili magnetotellurycznych: Przyborów – Zator (nr 3), Chyżne – Spytkowice (nr 4), Bielsko-Biała – Grybów (nr 21) i Cieszyn – Nowy Targ (nr 20) (Fig. 1). Znaczne zagęszczenie sondowań pozwala więc na podjęcie przestrzennej analizy rozkładu oporności. W konstrukcji wstępnego modelu 3D wykorzystano wyniki interpretacji 2D, wykonane wzdłuż profili Przyborów – Zator (nr 3) i Chyżne – Spytkowice (nr 4). Orientacja dwu pozostałych profili względem rozciągłości wychodni serii fliszowych, nie pozwala na

wykonanie inwersji, ani modelowań prostych 2D. Stąd też niezbędne okazało się wykorzystanie wyników inwersji 1D, które posłużyły do opracowania map oporności w cięciach poziomych ilustrujących przestrzenne zróżnicowanie oporności.



**Fig. 1.** Lokalizacja sondowań magnetotellurycznych w Karpatach Zachodnich z zaznaczeniem obszaru modelowań 3D

**Fig. 1.** Location of magnetotelluric soundings in the Western Carpathians with marking area of 3D modeling

Wstępny model trójwymiarowy był weryfikowany i poprawiany poprzez wielokrotnie powtarzane modelowanie proste 3D. Podkreślić należy, że jest to pierwsza w Polsce próba wykorzystania modelowania 3D do analizy wyników sondowań magnetotellurycznych.

## CHARAKTERYSTYKA DANYCH MAGNETOTELLURycznych

W prezentowanych poniżej pracach interpretacyjnych wykorzystane zostały sondowania magnetotelluryczne wykonane wzdłuż południowego odcinka profilu Przyborów – Zator (nr 3), środkowego odcinka profilu Chyżne – Spytkowice (nr 4) oraz zachodnich odcinków profili Cieszyn – Nowy Targ (nr 20) i Bielsko-Biała – Grzybów (nr 21) (Fig. 1). Prace pomiarowe wykonane zostały według standardu wypracowanego dla obszaru Karpat, z wykorzystaniem systemu pomiarowo-interpretacyjnego MT-1 (Stefaniuk *et al.* 1998; Stefaniuk 2000, 2003). Zastosowanie powyższego systemu pozwala na złagodzenie wpływu sztucznych zakłóceń elektromagnetycznych poprzez wykorzystanie referencyjnego pomiaru i przetwarzania danych oraz ograniczenie oddziaływania zaburzeń galwanicznych na krzywe sondowań, wywołanych przez niejednorodny rozkład oporności w strefie przypowierzchniowej, w obrębie układu pomiarowego (Stefaniuk 2003, Stefaniuk *et al.* 2007).

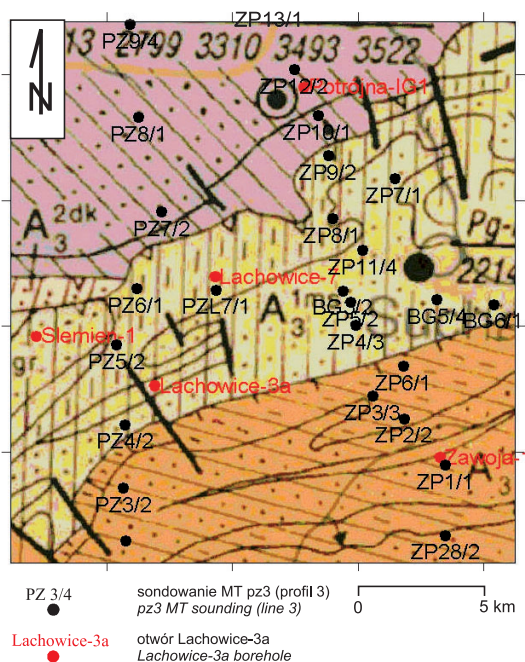
Układ pomiarowy w punkcie polowym składał się z czterech par wzajemnie prostopadłych dipoli elektrycznych  $E_{xi}$ ,  $E_{yi}$ , oraz pary czujników magnetycznych  $H_x$ ,  $H_y$  lokalizowanych w pobliżu środka linii dipoli elektrycznych. Składowe magnetyczne rejestrowano za pomocą czujników indukcyjnych. Rejestracje wykonano w zakresie częstotliwości  $500 \div 0.001$ . W paśmie  $500 \div 75$  Hz rejestrowano uśrednione współczynniki spektralne w tzw. trybie SD-mode (MT-1 Operation Manual 1996).

Zarejestrowane przebiegi czasowe były przedmiotem wielostopniowego processingu numerycznego. Wyselekcjonowane przebiegi czasowe przetworzone zostały za pomocą procedur processingu referencyjnego, który pozwala na eliminację lub złagodzenie wpływu zakłóceń o zmiennej charakterystyce przestrzennej (Gamble *et al.* 1978). Obliczone składowe tensora impedancji, wiążące zmienne pole elektryczne i magnetyczne na powierzchni ziemi, posłużyły do konstrukcji tzw. diagramów kierunkowych impedancji oraz obliczenia krzywych amplitudowych i fazowych sondowań (Berdičevski 1968). Określono ponadto tzw. skośność tensora impedancji (ang. *skew*). Dla danych zakłóconych w wysokim stopniu wykonano reprocessing typu „robust” (Larsen *et al.* 1996).

## PRACE INTERPRETACYJNE

Przestrzenna analiza wyników interpretacji danych magnetotellurycznych i konstrukcja modelu 3D poprzedzone zostały przez standardowy zestaw prac interpretacyjnych (Stefaniuk *et al.* 2007). W interpretacji jakościowej i ilościowej wykorzystane zostały wyniki przetwarzania danych, tj. krzywe sondowań amplitudowe i fazowe, diagramy biegunowe impedancji i inne parametry magnetotelluryczne.

Dla wszystkich sondowań wykonana została interpretacja 1D. Inwersja 2D wykonana została tylko dla sondowań położonych na profilach Przyborów – Zator (nr 3) i Chyżne – Spytkowice (nr 4). Profile te przecinają mniej więcej poprzecznie wychodnie kompleksów fliszowych, a więc spełniają elementarne kryteria dwuwymiarowości (Fig. 2). W interpretacji geologicznej podstawową rolę spełniła analiza wyników tzw. sondowań parametrycznych wykonanych w pobliżu otworów wiertniczych, która pozwoliła na powiązanie kompleksów geoelektrycznych i geologicznych.



**Fig. 2.** Lokalizacja sondowań magnetotellurycznych w Karpatach Zachodnich na tle powierzchniowej mapy geologicznej (obszar modelowań 3D)

**Fig. 2.** Location of magnetotelluric soundings in the Western Carpathians at the background of surface geological map (area of 3D modeling)

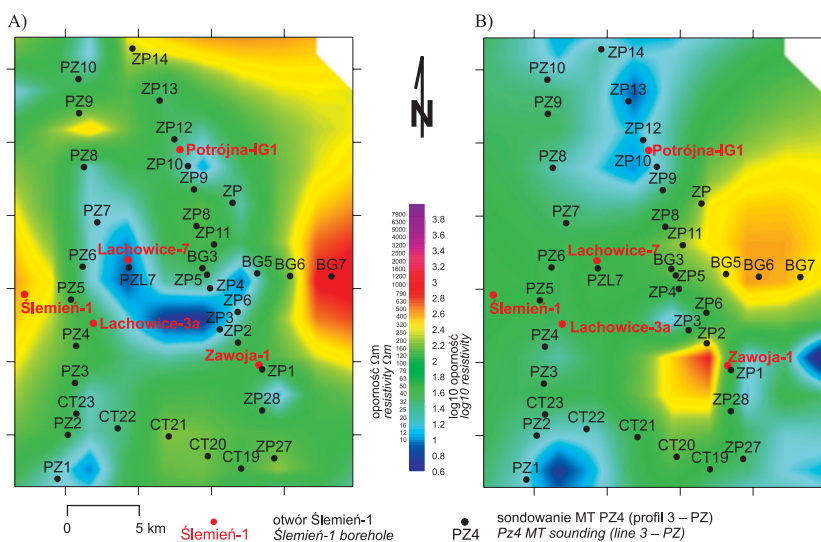
## Mapy oporności

Mapy oporności przedstawiają powierzchniową charakterystykę opornościową ośrodka geologicznego. Mogą one przedstawiać rozkład oporności na określonej powierzchni strukturalnej lub też na płaszczyźnie poziomej, czyli tzw. cięcia poziomego (Stefaniuk 2003, Stefaniuk & Ślącza 2003). Z reguły, w konstrukcji map oporności, wykorzystywane są wyniki inwersji 1D według algorytmów Bosticka lub Occama, które zapewniają względnie wysoką obiektywność wyników. Mogą też być wykorzystywane w tym celu wyniki inwersji 2D (Stefaniuk *et al.* 2005, Wojdyła *et al.* 2006).

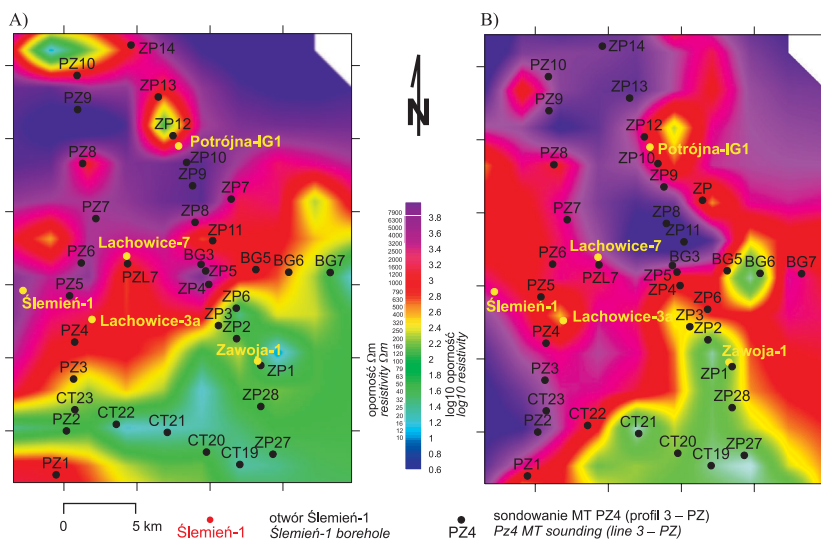
Zestawy map oporności przedstawiają przestrzenną charakterystykę opornościową ośrodka geologicznego (Stefaniuk & Ślącza 2003). Pełną charakterystykę przedstawia zestaw niezależnych map dla polaryzacji zbliżonej do elektrycznej ( $yx$ ) oraz magnetycznej ( $xy$ ), a więc dla różnych orientacji układu pomiarowego względem osi jednorodności ośrodka geoelektrycznego.

W rejonie Lachowice – Zawoja opracowany został zestaw map oporności na podstawie wyników inwersji 1D z wykorzystaniem algorytmu Occama dla dwu orientacji układu pomiarowego  $yx$  i  $xy$ , odpowiadających w przybliżeniu polaryzacji elektrycznej i magnetycznej (Fig. 3, 4). Mapy wykonano dla głębokości: 2, 3, 4 i 5 km p.p.m. Poziom 2 km p.p.m. przecina

kompleksy fliszowe. Zróżnicowanie oporności nie jest na tym poziomie zbyt duże (Fig. 3). Dominują oporności rzędu kilkudziesięciu do kilkuset  $\Omega\text{m}$ . Choć pojawiają się strefy o oporności poniżej 10  $\Omega\text{m}$ , związane prawdopodobnie z dominacją litotypu ilastego oraz opornościach bliskich 1000  $\Omega\text{m}$ , w których w budowie pokrywy fliszowej dominuje litotyp piaskowcowy.



**Fig. 3.** Mapa oporności na głębokości 2000 m p.p.m. A) polaryzacja YX, B) polaryzacja XY  
**Fig. 3.** Resistivity map at depth 2000 m b.s.l. A) YX MODE, B) XY MODE



**Fig. 4.** Mapa oporności na głębokości 5000 m p.p.m. A) Polaryzacja YX, B) Polaryzacja XY  
**Fig. 4.** Resistivity map at depth 5000 m b.s.l. A) YX MODE, B) XY MODE



Na poziomie 3 km p.p.m., w północnej części obszaru, pojawiają się wysokooporowe wyraźnie skontrastowane kompleksy podłoża. Zaznaczają się granice, o charakterze prawdopodobnie tektonicznym, odsłaniające skomplikowaną strukturę podłoża w tym rejonie. Na poziomach niższych dominują wysokooporowe, chociaż zróżnicowane, kompleksy podłoża (Fig. 4, 5). Wyraźnie rysują się granice o charakterze tektonicznym. Rysuje się system uskoków składający się z dwu zestawów o rozciągłościach NW-SE i SW-NE. Wyniki inwersji 1D i 2D oraz przestrzenny rozkład oporności przedstawiony, w postaci zestawu map opornościowych (Fig. 5), posłużyły do konstrukcji wstępnego modelu 3D.

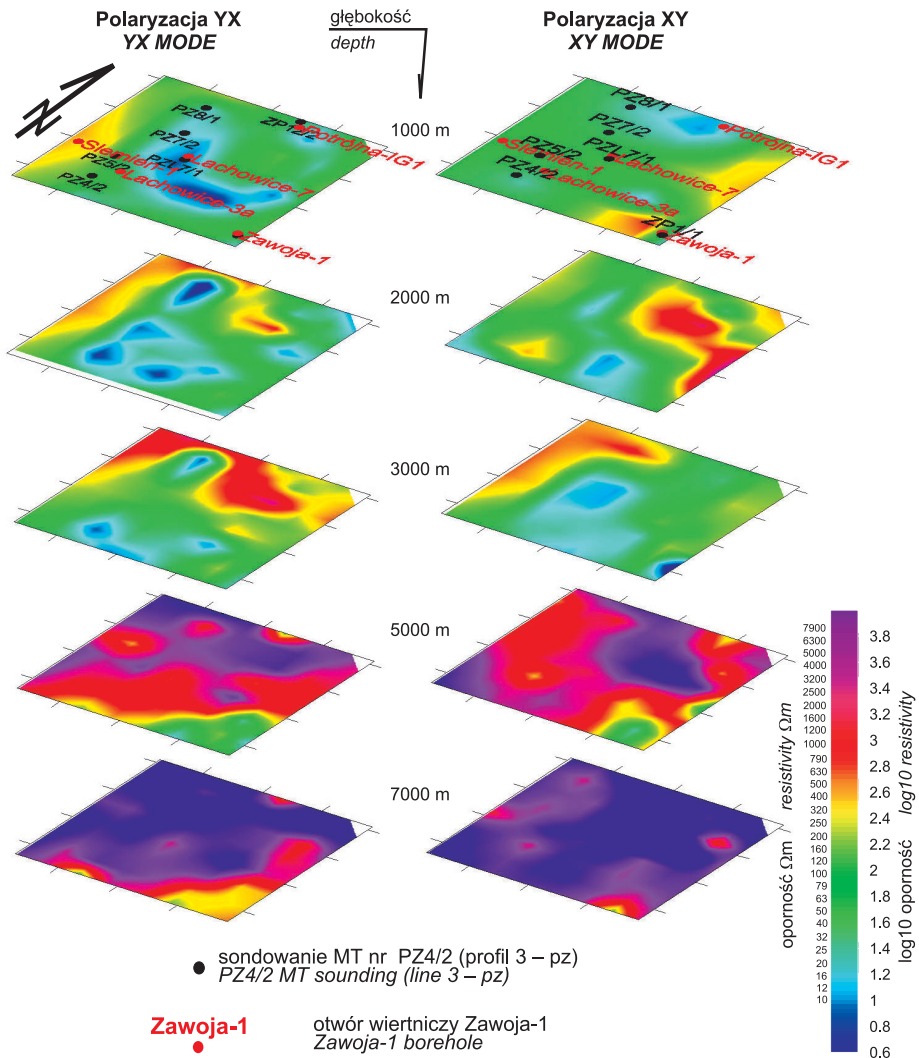


Fig. 5. Zestawienie map oporności

Fig. 5. Confrontation of resistivity maps

### Modelowania 3D

Istotnym zagadnieniem w interpretacji danych magnetotellurycznych jest odpowiedź na pytanie, czy konieczne jest zastosowanie modelu 3D, czy też wystarczy założenie modelu 1D lub 2D. Odpowiedź na tak postawione pytanie można uzyskać analizując tzw. tensor impedancji, na określenie którego pozwalają prostopadłe składowe horyzontalnego pola elektrycznego i magnetycznego (Berdichevsky 1968). Tensor impedancji zależy od orientacji układu pomiarowego  $x, y$  względem struktur geologicznych, od częstotliwości pola elektromagnetycznego i geometrii rozkładu przewodności ośrodka. Zawiera on informacje o wymiarze ośrodka i kierunkach rozkładu parametrów geoelektrycznych ośrodka. Dla ośrodka jednowymiarowego, gdzie oporność zmienia się tylko z głębokością, składowe uzupełniające tensora impedancji  $Z_{xx}$  i  $Z_{yy}$  są równe zero, a składowe główne  $Z_{xy}$  i  $Z_{yx}$  są równe, lecz mają przeciwne znaki:  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ,  $Z_{xy} = -Z_{yx}$ . W ogólnym przypadku dla ośrodka dwuwymiarowego, gdzie oporność zmienia się wzdłuż jednego horyzontalnego kierunku i w pionie, składowe uzupełniające tensora impedancji  $Z_{xx}$  i  $Z_{yy}$  są jednakowe, lecz mają przeciwne znaki, a składowe główne  $Z_{xy}$  i  $Z_{yx}$  są różne. W przypadku, gdy układ pomiarowy (kierunek profilu magnetotellurycznego) zorientowany jest poprzecznie do rozciągłości struktur, składowe uzupełniające tensora impedancji  $Z_{xx}$  i  $Z_{yy}$  są równe zero. Jeśli niemożliwe jest znalezienie orientacji układu pomiarowego, dla którego  $Z_{xx}$  i  $Z_{yy}$  są dostatecznie bliskie zeru, to mamy do czynienia z modelem trójwymiarowym, w którym oporności ośrodka zmieniają się we wszystkich kierunkach (Simpson & Bahr 2005).

Głównymi wielkościami interpretowanymi w metodzie MT jest oporność pozorną ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) oraz faza ( $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$ ) wyznaczone dla polaryzacji XY i YX:

$$\rho_{ij}(\omega) = (1 / \omega\mu) |Z_{ij}(\omega)|^2 [\Omega\text{m}]$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1}(\text{Im}\{Z_{ij}\} / \text{Re}\{Z_{ij}\}) [\text{deg}]$$

gdzie:  $\omega$  – częstość kołowa pola,  
 $\mu$  – przenikalność magnetyczna ośrodka.

Przedstawione są one w postaci krzywych amplitudowych i fazowych w funkcji częstotliwości (Berdichevsky 1968). Zasięg głębokościowy metody zależy od częstotliwości i rozkładu oporności, i jest wyrażony poprzez tzw. głębokość efektu naskórkowego (ang. *skin effect*, Kaufmann & Keller 1981):

$$\delta = 500(\rho/f)^{1/2}$$

gdzie:  $\rho$  – „średnia” oporność ośrodka,  
 $f$  – częstotliwość pola MT.

Zasięg głębokościowy metody MT rośnie więc z malejącą częstotliwością.

Wybór modelu interpretacyjnego w dużej mierze zależy od przedziału częstotliwości w jakim zarejestrowane są dane MT, a tym samym od przedziału głębokościowego obejmowanego przez te dane. Dla wysokich częstotliwości (np. od kilku czy kilkudziesięciu Hz i więcej), czyli dla płytkich struktur, częściej mamy do czynienia z modelem bliskim 1D. Odstępstwem od tej zasady mogą być tzw. zaburzenia galwaniczne (ang. *galvanic distortion*), czy też złożona budowa geologiczna płytkich struktur (Simpson & Bahr 2005).



Zaburzenia galwaniczne są to deformacje krzywych sondowań wywołane przez zaburzenia pola elektrycznego, spowodowane zróżnicowaniem oporności strefy przypowierzchniowej (struktura 2D lub 3D). Mogą one manifestować się jako tzw. przesunięcie statyczne, czyli przesunięcie pionowe krzywej oporności pozornej (ang. *static shift*). Przesunięcie statyczne zaznacza się na krzywych oporności pozornej, nie występuje natomiast na krzywych fazowych (Jones 1988). Zaburzenie galwaniczne jest pojęciem bardziej ogólnym niż przesunięcie statyczne. Charakter tego zjawiska zależy zarówno od modelu regionalnego, jak i rozkładu oporności w strefie przypowierzchniowej. Jeśli struktura regionalna jest jednowymiarowa, mamy do czynienia z przesunięciem statycznym. Podobnie jest dla modelu 2D, ale tylko w przypadku, jeśli układ pomiarowy będzie zgodny z głównymi kierunkami ośrodka geoelektrycznego. W takich przypadkach, przed wykonaniem inwersji należy wprowadzać poprawkę na zaburzenia galwaniczne, zakładając odpowiedni model struktur przypowierzchniowych (Jones 1988). Dla modelu regionalna 3D mamy natomiast zaburzoną zarówno oporność pozorną, jak i fazę, i zaburzenie to zależy od częstotliwości (Ledo *et al.* 2002). W ogromnej ilości przypadków zaburzenia galwaniczne dotyczą ośrodków 3D. Dla ich identyfikacji i eliminacji może mieć zastosowanie modelowanie 3D (Lee *et al.* 2003).

W badaniach naftowych, gdzie konieczne jest osiągnięcie zasięgu głębokościowego rzędu kilku km i więcej, stosowany zakres częstotliwości przy badaniach MT wynosi od kilkuset Hz do częstotliwości rzędu  $10^{-3}$ . Dla takiego zakresu częstotliwości przy interpretacji danych MT konieczne jest zastosowanie modelu 2D lub 3D. Nieuwzględnienie modelu 3D często prowadzi do błędów interpretacyjnych.

Próby zastosowania modelowania 3D w metodzie magnetotellurycznej podejmowane były już w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku. Algorytm Vasseura i Weidelta (1977) pozwalał na wprowadzenie pojedynczej „cienkiej warstwy” w ośrodku płaskowarstwowanym. W bardziej złożonych aplikacjach umożliwiających wykorzystanie modeli 3D w zagadnieniach geodynamicznych i tektonicznych, modele 3D skonstruowane są w postaci siatki trójwymiarowej (Mackie *et al.* 1993, Masero *et al.* 1997, Simpson & Warner 1998, Murray & Simpson 2000, Leibecker *et al.* 2002).

Dla symulacji ośrodka elektromagnetycznego 3D wykorzystywane są schematy różnicowe i całkowite. Generują one często macierze źle uwarunkowane. Do rozwiązywania tych zagadnień stosowane są metody optymalizacyjne nadrelaksacji i gradientów sprzężonych. W inwersji 3D stosuje się głównie metodę nadrelaksacji RRI (ang. *Rapid Relaxation Inverse*), która często nie jest zbieżna. Powyższe uwarunkowania powodują, że modelowanie 3D, a w szczególności inwersja 3D, są bardzo skomplikowane i wymagają żmudnych obliczeń.

Autorzy wykorzystali program EMIGMA v7.8 firmy kanadyjskiej Petros Eikon. Program EMIGMA jest w zasadzie pakietem programów służących zarówno do modeli matematycznych w metodzie magnetotellurycznej, interpretacji 1D uzyskanych danych syntetycznych, jak i wizualizacji, wyników modeli i wyników interpretacji 1D. Zasadniczym elementem pakietu jest program służący do modeli 3D. Jest on oparty o algorytm szybkiego modelowania 3D, w którym modele trójwymiarowe buduje się w postaci prostopadłościaków konstruowanych niezależnie (Groom *et al.* 1993). Algorytm oparty jest o metodę LNPRISMS (ang. *Localized Non-Linear approximation*, Hasbashi *et al.* 1993). Technika LNPRISMS, to metoda rozpatrująca zmiany w przewodności elektrycznej ośrodka 3D, więc dużą rolę odgrywają tutaj efekty galwaniczne. W metodzie tej wprowadza się elektryczny

dipol pomiarowy o określonej długości. Geometria jest przedstawiona w kartezjańskim układzie współrzędnych. W metodzie tej odgrywają również pewną rolę zmiany parametrów magnetycznych ośrodka, ponieważ pole magnetyczne wyliczane jest z pola elektrycznego (Murray 1997). Algorytm ten może więc być stosowany w wielu zagadnieniach geofizyczno-geologicznych w ośrodkach o złożonej budowie geologicznej, w tym do poszukiwań naftowych (Groom & Alvares 2002).

Jak wspomniano powyżej, geometrię modelowanego ośrodka konstruuje się w postaci zestawu prostopadłościaków o jednorodnym, wewnętrznym rozkładzie oporności. Położenie i rozmiary każdego bloku (prostopadłościaku) określają następujące wprowadzone zewnętrznie parametry:

- współrzędne kartezjańskie geometrycznego środka górnej podstawy prostopadłościaku,
- długość i położenie dłuższej krawędzi górnej podstawy (rozciągłości) poprzez podanie kąta poziomego pomiędzy płaszczyzną pionową  $yz$ , a linią równoległą do krawędzi przechodzącą przez oś pionową układu współrzędnych,
- długość i położenie krótszej krawędzi górnej podstawy (upadu) przez podanie kąta pionowego pomiędzy poziomą płaszczyzną  $xy$  i prostą równoległą do tej krawędzi, przechodzący przez oś  $y$  układu współrzędnych,
- długość i położenie trzeciej krawędzi prostopadłościaku (wysokości) poprzez podanie kąta pomiędzy płaszczyzną  $xz$ , a prostą równoległą do  $ww$  odcinka, przechodzącą przez oś  $x$  układu współrzędnych.

Podział obszaru na bloki obliczeniowe w projekcji powierzchniowej przedstawia figura 6.

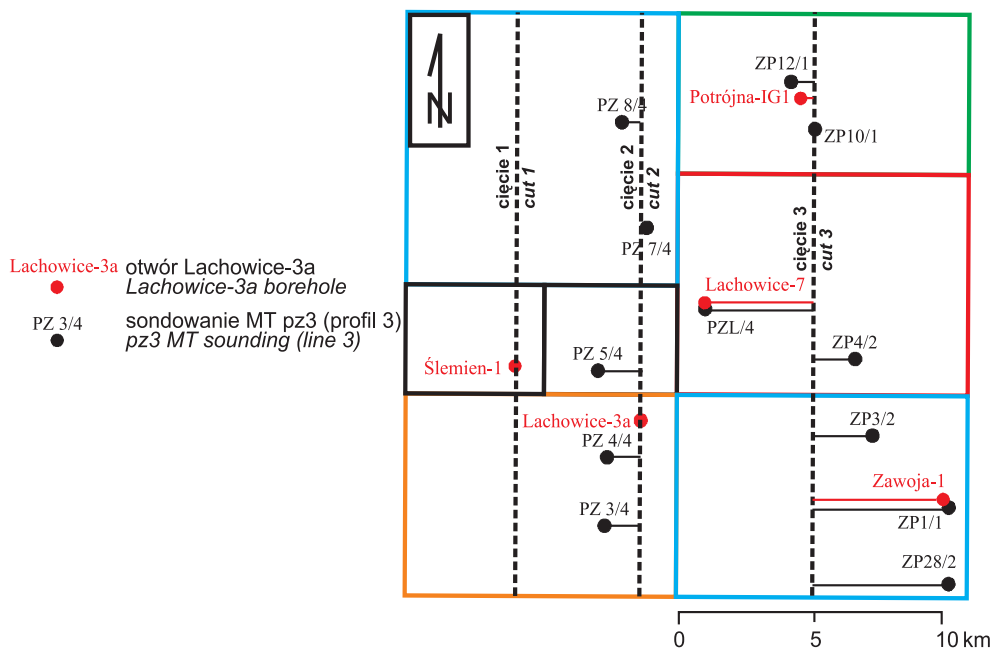


Fig. 6. Obszar modelowań 3D. Podział na bloki na powierzchni

Fig. 6. Area of 3D modeling. Distribution on blocks on surface

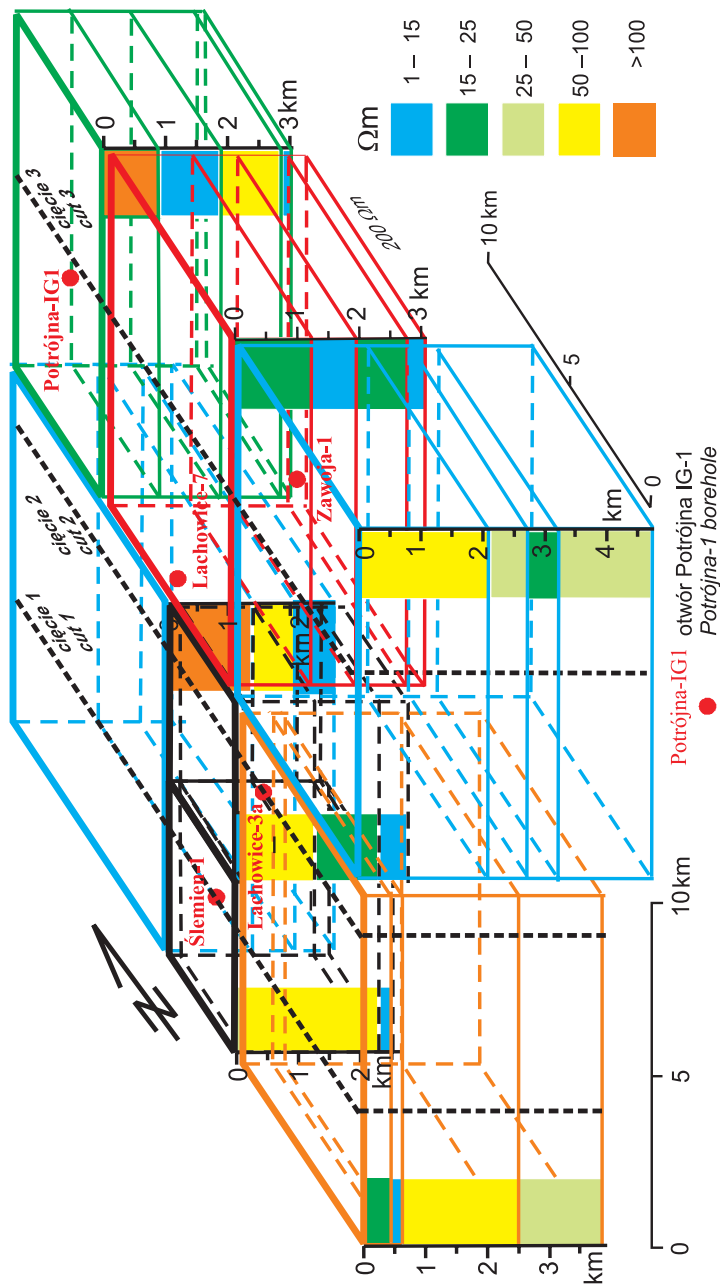


Fig. 7. Model wynikowy 3D

Fig. 7. 3D resulting model

Na figurze 7 przedstawiony został przestrzenny model rozkładu oporności uzyskany w rezultacie modelowań 3D. Na modelu zaznaczone są płaszczyzny trzech równoległych przekrojów, wzdłuż których przedstawiono dwuwymiarowe prezentacje modelu przestrzennego (Fig. 8). Pseudotrójwymiarową prezentacją tych przekrojów przedstawia figura 9.

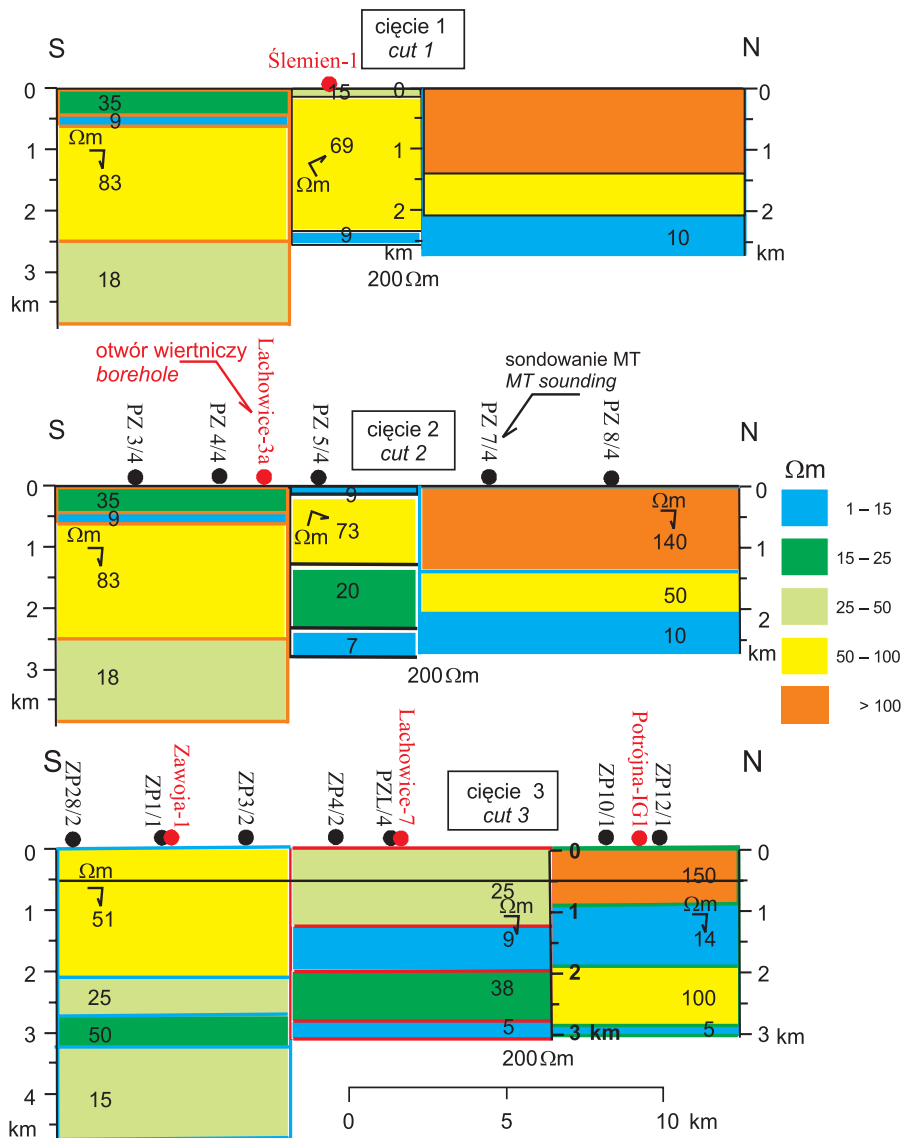


Fig. 8. Przekroje 2D oporności uzyskane z modelu 3D

Fig. 8. 2D resistivity cross-sections obtained from 3D model

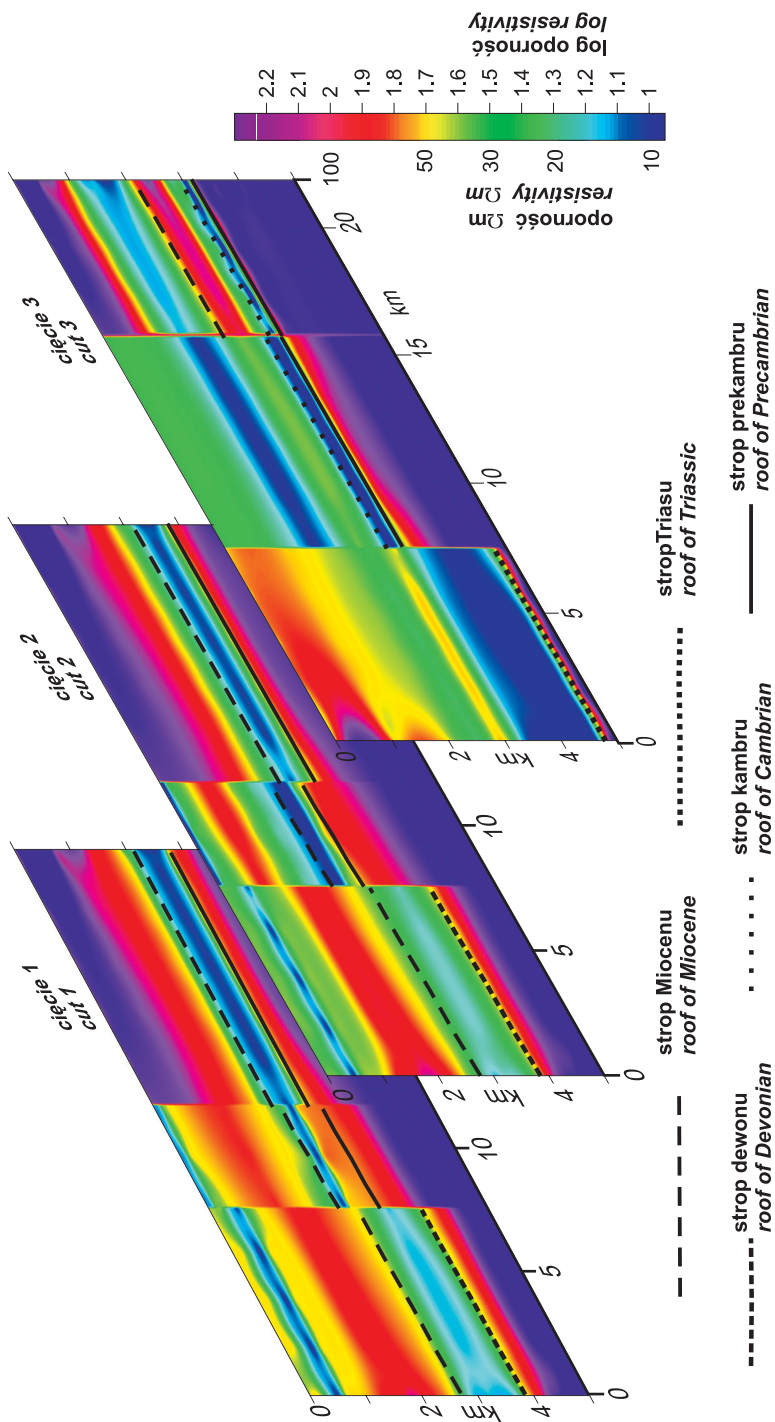


Fig. 9. Przestrzenna prezentacja przekrojów 2D

Fig. 9. Spatial visualization of 2D sections

## PODSUMOWANIE

Pierwsza próba wykorzystania modelowania 3D w interpretacji sondowań magnetotellurycznych przedstawiona w niniejszym artykule jest z pewnością niedoskonała. Jedną z przyczyn był z pewnością brak doświadczenia wykonawców. Inne przyczyny to ograniczenia programu komputerowego nie pozwalające na policzenie efektów dla bardziej złożonego modelu rozkładu oporności. Dokładność tego modelu jest w szczególności nieadekwatna do stopnia złożoności struktury pokrywy fliszowej. W tej sytuacji wykorzystanie modelowania 3D do oceny i eliminacji zaburzeń galwanicznych jest niemożliwe. Eliminacja tych zaburzeń, przed wykonaniem modelowania, pozwala jednak na bardziej prawidłowe odtworzenie trójwymiarowej geometrii głębokiego podłoża. Przedstawiony powyżej program do modelowań 3D nadaje się jednak głównie do prac studialnych.

Interesujące jest także wykorzystanie map oporności do przestrzennej prezentacji sondowań magnetotellurycznych. Informacja zawarta w tych mapach ma jednak charakter uwikłany. Rozkłady oporności skażone są efektami strukturalnymi, zależnymi od orientacji układu pomiarowego. Ich interpretacja wymaga dużego doświadczenia i dalszych badań modelowych.

*Prezentowana praca została wykonana w czasie realizacji projektu badawczego nr 4 T12 B 025 28 Ministerstwa Nauki i Informatyzacji pt. „Nowe aspekty interpretacji wyników pomiarów geofizycznych dla weryfikacji możliwości poszukiwania węglowodorów w Karpatach Zachodnich”. W artykule wykorzystane zostały wyniki badań magnetotellurycznych wykonanych w ramach realizacji „Projektu badań magnetotellurycznych w Karpatach”, finansowanego przez Ministerstwo Środowiska poprzez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej oraz Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A. Wykonawcą prac magnetotellurycznych było Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie. Autorzy dziękują kierownictwom tych instytucji za udostępnienie wyników badań. Podziękowania należą się również Danucie Ilcewicz-Stefaniuk za okazaną pomoc.*

## LITERATURA

- Berdichevsky M.N., 1968. Električeskaja razvedka metodom magnetotelluričeskogo profilirovania. *Nedra*, Moskwa, 1–253.
- Gamble T.D., Goubau W.M. & Clarke J., 1978. Magnetotellurics with remote magnetic reference. *Geophysics*, 44, 53–68.
- Groom R.W., Walker P.W., Dyck A.V., 1993. A Rapid Approximation to Three Dimensional Electromagnetic Scattering. AEM Workshop, University of Arizona, Tucson, 1–29.
- Groom R.W. & Alvarez C., 2002. 3D EM Modelling – Application of the localized non-linear approximator to near surface applications. PetRos EiKon Inc, Milton, On. Unpublished report, 1–23.
- Habashy T.M., Groom R.W. & Spies B.R., 1993. Beyond the Born and Rytov Approximations: A nonlinear Approach to Electromagnetic Scattering, *Journal of Geophysical Research*, 98, B2, 1759–1776.



- Jones A.G., 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53, 7, 967–978.
- Kauffman A.A. & Keller G.V., 1981. The magnetotelluric sounding method. Elsevier, 1–583.
- Larsen J.C., Mackie R.L., Manzella A., Fiordelisi A. & Rieven S., 1996. Robust smooth magnetotelluric transfer functions. *Geophysical Journal International*, 124, 801–819.
- Ledo J., Gabas A. & Marcuello A., 2002. Static shift using geomagnetic transfer functions. *Earth Planet Space*, 54, 493–498.
- Lee T.J., Uchida T., Sasaki Y. & Song Y., 2003. Characteristics of Static Shift in 3-D MT Inversion. *Multi-Tamsa (Geophysical Exploration)*, 6, 4, 17–59.
- Leibcker J., Gatzweiler A., Honig M., Kuras O. & Soyer W., 2002. Evidence of electrical anisotropic structures in the lower crust and upper mantle beneath the Rhenish Shield. *Earth Planet Sciences Letter*, 202, 289–302.
- Mackie R.L., Madden T.R. & Wannamaker P.E., 1993. Three-dimensional magnetotelluric modelling using difference equations – Theory and comparisons to integral equation solutions. *Geophysics*, 58, 215–226.
- Masero W., Fischer G. & Schnegg P.A., 1997. Electrical conductivity and crustal deformation from magnetotelluric results in the region of the Araguinha impact. Brazil. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 1001, 271–289.
- MT-1 Magnetotelluric System Operation Manual, version 3.2, 1996. EMI Inc., Richmond, Ca., USA, 1–235.
- Murray I.R., 1997. On extending the localized non-linear approximation to inductive Modes. 59<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition, Geneva, F004, 1–2.
- Murray I.R. & Simpson F., 2000. A three-dimensional electromagnetic model of the southern Kenya Rift: departure from two-dimensionality as a possible consequence of a rotating stress field. *Journal of Geophysical Research*, 105, 19321–19334.
- Simpson F. & Warner M., 1998. Coincident magnetotelluric P-wave and S-wave images of the deep continental crust beneath the Weardale granite, NE England: seismic layering, low conductance and implications against the fluids paradigm. *Geophysical Journal International*, 133, 419–434.
- Simpson F. & Bahr K., 2005. Practical Magnetotellurics. *Cambridge University Press*, 1–245.
- Stefaniuk M., 2000. Metodyczne implikacje zastosowania nowoczesnego, wysokoczęstotliwościowego systemu magnetotellurycznego MT-1 w Karpatach. *Mat. Semin.: Wysokoczęstotliwościowe badania magnetotelluryczne w Polsce*, Kraków, 11–17.
- Stefaniuk M., 2003. Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach wschodnich. *Kwartalnik AGH Geologia*, 26, 3-4, 131–168.
- Stefaniuk M., Miecznik J., Pepel A., Klityński W., Mrzygłód T., Wajda A. & Palka-Zielińska E., 1998. Dokumentacja badań magnetotellurycznych i kompleksowe opracowanie danych geofizycznych i geologicznych wzdłuż profili Zawoja – Potrójna i Kamienica Dolna – Łopuchowa 1997–1998. *Archiwum PBG*, Warszawa, 1–78.
- Stefaniuk M. & Ślęczka A., 2003. Structural Interpretation of Semi-Detailed Magnetotelluric Survey in Kamienica – Gogołów Area in the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73, 219–231.
- Stefaniuk M., Wojdyła M., Ostrowski C., Maksym A. & Targosz P., 2005. Margin of Western – Eastern Carpathians transition zone in the light of MT and gravity data. 67<sup>th</sup> EAGE

- (European Association of Geoscientists & Engineers) Conference & Exhibition, 13-16 June 2005 Madrid, extended abstracts, 1–4.
- Stefaniuk M., Klityński W., Jarzyna J. & Golonka J., 2007. Struktura nasunięcia karpackiego i jego podłoża w polskich Karpatach zachodnich w świetle reinterpretacji wybranych regionalnych profili magnetotellurycznych. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 4/1, 143–166.
- Wojdyła M., Stefaniuk M., Czerwiński T. & Ostrowski C., 2006. Joint interpretation of MT and gravity data – case studies from Polish Outer Carpathians. 18<sup>th</sup> International workshop on electromagnetic induction in the earth. El Vendrell, 17–23 September, S4–3

### Summary

An attempt to construct a 3D model of resistivity distribution for the Lachowice – Zawoja area in the western part of the Polish Carpathians is presented in the paper. The study area is cut by sections of four regional magnetotelluric profiles (Figs 1, 2). A dense coverage of the area with MT soundings allowed the spatial analysis of resistivity distribution to be made.

Data acquisition was made with the use of the MT-1 magnetotelluric system designed and produced by the Electromagnetic Instruments Inc. (Richmond, California, USA). Measurements were made over a frequency range of 300 to 0.0005 Hz. The remote magnetic reference was applied to eliminate the influence of electromagnetic noise. The results of data processing were amplitude and phase MT sounding curves, impedance polar diagrams, and other magnetotelluric parameters, which were then subjected to qualitative and quantitative interpretation.

Results of 1D Occam inversion were used to elaborate produce maps for selected depth levels that illustrate spatial resistivity differentiation (Figs 3, 4, 5). The computer program applied for computations allows 3D models to be constructed as a set of cubes (Figs 6, 7). The input 3D resistivity model was made based on results of 1D and 2D sounding interpretation. The starting spatial model was verified and corrected by repeatedly recurred forward 3D modelling. The spatial distribution of resistivity was obtained as a result of modelling (Fig. 7). The 3D model could be presented as a set of parallel resistivity cross-sections (Figs 8, 9). It should be stated that this was the first attempt of using 3D modelling for analysis of magnetotelluric soundings in Poland.