

Физико-географические исследования

УДК 550.837

А.С. Амирагов, П.В. Иванов, П.Ю. Пушкарев, С.Я. Суконкин

РАЗВИТИЕ МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР*

В методе магнитотеллурического зондирования естественное электромагнитное поле Земли используется для поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, оценки геодинамического состояния недр, решения инженерно-геологических и других задач. В статье рассматривается развиваемая авторами методика интерпретации магнитотеллурических данных, позволяющая по профильным данным строить трёхмерную физико-геологическую модель в полосе, охватывающей профиль наблюдений.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, геологическое строение.

Как при глубинных, так и при прикладных исследованиях магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в большинстве случаев выполняются по одиночным профилям или системам из небольшого числа профилей. Использование регулярных площадных систем наблюдения требует существенных затрат времени и средств и нередко ограничено условиями местности. При изучении трёхмерно-неоднородных сред интерпретация получаемых данных связана с определёнными проблемами.

В настоящее время хорошо изучены возможности интерпретации в рамках 2D приближения [1]. Однако при этом информация о поведении геоэлектрических структур вне профиля теряется, если не считать тех артефактов, которые они могут создавать на разрезе. Переход к 3D инверсии решает эту проблему, но при отсутствии регулярной площадной системы наблюдений обратная задача становится более неустойчивой.

Несколько лет назад М.Н. Бердичевским и В.И. Дмитриевым была высказана идея о методике «бокового зондирования» геоэлектрических структур. Она состоит из двух основных этапов:

- 1) выбор узкого класса моделей (создание интерпретационной модели);
- 2) восстановление 3D модели в полосе вокруг профиля.

На первом этапе, помимо априорной геолого-геофизической информации, важная роль отведена анализу МТ данных, позволяющему локализовать геоэлектрические структуры, оценить их простираемость и степень вытянутости. Грубые количественные оценки некоторых геоэлектрических параметров могут быть сделаны по результатам 1D и 2D инверсий. На всей этой основе строится 3D модель, которая на последнем этапе корректируется с помощью программы для 3D инверсии МТ данных.

На примере двух геоэлектрических моделей мы исследуем возможности методики «бокового зондирования». На этом пути используются стандартные методы анализа и инверсии МТ данных, но уделяется основное внимание не построению геоэлектрического разреза по линии профиля, а анализу эффектов, связанных с изменениями электропроводности вне профиля [2].

Первая модель представляет собой трёхслойную среду с тремя прямоугольными призмами во втором слое (рис. 1). Удельное электрическое сопротивление (УЭС) фонового разреза составляет 100 Ом·м до глубины 10 м, 400 Ом·м до глубины 300 м и 100 Ом·м ниже. УЭС призм равно 25 Ом·м, глубина до их кровли – 50 м, мощность – 100 м, а горизонтальные размеры каждой призмы – 300 м × 100 м. Одиночный профиль наблюдений пересекает первую призму в её центре, вторую – вблизи края, а третья призма находится вне профиля. Длина профиля – 1500 м, шаг по профилю – 25 м, диапазон частот колебаний поля – от 10 Гц до 10 кГц.

Тем самым имитируется ситуация, когда МТЗ выполнены на одиночном профиле над массивом скальных пород, выветренных в верхней (до глубины 10 м) и обводнённых в нижней (более 300 м) его части. Целью работ могла бы быть локализация проводящих (глинистых или обводнённых) зон, представляющих опасность при строительстве проектируемого тоннеля, над осью которого проложен профиль. Впрочем, можно представить себе множество других геологических ситуаций, которые можно описать такой моделью, вплоть до изучения коровых проводящих зон в высокоомной литосфере (при соответствующем изменении масштаба глубин и частот).

* Работа проводилась при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, Госконтракт № 16.515.11.5070.

Вторая геоэлектрическая модель, которая не представлена в статье, отличается от первой только геометрическими размерами неоднородностей и их более сложным пространственным положением. В этой модели три проводящие призмы образуют протяжённую вертикальную зону мощностью 250 м, которая, изгибаясь, вначале идёт параллельно профилю, а затем пересекает его под углами 45 и 90 градусов, и имитируют разломную зону в скальных породах.

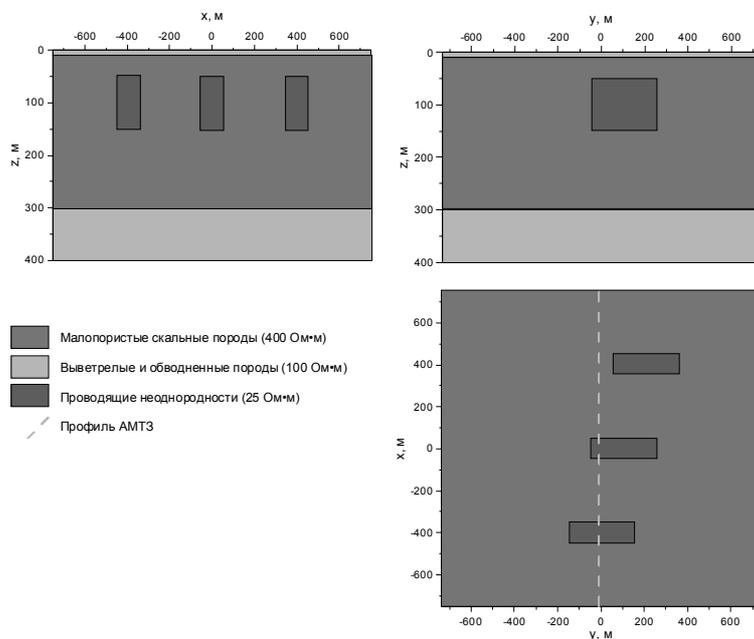


Рис. 1. Схема геоэлектрической модели с локальными неоднородностями: разрезы по плоскостям $y=100$ м и $x=0$ и карта на глубине $z=100$ м

МТ данные, отвечающие модели на рис. 1, были рассчитаны с помощью программы 3D моделирования MT3DFwd [3]. Остановимся на наиболее показательных моментах.

Матрица Визе-Паркинсона, состоящая из комплексных компонент W_{zx} и W_{zy} , обладает большой чувствительностью к геоэлектрическим неоднородностям вдали от точки наблюдения [4]. Рассмотрим карты вещественных индукционных стрелок $ReW = ReW_{zx} \cdot \mathbf{1}_x + ReW_{zy} \cdot \mathbf{1}_y$ (рис. 2). Они указывают направления от проводящих зон (конвенция Визе).

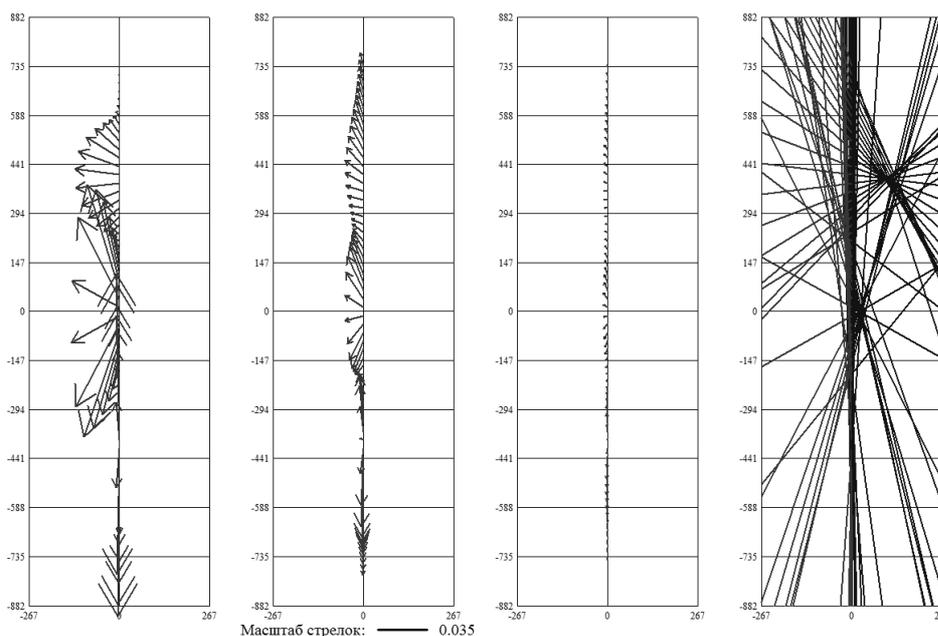


Рис. 2. Карты вещественных индукционных стрелок на частотах (слева направо): 2500, 250 и 25 Гц. Справа – карта лучей на частоте 2500 Гц

В южной части профиля стрелки расходятся вдоль него в разные стороны от точки $x=-400$ м. На этой основе можно утверждать, что здесь располагается проводящая неоднородность, причём либо её центр находится на профиле, либо она далеко вытянута в обе стороны от профиля. В центральной ($x=0$ м) и северной ($x=400$ м) части профиля стрелки позволяют выделить два проводящих объекта, причём центры этих объектов находятся к востоку от профиля. Также характер стрелок позволяет судить о том, что центр северной аномалии находится дальше от профиля.

К данным матрицы Визе-Паркинсона был применён новый метод визуализации в виде лучей, реализованный в программе MT_Array [5] (рис. 2). Проекция пересечений синих лучей на профиль отвечают проекциям истинных центров призм. Одно пересечение (северное) находится в 130 м от профиля (в то время как центр северной призмы – в 200 м), а другое – в 30 м (центр соответствующей призмы – в 100 м).

Аналогичный приём можно применить и для тензора импеданса, рисуя линии в его главных направлениях. Пересечение линий даст центр зоны аномального сопротивления, расположенной вне профиля.

Проанализируем также, как меняются вдоль профиля инвариантные (по отношению к вращению системы координат) параметры неоднородности и асимметрии среды. На рис. 3 приведены графики параметра неоднородности N и параметра асимметрии Свифта $skew_s$, рассчитанных по формулам:

$$N = \sqrt{1 - 4 \frac{Z_{XX}Z_{YY} - Z_{XY}Z_{YX}}{(Z_{XY} - Z_{YX})^2}}, \quad skew_s = \left| \frac{Z_{XX} + Z_{YY}}{Z_{XY} - Z_{YX}} \right|.$$

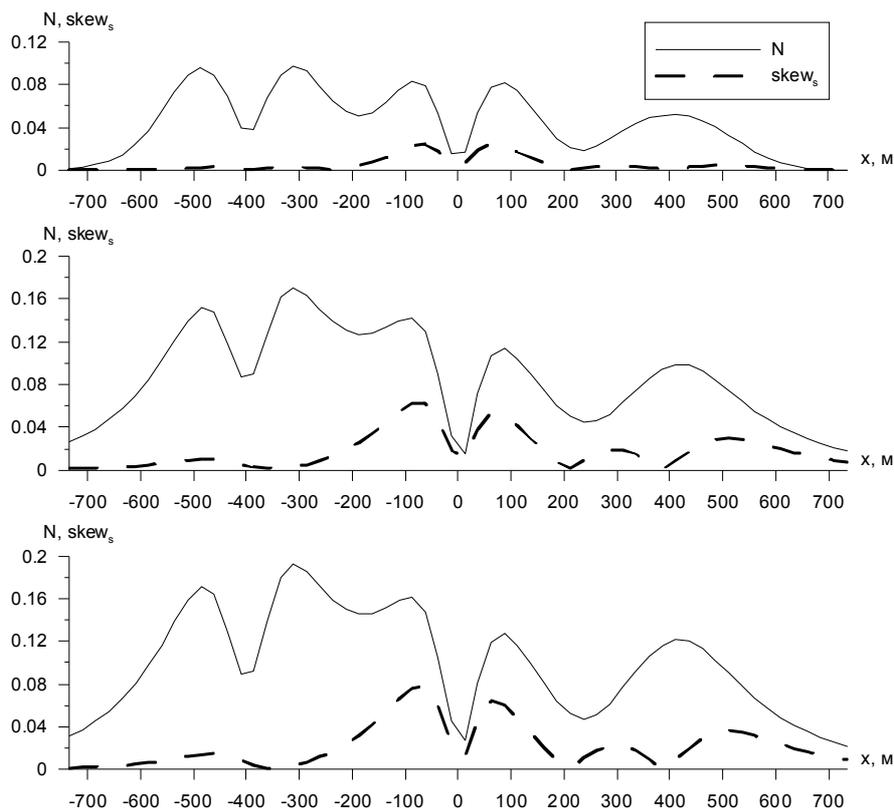


Рис. 3. Графики параметра неоднородности N и параметра асимметрии Свифта $skew_s$ для частот (сверху вниз): 2500, 250 и 25 Гц

На графиках параметра N присутствуют 5 максимумов и УЭС наиболее интенсивно меняется в горизонтальном направлении вблизи этих точек профиля. Поскольку на картах индукционных стрелок мы видели три аномалии, то логично предположить, что две пары острых максимумов, разделённых столь же острыми минимумами, связаны с границами двух неоднородностей, через которые про-

ходит профиль. Широкий максимум обязан своим происхождением третьей неоднородности, расположенной вне профиля, при этом точка профиля с максимальным значением N наиболее близка к ней.

Параметр $skew_s$, характеризующий трёхмерные эффекты, очень мал на частоте 2500 Гц, однако на 250 Гц возрастает и при дальнейшем понижении частоты почти не меняется. Первая призма, углы которой наиболее удалены от профиля, слабо видна на графике. Другие две призмы дают небольшие аномалии $skew_s$ в точках профиля, наиболее приближенным к их углам. Максимальные значения $skew_s$ отвечают центральной неоднородности, поскольку она находится под профилем (и оказывает существенное влияние) и асимметрична относительно линии профиля.

Аналогичный анализ можно выполнить используя норму матрицы Визе-Паркинсона $\|W\|$ и магнитовариационный параметр асимметрии $skew_{mv}$.

На этапе анализа МТ данных удалось выявить аномалии УЭС и приблизительно определить их местоположение. Однако не менее важно оценить их глубины залегания, мощности и значения УЭС. Также необходимо получить представление о вмещающем разрезе. Для этого можно применить «сглаживающие» 1D и 2D инверсии.

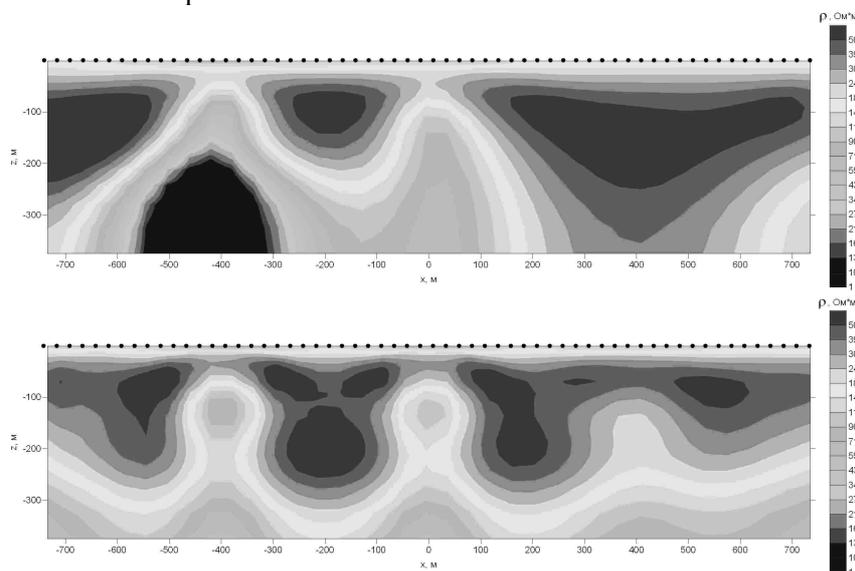


Рис. 4. Геоэлектрические разрезы, полученные в результате 2D инверсии компонент Z^{\parallel} (сверху) и Z^{\perp} (внизу). Стартовая модель – однородное полупространство 100 Ом·м

На рис. 4 приведены полученные с помощью программы REBOCC [6] результаты 2D инверсии. Геоэлектрический разрез, полученный в результате инверсии квазипродольного импеданса Z^{\parallel} , связанного с продольными токами, близок к результату 1D инверсии. На разрезе принципиально правильно восстановлена вмещающая трёхслойная среда, если не считать сглаживания границ, связанного с особенностями алгоритма. Кроме того, выделены две проводящие аномалии в районе $x=-400$ м и $x=0$ м. Устойчиво определена глубина до их кровли (примерно 50 м), но завышено УЭС (примерно 100 Ом·м вместо 25 Ом·м). Определённая проблема связана с появлением глубинных проводящих «корней», поскольку в 2D модели поведение Z^{\parallel} определяется только индукционными эффектами, и сильные гальванические эффекты (статические смещения) приводят к столь же сильным искажениям УЭС расположенных под неоднородностями зон, как и в случае с 1D инверсией. При этом остаётся велика невязка «наблюдённых» и модельных данных. Важным обстоятельством явилось то, что на разрезе не проявилась третья неоднородность, выявленная на этапе анализа МТ данных. Если бы мы рассматривали задачу о построении геоэлектрического разреза по линии профиля, то этот результат следовало бы считать успешным, поскольку третья призма действительно располагается в стороне от профиля. Однако нам важно получить информацию и о структурах вне профиля.

На разрезе, построенном с использованием квазипоперечного импеданса Z^{\perp} , связанного с поперечными по отношению к вытянутым структурам токами и наиболее устойчивого к 2D аппроксимации проводящих структур, видны все три неоднородности, но при этом глубина залегания и УЭС расположенной в районе $x=400$ м призмы оказались завышены. Таким образом, наличие проводящей

структуры на разрезе, построенном по Z^{\perp} , и её отсутствие на разрезе, построенном по Z^{\parallel} , может объясняться тем, что эта структура находится в стороне от профиля.

Опробуемый подход подразумевает построение схематической 3D модели, включающей полученную на этапе анализа информацию об аномалиях и фоновом разрезе, и корректировку этой модели с помощью программы 3D инверсии. Однако начнём применение 3D инверсии с более простых стартовых моделей.

Для данного исследования использовалась программа WSInv3DMT [7], которая выполняет сглаживающую инверсию MT данных. Прямая задача в ней решается методом конечных разностей. Выполнялась инверсия четырёх комплексных компонент тензора импеданса, при этом для экономии вычислительных ресурсов ограничимся 11 периодами и 30 точками наблюдения.

Вначале в качестве стартовой модели было взято однородное полупространство (ОПП) сопротивлением 400 Ом·м (такое же сопротивление имеет слой, в котором располагаются проводящие призмы). Результаты инверсии показаны на рис. 5 слева. На карте, отвечающей глубине, на которой должны располагаться проводящие зоны, южная и центральная аномалии выделились чётко, но северная выражена не сильнее артефактов вблизи профиля. За краями профиля возникли ложные высокоомные объекты. На разрезе по линии профиля видно, что проводящие зоны расположились на завышенной глубине. Невязка инвертируемых и отвечающих этой модели данных (RMS) составляет 1.3.

Далее в стартовую модель были добавлены призмы, параметры которых были определены по результатам анализа и 1D и 2D инверсий и близки к истинным. Все три призмы присутствуют и в итоговой модели (рис. 6, справа), но ложные структуры за краями профиля сохранились, равно как и центральная глубинная аномалия, а невязка осталась на уровне 1.3.

Тогда в качестве фонового разреза в стартовой модели была задана истинная трёхслойная среда, которую удалось восстановить с помощью 1D и 2D инверсий. На рис. 6 показаны результаты инверсии для случаев, когда призмы соответственно не были и были включены в стартовую модель. В обоих случаях итоговые модели включают все призмы, их расположение определено верно, сопротивления и глубины залегания остались несколько завышенными, как и на этапе анализа и 1D и 2D инверсий, ложные структуры отсутствуют, и RMS составляет примерно 0.3.

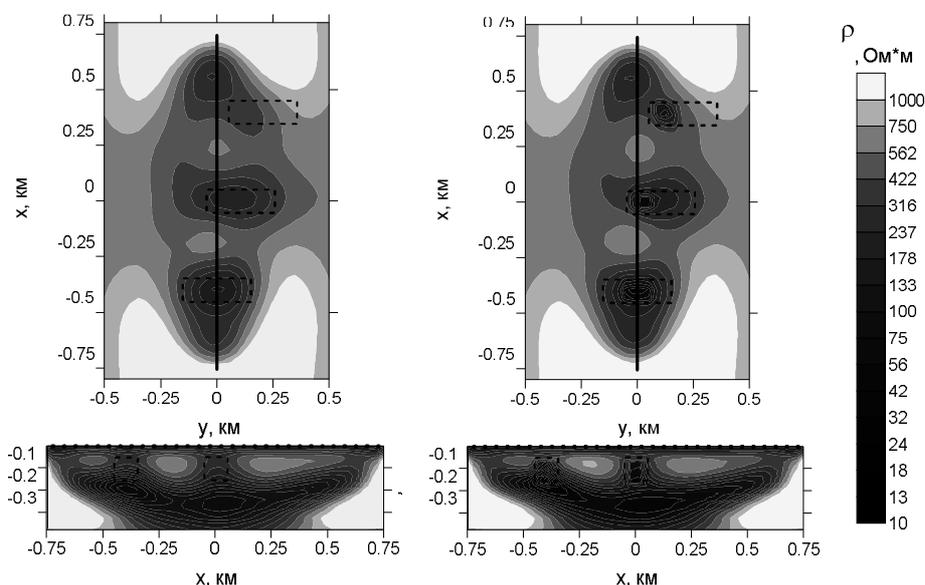


Рис. 5. Результаты 3D инверсии – карта сопротивления на глубине 112,5 м и геоэлектрический разрез вдоль профиля наблюдений (чёрная линия на карте). Стартовая модель для инверсии – ОПП 400 Ом·м (слева) и три призмы в ОПП 400 Ом·м (справа). Пунктиром показаны истинные положения призм

Как видим, выбор стартовой модели весьма существенно влияет на результат инверсии. При удачном выборе 3D инверсия данных по одиночному профилю может дать вполне достоверное распределение сопротивления в полосе, охватывающей профиль наблюдений. Причём в условиях, когда среда представляет собой суперпозицию слоистого разреза и локальных неоднородностей (или протяжённой аномальной зоны, в случае со второй геоэлектрической моделью), ключевое значение име-

ет именно верное задание слоистой составляющей стартовой модели. Таким образом, за счёт сужения класса эквивалентных моделей (поиска решения в окрестности выбранной стартовой модели) удаётся успешно выполнять 3D инверсию на основе МТ данных, полученных на одиночном профиле.

Конечно, были рассмотрены относительно простые геоэлектрические модели. При существенных региональных изменениях фонового разреза, более сложной форме изучаемых структур и высоком уровне приповерхностного шума решение задачи становится гораздо более сложным, и может потребоваться задание неоднородностей в стартовой модели.

Приведённый подход не следует рассматривать как универсальный, но в ряде случаев он может существенно повысить эффективность исследований. Речь идёт, в первую очередь, о прикладных исследованиях, при проведении которых, как правило, ограничиваются построением геоэлектрических разрезов по линиям профилей.

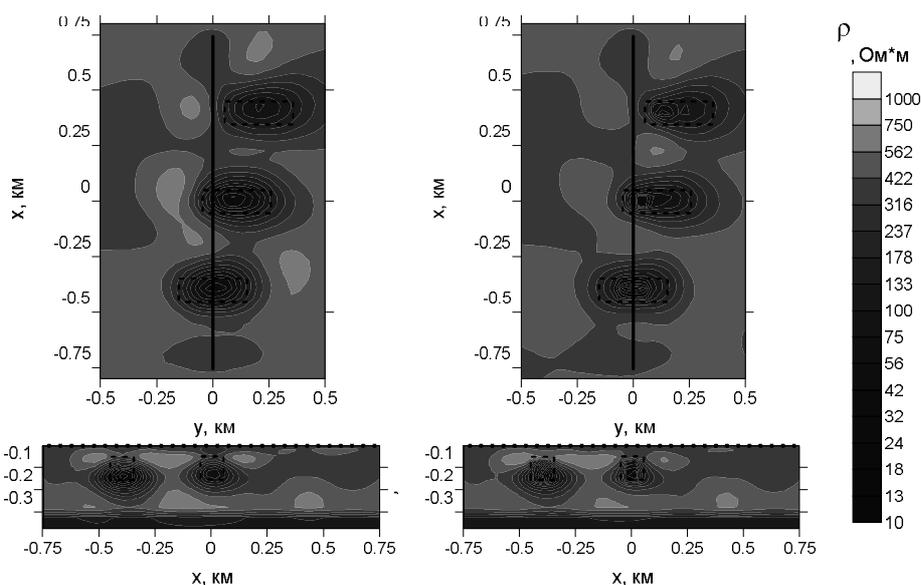


Рис. 6. Результаты 3D инверсии – карта сопротивления на глубине 112,5 м и геоэлектрический разрез вдоль профиля наблюдений (чёрная линия на карте). Стартовая модель для инверсии – фоновая трёхслойная среда (слева) и три призмы в фоновой трёхслойной среде (справа). Пунктиром показаны истинные положения призм

Дальнейшее развитие данного направления состоит в накоплении опыта с помощью синтетических данных для различных моделей, имитирующих наиболее распространённые геологические ситуации, а также во внедрении методики «бокового зондирования» при исследованиях реальных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
2. Иванов П.В., Пушкарев П.Ю. Возможности интерпретации магнитотеллурических данных, полученных на одиночном профиле, при изучении трехмерно-неоднородной среды // Физика Земли. 2010. № 9. С. 3-10.
3. Mackie R.L., Smith J.T., Madden T.R. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science. 1994. Vol. 29. P. 923-935.
4. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 1975. 279 с.
5. Иванов П.В. Программное обеспечение МТ_Array для анализа магнитотеллурических данных // Материалы докл. XVII Междунар. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов». М., 2010.
6. Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // Geophysics. 2000. Vol. 65, №3. P. 791-803.
7. Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // Physics of the Earth and planetary interiors. 2005a. Vol. 150. P. 3-14.

A.S. Amiragov, P.V. Ivanov, P.Yu. Pushkarev, S.Ya. Sukonkin

Development of magnetotelluric data interpretation methods for geological structure studies

Magnetotelluric sounding method uses natural electromagnetic field of the Earth for mineral exploration, geodynamic studies, solution of engineering-geological tasks, etc. The paper presents our developments of magnetotelluric data interpretation methods, which allow to construct three-dimensional physical-geological model of the area, surrounding an observation profile.

Keywords: magnetotelluric sounding, geological structure.

Амирагов Алексей Славович,
начальник отдела подводных аппаратов
E-mail: amiragov62@mail.ru

Иванов Павел Владимирович,
кандидат физико-математических наук, научный сотрудник
E-mail: pavel.vl.ivanov@gmail.com

Пушкарев Павел Юрьевич,
кандидат физико-математических наук,
инженер-конструктор II категории
E-mail: pavel_pushkarev@list.ru

Суконкин Сергей Яковлевич, директор
E-mail: sukonkin@gmail.com

ФГУП Опытно-конструкторское бюро
океанологической техники РАН
109387, Россия, г. Москва, ул. Летняя, 1, стр. 2

Amiragov A.S., head of department
E-mail: amiragov62@mail.ru

Ivanov P.V.,
candidate of physico-mathematical sciences,
engineer-designer
E-mail: pavel.vl.ivanov@gmail.com

Pushkarev P.Yu.,
candidate of physico-mathematical sciences,
research associate
E-mail: pavel_pushkarev@list.ru

Sukonkin S.Ya., director
E-mail: sukonkin@gmail.com

Experimental Design Bureau of Oceanological
Engineering of Russian Academy of Sciences
(Federal State Unitary Enterprise)
109387, Russia, Moscow, Letnjaya st., 1/2