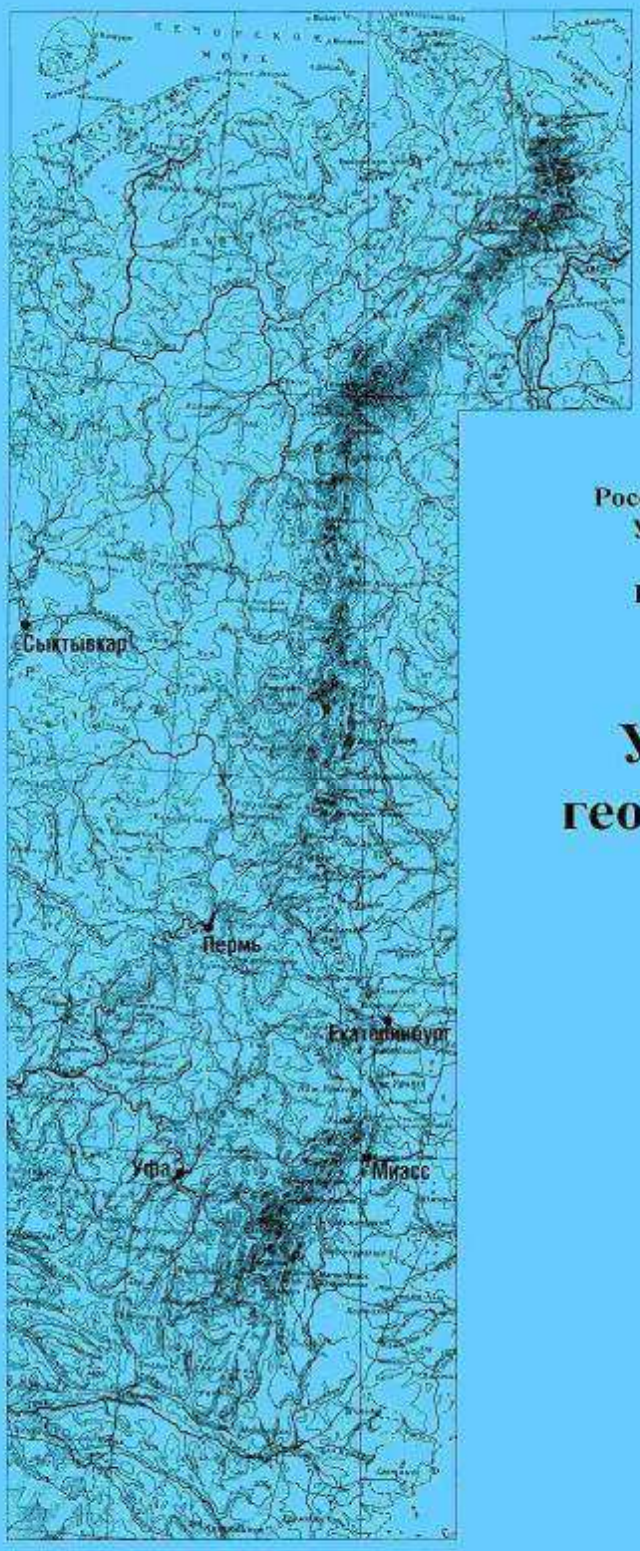
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 1
2015

Екатеринбург
2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
им. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 1 (25)

Основан в 2000 г.
Выходит 2 раза в год
ISSN 1991– 0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Мартышко П.С. (mpsdir@mail.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В. (ugv@bk.ru)

Члены редколлегии:

Бычков С.Г., Глухих И.И., Демежко Д.Ю.,
Дружинин В.С., Романюк Т.В.,
Хачай Ю.В., Хуторской М.Д., Шаров Н.В.,
Шестаков А.Ф., Эпов М.И.

Институт геофизики УрО РАН
Ул. Амундсена, 100
20016, г. Екатеринбург, Россия
Тел. (343) 267 88 68/267 88 88
Факс. (343)267 88 72
E-mail: mpsdir@mail.ru

Екатеринбург, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А., Белоглазова Н.А., Троянов А.К.
Новая аппаратура для определения направления движения потока флюидов.. 4

Бахтерев В.В.
О возможности оценки содержания магнетита в руде на основании сопоставления температурных зависимостей омического (при постоянном напряжении) и активного (при переменном напряжении частотой 1 кГц) сопротивлений……..……. 9

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.
Исследование временных изменений структурных характеристик разрушающихся образцов по данным наблюдений акустической эмиссии…….…… 15

Бызов Д.Д., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г.
О способе построения плотностных моделей слоисто-неоднородных сред… 24

Бызов Д.Д., Цидаев А.Г.
Методика построения 2D плотностной модели верхней мантии с учетом условия изостатической компенсации на глубине…..……..…….. 33

Давыдов В.А.
Измерительная аппаратура ОМАР-2 для электромагнитных методов исследований…….. 37

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.
О решении прямой задачи гравиметрии в рамках конечно-элементного подхода…. 42

Носкевич В.В., Юминов А.М.
Геофизические исследования медного рудника бронзового века Новониколаевский (Южный Урал)...…..……... 46

Овчаренко А.В.
Лазерное 3D-сканирование подземных пустот……...……..……..…… 51

Федорова О.И.
Способ комбинированных электрических зондирований с трехэлектродной установкой……..……..…….. 58

Хасанов И.М., Прейс В.К., Муравьев Л.А., Терновский В.А.
Перспективы применения геофизических методов при поисках и разведке золотых россыпей в Магаданской области.…… 62

Шестаков А.Ф., Горшков В.Ю.
Особенности проявления аномального эффекта от локальных неоднородностей, погруженных в однородное проводящее полупространство, в поле вертикального магнитного диполя…….. 68

Памяти В.И. Уткина..…..……...…….. 78

==========

Вниманию читателей!

Необходимые номера журнала можно заказать по адресу редакции:
620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100. Институт геофизики УрО РАН.
Тел. (343)2678868/2678889, факс (343)2678872, E-mail: uralgeoph@mail.ru

CONTENTS

Astrachantsev Yu.G., Bazenova E.A., Beloglazova N.A., Troyanov A.K.
New equipment for certain direction of fluid flow…….. 4

Bakhterev V.V.
On the possibility of evaluating the content of magnetite in the ore based on the comparison of the temperature dependence of the ohmic (at constant vovtage) and of the active (when ac voltage frequency of 1 kHz) electric resistance.. 9

Belikov V.T., Ryvkin D.G.
Study time change of structural characteristics destroys the sample according to observational data of acoustic emission…. 15
……...

Byzov D.D., Kolmogorova V.V., Ladovskiy I.V., Martyshko P.S., Tsidaev A.G.
One method of density models construction for inhomogeneous layered media…….……. 24

Byzov D.D., Tsidaev A.G. 33
Method for construction 2D density model of upper mantle in conditions of isostatic compensation at the depth…… 37

Davydov V.A.
Measuring equipment OMAR-2 for electromagnetic methods of researches..

Martyshko P.S., Ladovsky I.V., Byzov D.D.
On the solution of the direct gravimetry problem under finite element approach... 42

Noskevich V.V., Yuminov A.M.
Geophysical investigations of the copper mine of the bronze age Novonikolaevskyi (South Urals) 46
…….…....

Ovcharenko A.V.
Laser 3D scanning of underground emptiness……..…..
……... 51

Fedorova O.I. 58
New method of electrical soundings with three-electrod planting……...……

Khasanov I.M., Preis V.K., Muraviev L.A., Ternovskiy V.A.
Geophysical methods applications perspectives in gold placers prospecting and exploration in the Magadan region……. 62

Shestakov A.F., Gorshkov V.Yu.
The characteristics of the anomalous effect identification of local inhomogeneities, submerged into homogeneous conductive half-space in the field of vertical magnetic dipole ……. 68

Memory of V. Outkin ……. 78

==========

To attention of readers!

Necessary numbers of magazine can be ordered to the address:
620016, Yekaterinburg, Amundsen str., 100. Institute of Geophysics UB of RAS.
Ph. (343) 2678868/2678889, a fax (343)2678872, E-mail: uralgeoph@mail.ru

УДК 550.838

НОВАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОТОКА ФЛЮИДОВ

Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А., Белоглазова Н.А., Троянов А.К. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье описана новая аппаратура, позволяющая одновременно проводить измерения геоакустических сигналов в трех диапазонах частот 100–500, 500–5000, 2500–5000 Гц и температуры в скважине. Установка в скважинном приборе дополнительных датчиков-акселерометров позволяет определить направление потока флюидов.

Геоакустическая эмиссия, скважина, нефтегазоносность, нефтяные месторождения, направление потока флюидов.

NEW EQUIPMENT FOR CERTAIN DIRECTION OF FLUID FLOW

Astrachantsev Yu.G., Bazenova E.A., Beloglazova N.A., Troyanov A.K. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The equipment allowing simultaneous measurement of geoacoustic signals in three frequency ranges of 100–500, 500–5000, 2500–5000 Hz and temperatures in boreholes is described in the article. Setting inside the downhole tool of additional sensors-accelerometers allows to determine the direction of fluid flow.

Geoacoustic emissions, borehole, oil-gas bearing, oil deposits, direction of fluid flow.

Введение

Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений включает в себя научно обоснованный производственный процесс извлечения из недр Земли содержащихся в них углеводородов и сопутствующих им полезных ископаемых.

Расположение нефтяных скважин на структуре выбирают исходя из формы залежи, геологического строения месторождения, характеристики коллекторов и возможности продвижения контурных и подошвенных вод в процессе разработки залежи (Юшков и др., 2013).

При эксплуатации нефтегазовых месторождений около 85 % нефти добывается из пластов, подвергнутых методам воздействия на залежи углеводородов.

Целями воздействия на залежь нефти являются поддержание пластового давления и, что более важно, увеличение конечной нефтеотдачи. Среди них доминирующим методом остается поддержание пластового давления (ППД) закачкой в пласт воды из нагнетательных скважин. При этом основополагающим элементом является правильное сочетание нагнетательных и эксплуатационных скважин.

Система заводнения определяется взаимным расположением забоев добывающих и нагнетательных скважин и контуров нефтеносности. Сетки размещения скважин могут быть как равномерными, так и неравномерными. При этом выбор размещения добывающих и нагнетательных скважин по площади, расстояние между забоями, определение их числа, системы заводнения и режима разработки – основные задачи разработки нефтяных месторождений. При этом строят расчет таким образом, чтобы обеспечить заданный отбор из месторождения минимальным числом скважин и с наименьшими затратами на обустройство промысла (там же).

Взаимодействие скважин и пути перемещения по пласту перемещаемой воды и нефти изучаются различными способами: отслеживанием динамики изменения давления на различных участках пласта, гидропрослушиванием, геофизическими методами, добавкой в закачиваемую воду индикаторов и наблюдением за их появлением в продукции добывающих скважин (Арбузов, 2011). Но известными методами стандартной геофизики определяется только наличие движения флюидов по пласту ме-

жду нагнетательной и эксплуатационной скважинами, определение же эффективности работы каждой из нагнетательных скважин не представляется возможным.

Для решения данного вопроса предлагается использовать уникальную аппаратуру BN-4008A, разработанную в Институте геофизики УрО РАН, предназначенную для исследования нефтегазовых скважин путем изучения характеристик геоакустической эмиссии (ГАЭ) в диапазоне частот 100–5000 Гц, отражающей особенности процессов флюидогазодинамики в объеме геологической среды скважины.

Используемая в приборе трехкомпонентная система ортогонально расположенных геоакустических датчиков позволяет в охранном кожухе скважинного снаряда разделять направления микровибраций геосреды по трем осям. Один из геоакустических датчиков, назовем его *Z*, установлен вдоль оси скважинного снаряда и считается, условно, вертикальным. Два других датчика *X* и *Y* расположены перпендикулярно оси скважинного снаряда и перпендикулярны между собой. Считаем, что они измеряют сигналы в горизонтальной плоскости. Такие допущения справедливы при зенитном угле скважины $2°<\varphi<30°$.

Использование геоакустических датчиков с коэффициентом поперечного преобразования не более 6 % от осевого позволяет уверенно разделять сигналы по направлениям в пространстве путем их сравнения по амплитудам в разных полосах частот. Измеряемыми параметрами являются геоакустические сигналы, регистрируемые тремя датчиками в трех частотных диапазонах: 100–500, 500–5000 и 2500–5000 Гц. Сигналы, поступающие с двух горизонтальных датчиков, программным способом преобразуются в горизонтальную составляющую вектора геоакустической эмиссии. По амплитудным уровням сигналов ГАЭ разных частотных диапазонов можно провести разделение источников, генерирующих эти сигналы: геологическая среда, движение флюидов в пластах-коллекторах, затрубные перетоки и т.п. Так, в толще водонасыщенных осадочных пород уровень ГАЭ ограничивается первым частотным диапазоном до 500 Гц, проявление сигналов в диапазоне частот 500–1500 Гц связано с движением нефтенасыщенных флюидов, сигналы на частоте выше 2500 Гц связаны, как правило, с интенсивным газовыделением. По амплитудному уровню горизонтальной и вертикальной составляющих вектора ГАЭ, можно сделать заключение о том, в какой плоскости происходит движение. Но если по результатам измерений прибором предыдущей версии можно было разделить направление только на горизонтальную и вертикальную составляющие, то представляемое устройство позволяет определить направление горизонтального потока относительно плоскости наклона скважины.

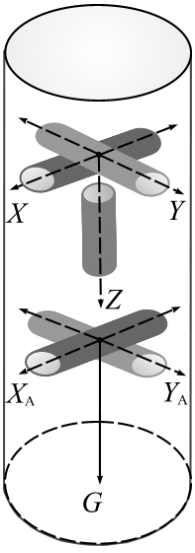


Рис. 1. Схематическое изображение аппаратуры BN-4008A, сконструированной на основе системы из трех геоакустических датчиков (*X*, *Y*, *Z*) и двух акселерометров (X_A, Y_A), жестко закрепленных в корпусе скважинного снаряда

Принцип работы прибора

Особенностью данного прибора, по сравнению с предыдущей версией (BN-4008), является наличие двух дополнительных гравитационных датчиков-акселерометров X_A и Y_A, которые измеряют проекции ускорения силы тяжести на оси, перпендикулярные продольной оси скважинного прибора (Астраханцев, Троянов, 1997). Акселерометры установлены в корпусе скважинного прибора соосно с горизонтальными геоакустическими датчиками *X* и *Y* (рис. 1).

При помощи акселерометров определяется положение в пространстве геоакустических датчиков. Измеряемые сигналы с гравитационных датчиков-акселеромет-

ров функционально связаны с углами пространственной ориентации корпуса скважинного прибора:

$$X_A = k_x \cdot \sin\varphi \cdot \sin\alpha,$$
$$Y_A = k_y \cdot \sin\varphi \cdot \cos\alpha,$$

где k_x, k_y – коэффициенты преобразования акселерометров; φ – зенитный угол скважины; α – угол поворота оси чувствительности датчиков X_A и Y_A относительно плоскости наклона скважины.

При равенстве коэффициентов k_x и k_y

$$\alpha = \operatorname{arctg}\frac{X_A}{Y_A}.$$

Так как оси чувствительности геоакустических датчиков и акселерометров параллельны, то, зная угол α и магнитный азимут скважины, определяемый по данным инклинометрии ($А_{скв}$), можно определить положение геоакустических датчиков относительно магнитного меридиана.

Азимут направления потока будет определяться:

$$А_{пот} = А_{скв} + \alpha.$$

Прибор BN-4008A состоит их трех измерительных блоков, содержащих различные типы первичных преобразователей: пьезокерамические преобразователи, акселерометры и устройство для измерения температуры. Прибор работает с временным разделением каналов за 16 тактов. Длительность каждого такта составляет $60 \cdot 10^{-3}$ с.

На рис. 2 изображена функциональная схема прибора, где:

1 – пьезокерамические преобразователи геоакустических сигналов. Характеризуют картину геоакустических сигналов. Могут использоваться ДН-3, Д13, АР57 и т. п. Буквой «К» обозначен калибровочный сигнал, характеризующий работоспособность и чувствительность геоакустических каналов;

2 – акселерометры. Определяют проекцию вектора силы тяжести на оси чувствительности. Используя данные инклинометрических измерений скважины и сигналы с акселерометров, можно определить пространственное положение геоакустических датчиков. Это является основополагающим моментом с учетом того, что датчики геоакустических сигналов имеют совершенно определенную диаграмму направленности и чувствительность в направлении, перпендикулярном измерительной оси, не более 6 %;

3 – устройство для измерения температуры в скважине;

4 – эмиттерные повторители. Пьезокерамические преобразователи имеют очень высокое входное сопротивление. Чтобы

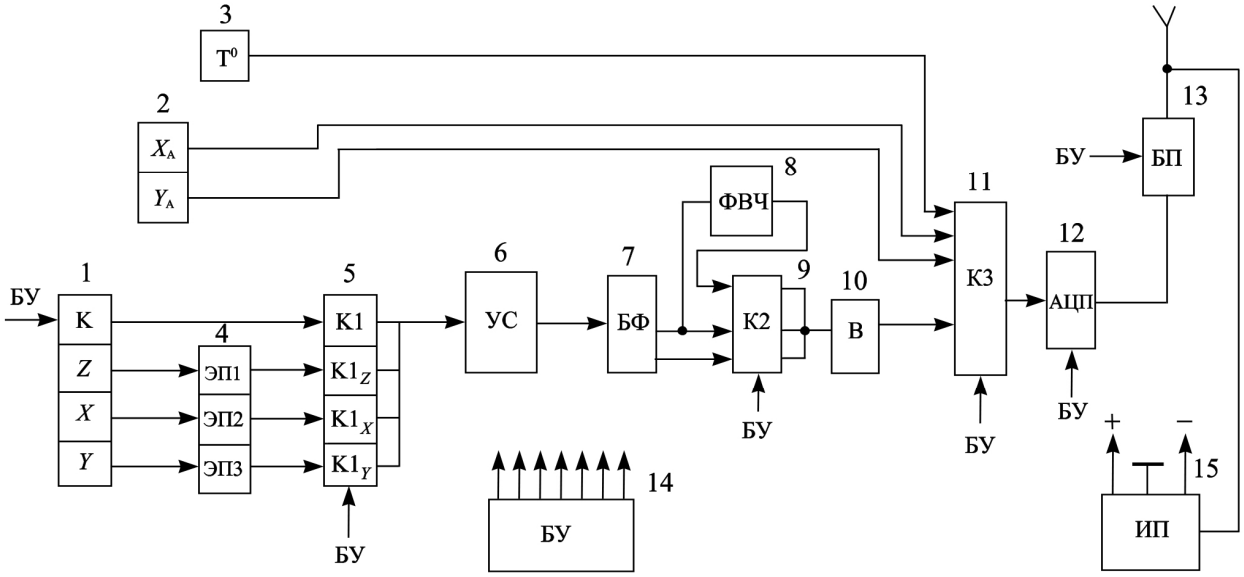


Рис. 2. Функциональная схема прибора BN-4008A

снять с них измеряемый сигнал, измерительный прибор также должен обладать высоким входным сопротивлением, что возможно при использовании повторителей напряжения на базе МОП транзисторов;

5 – ключи подключения геоакустических преобразователей к входному усилителю 6. На вход усилителя 6 так же подается калибровочный сигнал, который формируется в блоке управления БУ;

6 – малошумящий усилитель. Специально разработан для данного устройства;

7 – биквадный фильтр. Фильтры такого типа позволяют разделить всю измеряемую полосу частот 100–5000 Гц на два частотных диапазона 100–500 и 500–5000 Гц;

8 – фильтр верхних частот с частотой среза 2500 Гц. Образует третий частотный диапазон 2500–5000 Гц.

9 – ключ. Позволяет определять частотный диапазон измеряемых сигналов и коммутирует выходные сигналы фильтров;

10 – выпрямитель. Преобразует переменный ток в постоянный;

11 – ключ. Служит для подачи сигналов с геоакустических датчиков, акселерометров ориентации и температуры на аналого-цифровой преобразователь (12);

12 – аналого-цифровой преобразователь. В данной конструкции используется АЦП двухтактного интегрирования, что позволяет исключить помехи промышленной частоты 50 Гц;

13 – блок передачи информации. Содержит регистр, преобразующий на выходе АЦП параллельный код в последовательный для передачи по каротажному кабелю. Цифровые посылки модулируются частотой 16 кГц. Выходной каскад осуществляет передачу данных на наземный пульт и, далее, на COM- или USB-входы компьютера;

14 – блок управления. Производит подключение датчиков геоакустических сигналов и калибровочного сигнала ко входу усилителя (6), управляет аналого-цифровым преобразователем, ключами на его входе и блоком передачи информации 13;

15 – источник питания. Подключается к источнику внешнего питания на поверхности. Преобразует полученное однополярное напряжение в разнополярное ±5 В.

Работа прибора осуществляется следующим образом: первый такт работы – это пауза в передачи информации. Компьютер фиксирует эту паузу, что является синхронизатором в последующей передаче информации. После паузы с выхода блока передачи 13 поступает блок измеряемых параметров в следующей последовательности: $Z1$, $Z2$, $Z4$, $X1$, $X2$, $X4$, $Y1$, $Y2$, $Y4$, X_A, Y_A, T.

Где X, Y, Z – сигналы геоакустических датчиков; X_A, Y_A – сигналы акселерометров; T – температура; 1, 2, 4 – частотные диапазоны, соответственно, первый, второй, третий.

Программное обеспечение прибора включает в себя запись всего блока информации на каждой точке и её визуализацию в цифровом виде на мониторе ПК. По окончанию измерений, производится расчет информативных параметров, позволяющих определить интервалы интенсивной флюидогазодинамики. Для определения направления движения флюида в географической системе координат, необходимо наличие дополнительного файла с результатами инклинометрических измерений в исследуемой скважине, содержащего данные о зенитном угле и азимуте скважины в точках исследования. На основе полученных данных программным способом производится расчет полярных координат векторов направления потока в горизонтальной и вертикальной плоскостях для каждой точки, где были проведены измерения. В горизонтальной плоскости каждый вектор характеризуется длиной, зависящей от интенсивности сигнала и азимутом. В вертикальной плоскости, соответственно, длиной и зенитным углом.

Заключение

Предлагаемый программно-аппаратурный комплекс, помимо решения стандартных задач промысловой геофизики (Троянов и др., 2012) – выявления интервалов движения флюида, определения характера насыщенности коллекторов и т. п., – имеет дополнительную опцию – определе-

ние направления потока в горизонтальной и вертикальной плоскостях, привязанных к географической системе координат.

Решение данной задачи при эксплуатации месторождений нефти и газа является актуальной, так как может позволить сократить затраты на обслуживание нагнетательных скважин, обладающей недостаточной эффективностью.

Литература

Арбузов В.Н. Эксплуатация нефтяных и газовых скважин: Ч. 1: Учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2011. С. 53–78.

Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине. Патент РФ № 2123711. 1997.

Троянов А.К., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А. Возможности трехкомпонентного геоакустического каротажа при контроле разработки нефтяной залежи // Геофизика. 2012. № 1. С. 36–41.

Юшков И.Р., Хижняк Г.П., Илюшин П.Ю. Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений: учеб-метод. Пособие Пермь: Изд-во Перм. нац. исслед. политехн. у-та, 2013. 177 с.

УДК 550.8:553.08:53/54

О ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЯ МАГНЕТИТА В РУДЕ НА ОСНОВАНИИ СОПОСТАВЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ОМИЧЕСКОГО (ПРИ ПОСТОЯННОМ НАПРЯЖЕНИИ) И АКТИВНОГО (ПРИ ПЕРЕМЕННОМ НАПРЯЖЕНИИ ЧАСТОТОЙ 1 кГц) СОПРОТИВЛЕНИЙ

Бахтерев В.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Изучены температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном напряжении и активного сопротивления при переменном напряжении частотой 1 кГц гранат-магнетитовой руды из Гороблагодатского железорудного месторождения в интервале температур 20–800 ºС. Выявлены температуры T_o, при которых электрическое сопротивление при постоянном напряжении становится равным активному сопротивлению при переменном напряжении для образцов руд с различным содержанием магнетита *P*, %. Установлена корреляционная связь между параметром $H = T_o/20$ ºС и *P*, % вида P (Fe_3O_4, %) = 98,6 – 2,5 *H*, $R^2 = 0{,}93$.

Электрические параметры, высокая температура, постоянное и переменное напряжение, омическое и активное сопротивление, магнетит, магнетитовая руда.

ON THE POSSIBILITY OF EVALUATING THE CONTENT OF MAGNETITE IN THE ORE BASED ON THE COMPARISON OF THE TEMPERATURE DEPENDENCE OF THE OHMIC (AT CONSTANT VOVTAGE) AND OF THE ACTIVE (WHEN AC VOLTAGE FREQUENCY OF 1 kHz) ELECTRIC RESISTANCE

Bakhterev V.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In this article, we studied the dependence of the ohmic electrical resistance at a constant voltage and of the active resistance at alternating voltage (1 kHz) garnet-magnetite ore from the temperature (20–800 °C). We set the temperature (T_o), at which the electrical resistance values become equal to. This is done for all the samples with different content of magnetite (*P*, %). Established a correlation between the parameters $H = T_o/20$ ºC and *P*, %: P (Fe_3O_4, %) = 98.6 – 2.5 *H*, $R^2 = 0.93$.

Electric parameters, high temperature, constant voltage, AC voltage, ohmic and active electrical resistance, magnetite, magnetite ore.

Введение

Исследованию частотной дисперсии электрического сопротивления образцов горных пород посвящено достаточно большое количество работ, например (Воларович и др., 1965; Астраханцев, Улитин, 1968; Лебедев, Шепель, 1996). Изучена зависимость электрического сопротивления горных пород различной влажности в широком диапазоне частот. Приведено сравнение значений электрического сопротивления на постоянном токе и активного сопротивления на переменном токе. Величина сопротивления на постоянном токе всегда была больше, чем на переменном. Цитируемые и другие исследования выполнены только при нормальной температуре.

Впервые температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном напряжении и активного сопротивления при переменном напряжении (частота 1 кГц) в интервале 20–900 ºС были получены А.Б. Успенской (Успенская, 1985) при исследовании кварца различного генезиса. Для кварца всех генетических групп во всем интервале температур электрическое сопротивление, измеренное при постоянном напряжении, выше сопротивления, измеренного при переменном напряжении. Различие в значениях электрических сопротивлений, измеренных при постоянном и переменном напряжении, для отдельных образцов сохраняется до разных температур (от 600 до 800 ºС), выше которых становятся одного порядка. При нормальной температуре различие составляет 5–6 порядков. Это свидетельствует о том, что поляризационные процессы в разной мере присущи кварцам разной модификации, что обусловлено различным

содержанием газово-жидких включений и неоднородностей, которые вносят вклад в процесс поляризации.

При исследовании хромитовых руд (Бахтерев, 2005) были получены температурные зависимости электрического сопротивления для разных типов руд. Для разных образцов совпадение сопротивлений при постоянном и переменном напряжении было зафиксировано при разных температурах. Результаты измерения температурных зависимостей электрического сопротивления при постоянном и переменном напряжении одного образца гранат-магнетитовой руды приведены в работе (Бахтерев, Кузнецов, 2012б).

Научный и практический интерес к температурным зависимостям на постоянном и переменном токе объясняется тем, что они (их соотношение от температуры) не менее тесно связаны с составом и структурой вещества, чем отдельно взятые электрические параметры (Успенская, 1985; Бахтерев, 2009). Это стимулирует поиск новых физических параметров для повышения информативности при поисках и оценке качества минерального сырья. Кроме того, «совместное использование в анализе даже малоточных знаний различной природы оказывается более выгодным и эффективным, чем повышение точности какой-либо одной группы данных» (Садовский, 1968, с. 61).

Цель настоящей работы: исследовать температурные зависимости омического сопротивления при постоянном напряжении и активного сопротивления при переменном напряжении коллекции образцов магнетитовой руды и по их соотношению оценить возможность определения количества магнетита.

О некоторых особенностях электропроводности образцов при постоянном и переменном напряжении

Большинство минералов, горных пород, руд по механизму электропроводности ближе всего примыкают к диэлектрикам. Электропроводность диэлектриков характеризуется тем, что, во-первых, носителями тока являются ионы, электроны и «дырки», причем, в зависимости от температуры и величины поля в переносе тока участвуют как ионы, так и электроны последовательно или одновременно; во-вторых, при низких температурах наблюдается значительное изменение тока со временем, связанное с поляризацией (Богородицкий и др., 1965; Орешкин, 1965; Сканави, 1949). Наблюдаемое изменение тока со временем обусловлено перераспределением электрического поля в диэлектрике, скорость которого зависит от процессов, вызывающих его изменение. Установление диэлектрической поляризации (поляризация смещения) приводит к быстрому спаданию тока (доли секунды). Процесс накопления объемного заряда (релаксационная поляризация) вызывает медленное спадание тока со временем (часы, сутки). Релаксационная поляризация, в отличие от диэлектрической, тесно связана с тепловым движением поляризующихся частиц. Абсорбционные заряды в диэлектрике образуют электрическое поле, направленное противоположно приложенному полю. Это электродвижущая сила поляризации, которая уменьшает силу тока, проходящего через образец. Релаксационная поляризация может достигать значительных величин, меняется от образца к образцу за счет как количества и физико-химической природы примесей, степени неоднородности образца, так и за счет внешних факторов: времени протекания тока, напряженности электрического поля, температуры (Богородицкий и др., 1965; Сканави, 1949). «Полный ток, являющийся следствием всех этих процессов, можно разделить на спадающий со временем абсорбционный ток и не зависимый от времени остаточный ток» (Сканави, 1949, с. 382).

С повышением температуры исследуемого образца поляризация падает, так как тепловое движение препятствует упорядочению частиц, возрастают диффузия и рекомбинация, способствующие «рассасыванию» объемного заряда, уменьшается величина обратного тока, снижающего проводимость. При высоких температурах остаточное сопротивление приближается к

значению «истинного» и при некоторой температуре может стать равным ему.

При переменном напряжении стационарное распределение заряда в диэлектрике образоваться не успевает вследствие непрерывного изменения направления поля. В переменном электрическом поле с увеличением частоты уменьшается роль приэлектродных эффектов и объемной поляризации, поэтому электрическое сопротивление в этом случае меньше, чем на постоянном токе.

При высоких температурах сопротивление при постоянном напряжении (омическое) и переменном напряжении (активное) совпадают. Это свидетельствует о том, что в этой области температур (где уже нет заметного спадания тока со временем) потери определяются проводимостью, а для потерь проводимости характерно совпадение активного сопротивления при переменном напряжении и омического сопротивления при постоянном напряжении (Желудев, 1968).

Методика исследований и образцы

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, Кузнецов, 2012б). Образцы для исследований вырезали в форме кубика с ребром 0,02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20–800 °С. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температуру в системе определяли платино-платинородиевой термопарой в 0,01 м от образца. Измерения электрического сопротивления осуществляли при постоянном и переменном напряжении. Прибор для измерения электрического сопротивления на постоянном токе – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и пределами допускаемой относительной погрешности измерений от ±2,5 до 4 % в конце диапазона. В качестве прибора для определения электрического сопротивления на переменном токе использован «Измеритель LCR цифровой». Рабочая частота прибора 1 кГц.

Образцы гранат-магнетитовой руды отобраны в карьере «Центральный» Гороблагодатского железорудного месторождения.

Результаты и их обсуждение

Результаты исследований приведены на рис. 1, 2 и в таблице.

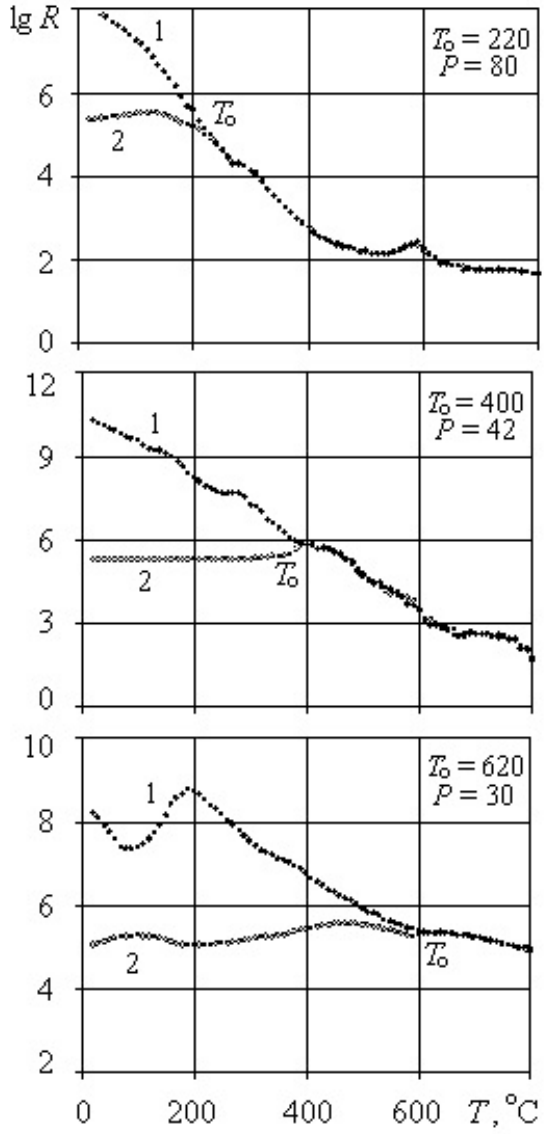


Рис. 1. Температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном (кривые 1) напряжении и активного сопротивления (кривые 2) при переменном напряжении образцов магнетитовой руды.

T_o – температура, при которой электрическое сопротивление при постоянном напряжении становится равным активному сопротивлению при переменном напряжении;

P, % – содержание магнетита в образце

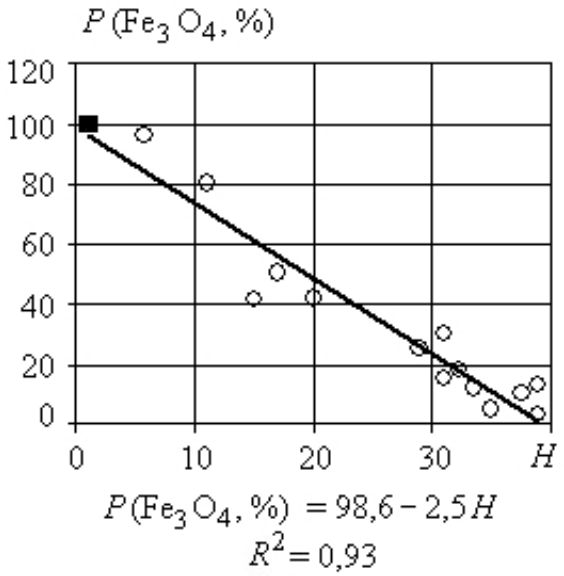


Рис. 2. Связь между температурой T_o, при которой электрическое сопротивление при постоянном напряжении становится равным активному сопротивлению при переменном напряжении, и содержанием магнетита *P*, %:
кружки – магнетитовая руда, квадрат – кристалл магнетита.
Кривая – линия корреляции *P* (Fe_3O_4, %) = *f*(*H*).
Здесь $H = T_o/20$ ºС

Таблица. Содержание магнетита в руде *P*, % и температура T_o, при которой электрическое сопротивление при постоянном напряжении становится равным активному сопротивлению при переменном напряжении

№ п/п	T_o, ºС	*P*, %
1	115	96
2	220	80
3	300	41
4	340	50
5	400	42
6	580	25
7	620	30
8	625	15
9	635	18
10	670	12
11	700	5
12	750	10
13	777	3
14	780	13

В качестве примера на рис. 1 даны типичные температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном (кривые 1) напряжении и активного сопротивления (кривые 2) при переменном напряжении образцов гранат-магнетитовой руды с различным содержанием магнетита.

При нормальной температуре (20 ºС) наблюдается большое различие сопротивлений при постоянном и переменном напряжении (достигает 3–4 порядка). Различие обусловлено влиянием сложных поляризационных процессов, происходящих в неоднородной среде. По мере нагревания образцов различие уменьшается и при достижении некоторой температуры (T_o, для разных образцов разной) становится практически одинаковым. Сопротивление на постоянном токе исследованных образцов во всем температурном интервале уменьшается на 4–6 порядков (Бахтерев, Кузнецов, 2012а). Диапазон изменений электрического сопротивления на переменном токе разный. Для некоторых исследованных образцов – сопротивление меняется в пределах одного порядка, для других образцов – достигает двух-трех порядков.

Выделим два момента. Во-первых, чем больше содержание магнетита в образце, тем ниже температура T_o, при которой сопротивление на постоянном токе становится равным активному сопротивлению на переменном токе. Во-вторых, чем выше содержание магнетита в образце, тем значительнее вариации величины активного сопротивления на переменном токе во всем температурном интервале (см. рис. 1). В связи с изложенным представляют интерес результаты исследования монокристалла магнетита. Монокристаллы магнетита были выделены В.С. Иванченко (ИГФ УрО РАН) из зеленых кристаллических сланцев (Ольховское рудопроявление, Средний Урал) и предоставлены автору для исследований. Были получены температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном напряжении и активного сопротивления при переменном на-

пряжении. Оказалось, что электрическое сопротивление при постоянном напряжении и активное сопротивление при переменном напряжении во всем температурном интервале 20–800 ºС, во-первых, совпадают, во-вторых, варьируют в пределах почти трех порядков. Параметры *P* и *H* монокристалла отклоняются от кривой *P* (Fe_3O_4, %) = *f*(*H*) исследованных образцов магнетитовой руды, что вполне естественно, из-за различия их генезиса и минерального состава.

По температурным зависимостям электрического сопротивления при постоянном и переменном напряжении определены значения температур T_o и сопоставили их с содержанием магнетита в образцах (см. таблицу и рис. 2).

Приведенные результаты справедливы для гранат-магнетитовой руды Гороблагодатского месторождения, для других типов руд и месторождений они могут отличаться в силу их генетических особенностей и минерального состава.

Автор благодарен А.Ж. Кузнецову (УГГУ), предоставившему из личной коллекции образцы магнетитовой руды для настоящего исследования, Г.А. Куприяновой (Институт Уралмеханобр), выполнившей химические анализы, В.С. Иванченко (ИГФ УрО РАН) – за предоставленные монокристаллы магнетита.

Работа поддержана Уральским отделением РАН, проект № 15-18-5-19.

Заключение

Получены температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном напряжении и активного сопротивления при переменном напряжении частотой 1 кГц образцов гранат-магнетитовой руды.

Установлена связь между температурой T_o, при которой электрическое сопротивление при постоянном напряжении становится равным активному сопротивлению при переменном напряжении, и содержанием магнетита в руде *P*, %.

Для исследованных гранат-магнетитовых руд Гороблагодатского железорудного месторождения она выражается соотношением $P(Fe_3O_4, \%) = f(H)$. Здесь $H=T_o/20$ °С.

В комплексе с полученными ранее (Бахтерев, Кузнецов, 2012а; б) эмпирическими зависимостями $\lg R_o=f(E_o)$, дающими дополнительную информацию о типоморфных признаках магнетитового оруденения (парагенезис, тип руды, минеральный состав) и пространственном положении относительно сиенитового массива исследуемых образцов, выявленная связь $P,\% = f(T_o)$, возможно, позволит оперативно (без дополнительных затрат средств и времени) оценить содержание магнетита в руде.

Литература

Астраханцев Г.В., Улитин Р.В. Комплексная электропроводность горных пород на звуковых частотах и способы ее изучения в полевых условиях // Электрометрия при поисках сульфидных месторождений. Свердловск, 1968. С. 41–47.

Бахтерев В.В. Особенности высокотемпературной электропроводности хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 8. С. 794–803.

Бахтерев В.В. Диэлектрические потери в рудообразующих хромшпинелидах в интервале температур 20–800 °С // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 840–845.

Бахтерев В.В., Кузнецов А.Ж. Высокотемпературная электропроводность магнетитовых руд в связи с их генезисом и минеральным составом (*на примере Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения)* // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53. № 2. С. 270–276.

Бахтерев В.В., Кузнецов А.Ж. Влияние Кушвинского сиенитового интрузива на электрические параметры магнетита в рудах и вмещающих породах Гороблагодатского железорудного месторождения // Уральский геофизический вестник. 2012б. № 1(19). С. 6–11.

Богородицкий Н.П., Волокобинский Ю.М., Воробьев А.А., Тареев Б.М. Теория диэлектриков. М.; Л.: Энергия, 1965. 344 с.

Воларович М.П., Валеев К.А., Пархоменко Э.И. Удельное сопротивление горных пород в постоянном и переменном элек-

трических полях // Физика Земли. 1965. № 5. С. 51–56.

Желудев И.С. Физика кристаллических диэлектриков. М.: Наука, 1968. 463 с.

Лебедев Т.С., Шепель С.И. Влияние водонасыщенности и пористости на электрические свойства пород, вскрытых Криворожской сверхглубокой скважиной (Украина) // Геофизический журнал. 1996. Т. 18. № 1. С. 62–72.

Орешкин П.Т. Электропроводность огнеупоров и релаксационные явления на барьерных слоях. М.: Металлургия, 1965. 152 с.

Садовский М.А. Насущные задачи геофизики в комплексе наук о Земле // Вестник АН СССР. 1968. № 1. С. 60–63.

Сканави Г.И. Физика диэлектриков (область слабых полей). М.; Л.: Гостоптехиздат, 1949. 500 с.

Успенская А.Б. Температурные зависимости электрического сопротивления жильного кварца оловорудных месторождений // Новые данные о минералах / Отв. редактор Г.П. Барсанов. М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 146–154.

УДК 539.2

ИССЛЕДОВАНИЕ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРУШАЮЩИХСЯ ОБРАЗЦОВ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Проведена количественная интерпретация экспериментальных данных по двум амплитудно-частотным спектрам акустической эмиссии, зарегистрированным при разрушении образца бетона. В результате исследован характер временных изменений распределений пористости и удельной внутренней поверхности.

Акустическая эмиссия, функция распределения, пористость, удельная внутренняя поверхность.

STUDY TIME CHANGE OF STRUCTURAL CHARACTERISTICS DESTROYS THE SAMPLE ACCORDING TO OBSERVATIONAL DATA OF ACOUSTIC EMISSION

Belikov V.T., Ryvkin D.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract A quantitative interpretation of the experimental data for two amplitude-frequency spectra of acoustic emission recorded at failure of specimen concrete was held. As a result, the character of the temporal changes the distributions of porosity and specific inner surface was investigated.

Acoustic emission, distribution function, porosity, specific internal surface.

Введение

Информация о временных изменениях структурных характеристик разрушающегося твердого тела может быть получена в результате анализа экспериментальных данных по наблюдениям сигналов акустической эмиссии (АЭ). Некоторые авторы (Баранов, 1990) разделяют ее на два вида: непрерывную и дискретную. Сигналы непрерывной АЭ характеризуются низкой энергией и относительно высокой частотой, поэтому быстро затухают (Грешников, Дробот, 1976). При дискретном характере АЭ энергия излучаемых упругих волн, а также их амплитуда, на много порядков превосходит энергию и амплитуду импульсов непрерывной АЭ (Баранов, 1990). Появление дискретной АЭ, спектральные характеристики которой смещены в область более низких, чем у непрерывной АЭ, частот, обусловлено возникновением и развитием макроскопических дефектов в материале (Грешников, Дробот, 1976). По этой причине именно сигналы дискретной АЭ следует использовать для изучения временных изменений структурных характеристик разрушающегося твердого тела и, в частности, горных пород. Такими характеристиками являются, прежде всего, пористость, а также рассчитанная на единицу объема поверхность, ограничивающая пространство пор и трещин – удельная внутренняя поверхность (УВП). Для проведения количественной интерпретации результатов наблюдений дискретной АЭ необходимо иметь соотношения, связывающие характеристики ее сигналов с параметрами источников. Такие соотношения могут быть получены как следствие разработанных физико-математических моделей, описывающих процессы АЭ. При этом предлагаемые модели должны быть тесно увязаны с целями исследований. Например, если мы хотим изучить характер временных изменений пористости и УВП материала, всю область твердого тела, где развиваются процессы разрушения, следует рассматривать как гетерогенную среду, состоящую, по крайней мере, из двух фаз: твердой и трещинной (газообразной). При этом источником дискретной АЭ будут в данном случае колеблющиеся межфазные поверхности, разделяющие эти фазы. Основы такого подхода и соответствующая физико-математическая модель для описания процессов АЭ были разработаны в статьях (Алейников и др., 1992; 1993). Там же были получены соотношения, характе-

ризующие функциональные связи между структурными характеристиками материала и параметрами сигналов АЭ, которые можно использовать для количественной интерпретации результатов ее наблюдений. Зависимость морфологии амплитудно-частотного (АЧ) спектра АЭ от структурных и физических характеристик разрушающегося твердого тела была изучена в работе (Беликов, 2008). В дальнейшем были сформулированы основные физические принципы и перечислены этапы процедуры реконструкции параметров среды с использованием результатов наблюдений АЭ (Беликов, 2010). Если имеются данные по АЧ спектрам АЭ, зафиксированным в различные моменты времени, их количественная интерпретация позволит исследовать особенности временных изменений структурных параметров твердого тела по мере развития процессов разрушения. К сожалению, в настоящее время экспериментальные данные по АЧ спектрам АЭ, зафиксированным на различных этапах развития процессов разрушения в образцах горных пород, отсутствуют. В то же время, подобного рода эксперименты проводятся со строительными материалами, например бетоном, структурные характеристики которого во многом схожи со структурными особенностями горных пород. В работах (Schiavi et al., 2011; Niccolini et al., 2010) проводились наблюдения сигналов АЭ при одноосном нагружении образца бетона, вплоть до его разрушения. По результатам экспериментов строились АЧ спектры АЭ для различных моментов времени. Цифровые данные по двум из них были любезно предоставлены нам одним из авторов, доктором A. Schiavi. В данной работе они использованы для изучения характера временных изменений пористости и УВП образца бетона в процессе разрушения.

Основные уравнения

В работах (Алейников и др., 1992; 1993) на основе осредненных (по объему с характерными размерами много большими характерного размера фаз) уравнений тепломассопереноса в многофазных средах были получены соотношения, описывающие процесс распространения продольных и поперечных упругих волн в гетерогенном твердом теле. Функция источника A_i в этих соотношениях, описывающая процессы генерации АЭ, вызванной колебанием межфазных поверхностей, может быть записана так (Алейников и др., 1992; 1993; Беликов, 2008; 2010)

$$A_i = \frac{1}{2} \sum_{\substack{\alpha,\beta \\ \alpha \neq \beta}} \nu_{\alpha\beta}^2 L_i^{\alpha\beta}, \qquad (1)$$

где $\nu_{\alpha\beta}$ – частота АЭ, соответствующая пульсациям межфазной поверхности $S_{\alpha\beta}$ между α-ой и β-ой фазами гетерогенной среды, определяемая так (Беликов, 2008; 2010)

$$\nu_{\alpha\beta} = \sqrt{\frac{\Delta\sigma_{\alpha\beta}\Omega_{\alpha\beta}}{\rho L^{\alpha\beta}}} \ . \qquad (2)$$

Обозначения в (1–2) следующие:
$L_i^{\alpha\beta} = L^{\alpha\beta}\, e_i^{\alpha\beta}$; $L^{\alpha\beta}$ – осредненная амплитуда колебаний межфазной поверхности $S_{\alpha\beta}$; $e_i^{\alpha\beta}$ – единичный вектор в направлении силы, действующей на единицу площади поверхности $S_{\alpha\beta}$; $\Delta\sigma_{\alpha\beta}$ – модуль осредненного вектора этой силы; $\Omega_{\alpha\beta} = S_{\alpha\beta} / V$ – УВП, соответствующая межфазной поверхности $S_{\alpha\beta}$; ρ – плотность среды; V – величина объема осреднения. Параметр $\Delta\sigma_{\alpha\beta}$ мы будем называть в дальнейшем осредненной разностью упругих напряжений на межфазной границе $S_{\alpha\beta}$. Будем предполагать, что в процессе генерации АЭ межфазная поверхность $S_{\alpha\beta}$ слабо отклоняется от положения равновесия. Тогда величина $\Delta\sigma_{\alpha\beta}$ практически совпадает с ее равновесным значением (Беликов, Рывкин, 2014а).

Для проведения количественной интерпретации экспериментальных данных по наблюдениям АЭ при разрушении образца бетона предложенную выше модель необходимо конкретизировать. С этой целью материал образца бетона будем рассматривать как двухфазную гетерогенную среду, состоящую из твердой фазы – “1”, которую мы считаем гомогенной, и газообразной фазы – “2”, представляющей собой пространство пор и трещин, заполненных газообразным флюидом. Указанные фазы разделены межфазной поверхностью S_{12},

которой соответствует УВП Ω_{12}. Тогда функция источника A_i, в соответствии с (1), может быть записана так (Беликов, 2008; 2010; Беликов, Рывкин, 2014а, б)

$$A_i = \nu_{12}^2 L_i^{12}, \quad (3)$$

а (2) примет следующий вид

$$\nu = \nu_{12} = \sqrt{\frac{\Delta\sigma_{12}\Omega_{12}}{\rho L^{12}}} = \sqrt{\frac{\Delta\sigma\Omega}{\rho L}}, \quad (4)$$

где $\Delta\sigma_{12} = \Delta\sigma$; $L = L^{12}$; $\Omega = \Omega_{12}$. Формула (4) устанавливает связь между параметрами АЧ спектра АЭ (ν и L), а также структурными и динамическими характеристиками образца бетона (Ω и $\Delta\sigma$).

Для детального изучения процессов генерации АЭ, позволяющего учесть вклад в АЧ спектр отдельных составляющих ТПП, можно ввести для них соответствующую функцию распределения (ФР). Причем в качестве основной величины, описывающей структуру ТПП, целесообразно выбрать характерный размер и ограничиться рассмотрением ФР лишь только по этому параметру, считая, что ТПП представляет собой совокупность (ансамбль) сферических полостей, радиусы которых изменяются в некотором промежутке. Границы промежутка определяются структурой среды (Беликов, 2010; Беликов, Рывкин, 2014а, б). Тогда радиус каждой сферической полости можно трактовать как характерный (эффективный) размер соответствующей составляющей ТПП. Выбор параметров ансамбля сферических полостей должен быть осуществлен таким образом, чтобы их общая поверхность, а также общий объем, сколь угодно мало отличались от значений аналогичных характеристик единицы объема образца бетона (Беликов, Рывкин, 2014а, б). Каждую из полостей мы будем рассматривать как монополь, имеющий хоть и малые (по сравнению с длиной излучаемой им волны), но конечные размеры (Исакович, 1973). Будем предполагать также, что энергия, излучаемая данным ансамблем сферических полостей в единицу времени, практически совпадает с мощностью излучения, генерируемого средой. Таким образом, звуковое поле, возбуждаемое межфазной поверхностью S^{12}, находящейся в единичном объеме образца, мы заменяем суперпозицией полей ансамбля монополей, параметры которого должны удовлетворять изложенным выше условиям (Беликов, Рывкин, 2014б). Определим нормированную ФР сферических полостей по размерам $f(r)$ как относительное их количество в единице объема, приходящееся на единичный интервал радиусов (Беликов, 2010). Если предположить, что материал образца однороден, то ФР можно считать постоянной во всем рассматриваемом объеме. Сферы с радиусами от r до $r + \Delta r$ будут соответствовать составляющим ТПП, эффективный размер которых изменяется в этих же пределах. Для этого набора сферических полостей, рассматриваемых как отдельная фаза (в рамках всего ТПП), можно, согласно (4), ввести характерную частоту. Помимо функции $f(r)$ мы будем использовать далее ФР $\tilde{f}(r)$, которую назовем ненормированной, связанную с $f(r)$ соотношением $\tilde{f}(r) = Nf(r)$, где N – общее количество излучающих сфер в единице объема с радиусами от $R_{\min}$ до $R_{\max}$ (минимальный и максимальный размеры, соответственно).

Структурные характеристики материала, такие как пористость φ и УВП Ω, могут быть выражены через ФР $\tilde{f}(r)$ следующим образом (Беликов, 2010; Беликов, Рывкин, 2010; 2014а)

$$\varphi = \frac{4\pi}{3}\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^3 \tilde{f}(r)dr; \quad \Omega = 4\pi\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^2 \tilde{f}(r)dr. \quad (5)$$

В дальнейшем нам понадобится понятие среднего (по всему ансамблю сферических излучателей) радиуса полости $\bar{r}$, который определяется так

$$\bar{r} = \frac{1}{N}\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r\tilde{f}(r)dr = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} rf(r)dr. \quad (6)$$

Расчеты и обсуждение результатов

Процедуру решения обратной задачи о восстановлении структурных характеристик материала по АЧ спектру АЭ можно подразделить на три основных этапа (Беликов, 2010). На первом должна быть проведена идентификация источников АЭ

и установлена их физическая природа. На втором этапе следует определить интервал изменения характерных размеров составляющих ТПП, которые в процессе излучения формируют наблюденный спектр АЭ. На третьем этапе необходимо задать распределение $\Delta\sigma(r)$.

Говоря о первом этапе, мы будем предполагать, что источником АЭ является колеблющаяся поверхность S_{12}, выведенная из равновесия. По поводу второго этапа отметим следующее. Непосредственная информация о границах указанного интервала в образце бетона, используемого в (Schiavi et al., 2011; Niccolini et al., 2010), отсутствует. Однако существуют данные, что средний характерный размер пор в цементосодержащих материалах составляет по порядку величины десятки микрон (Alder, 1992). Исходя из этого, мы предполагали, что излучает весь набор сферических полостей, радиусы которых изменяются в пределах от 1 до 100 мкм. Рассматривая третий этап, допустим, как было сказано выше, что межфазная поверхность S_{12} слабо отклоняется от ее равновесного положения, в этом случае незначительно будет меняться и ее кривизна. Для полостей, совершающих малые сферически-симметричные колебания, это допущение эквивалентно предположению о том, что в процессе излучения слабо меняется их радиус. В этом случае $\Delta\sigma$ для каждого r можно принять равным его минимальному значению, для которого (считая твердую фазу изотропной), в соответствии с формулой Лапласа, можно записать выражение

$$\Delta\sigma(r) = K/r, \qquad (7)$$

где $K = 2\gamma_{12}$; γ_{12} – коэффициент поверхностного натяжения (Ландау, Лифшиц, 1964; 1986).

Необходимо отметить, что зависимость (7), вообще говоря, приближенная и справедлива она только в рамках высказанных выше предположений. Мы будем использовать ее для вычисления $\Delta\sigma$, придавая при этом величине K несколько иной смысл. А именно, будем считать, что K в (7), особенно для полостей малых радиусов, является, фактически, удельной (рассчитанной на единицу площади поверхности) работой пластической деформации (Беликов, Рывкин, 2014а, б). Далее, величину K мы рассматривали как коэффициент пропорциональности и рассчитывали его значение в процессе интерпретации.

Разобьем шкалу размеров излучающих сферических полостей, а также шкалу частот в АЧ спектре АЭ, на промежутки. Если считать эти шкалы разнонаправленными (Беликов, Рывкин, 2014б), то минимальному размеру $R_{\min}$ будет соответствовать максимальная частота в АЧ спектре, а максимальному $R_{\max}$ – минимальная. Для установления соответствия между промежуточными значениями ν и r была использована линейная зависимость. Формулы для расчета поинтервальных значений ненормированной ФР $\tilde{f}(r)$, УВП Ω и пористости φ, полученные с использованием соотношений (4, 5, 7), приведены в работах (Беликов, Рывкин, 2014а, б).

Вычисления проводились в следующей последовательности. В первом приближении коэффициент K считался постоянным во всем промежутке изменения размеров излучающих сфер и определялся по данным поинтервальных значений размеров полостей, а также частот и амплитуд в АЧ спектре АЭ (там же).

При проведении расчетов во втором приближении предполагалось, что коэффициент K может принимать различные значения в каждом из интервалов разбиения шкалы радиусов. Для определения его поинтервальных значений была использована процедура, сводящаяся к поиску минимума УВП Ω при неизменном объеме фаз (там же). В качестве истинного выбирался вариант, при котором УВП была минимальной, а пористость отличалась от принятого нами ее значения $\varphi = 0{,}1$ не более чем на десять процентов. Предложенная выше методика количественной интерпретации результатов наблюдений АЭ была применена для каждого из двух АЧ спектров АЭ, зарегистрированных через $t = t_1 = 25$ мин и $t = t_2 = 36{,}1$ мин после начала нагружения образца бетона.

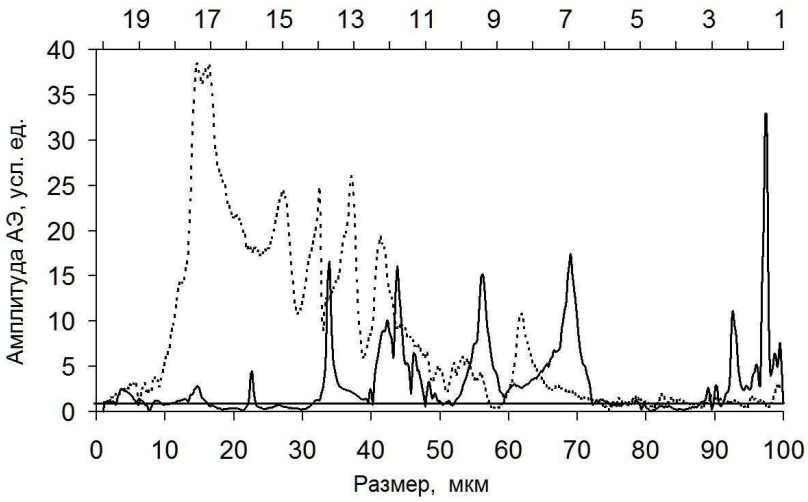


Рис. 1. Распределение амплитуд АЭ в зависимости от радиуса (размера) излучающих сферических полостей.
Верхняя шкала – частота АЭ (кГц).
Пунктир – момент времени t_1, сплошная линия – момент времени t_2

На рис. 1 приведены два распределения амплитуд АЭ в зависимости от радиуса излучающих сферических полостей r характерного размера составляющих ТПП), построенные с использованием этих спектров. На вертикальной оси отложена относительная амплитуда $L/L_0 = \mu \cdot 10^{B/20}$, где B – используемая в работах (Schiavi et al., 2011; Niccolini et al., 2010) магнитуда (в децибелах); μ – введенный для удобства постоянный множитель; L_0 – уровень отсчета амплитуды. Отметим, что ФР $f(r)$, а также рассматриваемые далее соответствующие относительные (по отношению к φ и Ω) распределения пористости и УВП, не зависят от размерности амплитуды.

Анализируя графики на рис. 1, можно отметить, что АЧ спектр АЭ при $t = t_1$ характеризуется значительной его составляющей в области высоких частот (малых характерных размеров ТПП). В момент времени t_2 в АЧ спектре АЭ происходит резкое уменьшение вклада этой области частот и увеличивается интенсивность АЭ на низких частотах, соответствующих составляющим ТПП с относительно большими r (более 40 мкм). При этом основная часть энергии излучается в окрестности характерных размеров 43,6; 55,9; 68,7; 92,4 и 97,2 мкм. Восстановленные в соответствии с описанной выше процедурой нормированные ФР второго приближения $f(r)$ для этих же моментов времени представлены на рис. 2. Сравнение графиков на рис. 1 и 2 показывает, что существует тесная связь отмеченных выше особенностей АЧ спектров АЭ с морфологией соответствующих ФР второго приближения. А именно, если при $t = t_1$ у ФР, в основном, присутствуют составляющие ТПП с относительно

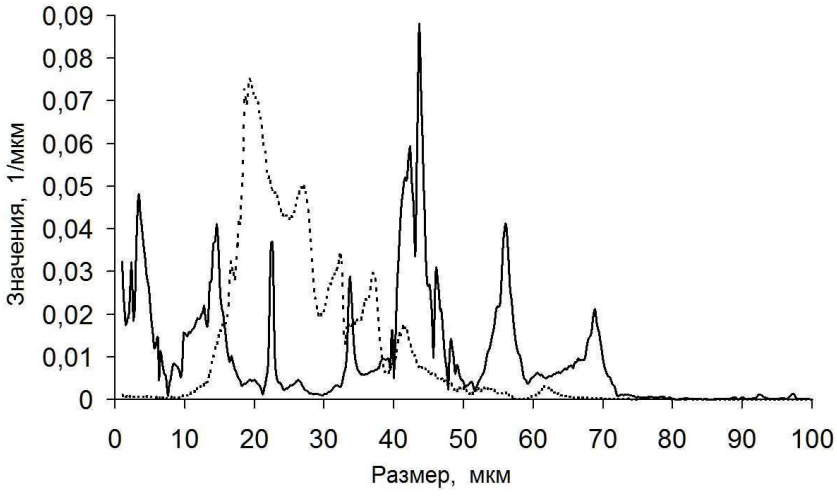


Рис. 2. Нормированная функция распределения $f(r)$ второго приближения.
Пунктир – момент времени t_1, сплошная линия – момент времени t_2

малыми характерными размерами (от 10 до 40 мкм), то в момент времени t_2 у нее появляются высокоамплитудные максимумы в промежутках 40–50, 50–60 и 60–70 мкм, несколько смещенные в сторону увеличения r по сравнению со слабыми максимумами, наблюдавшимися в этих же интервалах в момент времени t_1. Вместе с тем, при $t = t_2$ у ФР практически исчезают составляющие ТПП с характерными размерами от 15 до 40 мкм (кроме двух узких максимумов при r = 22,4 мкм и r = 33,7 мкм) и появляются локальные максимумы при r = 3,35 мкм и r = 14,6 мкм. Указанные особенности морфологии ФР позволяют говорить о том, что по мере развития процессов разрушения в образце в течение промежутка времени $t_2 - t_1$, с одной стороны, происходит слияние и укрупнение трещин с появлением в интервале от 40 до 70 мкм трех составляющих ТПП, отмеченных на графике ФР максимумами при 43,6; 55,9 и 68,7 мкм. С другой стороны, за этот же период времени возникают и растут относительно мелкие трещины, о чем свидетельствует факт появления при $t = t_2$ двух максимумов ФР, соответствующих составляющим ТПП, имеющим характерные размеры 3,35 и 14,6 мкм. То, что в процессе разрушения образца в течение промежутка времени $t_2 - t_1$ происходит слияние и укрупнение трещин, подтверждает и анализ распределений относительных значений излучающей УВП в моменты времени t_1 и t_2, представленных на рис. 3.

Сравнение этих распределений показывает, что при $t = t_1$ основной вклад в излучение вносят участки УВП из области малых характерных размеров от 10 до 40 мкм. В момент времени t_2 эти фрагменты УВП (за исключением, как и у ФР, двух узких максимумов при r = 22,4 мкм и r = 33,7 мкм) практически исчезают, а подавляющая часть интенсивности АЭ обусловлена излучением участков межфазной поверхности, соответствующих составляющим ТПП, у которых r изменяется в пределах от 40 до 80 и от 90 до 100 мкм. При этом основной вклад в УВП образца вносят ее фрагменты в окрестности характерных размеров 42,3; 43,6; 55,9; 68,7; 92,3 и 97,1 мкм. Отметим, что сделанный выше и основанный на анализе морфологии ФР вывод о том, что при $t = t_2$ возникают и растут относительно мелкие трещины, не находит четкого подтверждения в характере соответствующего распределения УВП. Это объясняется тем, что появление в момент времени t_2 у ФР двух максимумов при r = 3,35 мкм и r = 14,6 мкм практически не отражается на морфологии распределения УВП образца в силу очень малого вклада в нее составляющих ТПП небольших размеров.

Сравнение распределений относительных значений пористости для моментов времени t_1 и t_2, представленных на рис. 4, также указывает на то, что происходит процесс укрупнения трещин, сопровождающийся при $t = t_2$ смещением максиму-

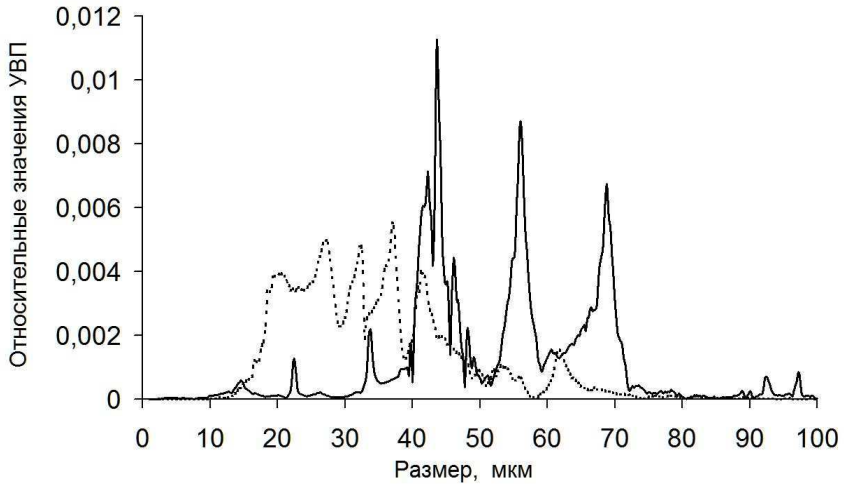


Рис. 3. Распределения относительных значений УВП. Пунктир – момент времени t_1, сплошная линия – момент времени t_2

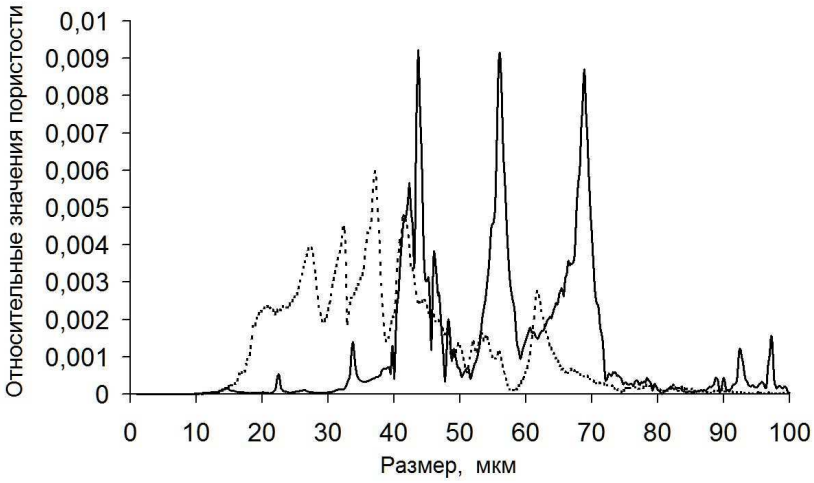


Рис. 4. Распределения относительных значений пористости. Пунктир – момент времени t_1, сплошная линия – момент времени t_2

мов в область больших характерных размеров. В результате, в момент времени t_2, основной вклад в пористость дают ее составляющие в окрестности локальных максимумов, соответствующих значениям r 42,3; 43,6; 55,9; 68,7; 92,3 и 97,1 мкм.

Обратим внимание на то, что при этих же размерах фиксируются максимумы у ФР (см. рис. 2), а также в распределении УВП (см. рис. 3). Причем в момент времени t_2 при r = 43,6 мкм наблюдается глобальный максимум как у ФР, так и у распределений пористости и УВП.

Следует отметить, что максимумы $f(r)$, а также распределений пористости и УВП при $t = t_2$, практически совпадают с максимумами амплитуды в АЧ спектре АЭ в этот же момент времени. Однако соотношение между их значениями при различных размерах в АЧ спектре и указанных распределениях неодинаково.

Следующий из анализа морфологии ФР факт появления мелких трещин с характерными размерами 3,35 и 14,6 мкм в распределении пористости, также как и в распределении УВП, не проявляется по причине, которая была указана выше. Обратим внимание на следующее важное обстоятельство. В момент времени t_2 в распределении УВП величина максимумов при 43,6; 55,9 и 68,7 мкм с увеличением размеров уменьшается, а в распределении пористости максимумы, соответствующие этим же значениям r, приблизительно одинаковы. Связано это с тем, что с ростом размеров УВП увеличивается пропорционально их квадрату, а пористость - пропорционально кубу. По этой же причине в распределении пористости отмечается более существенный рост максимумов при 92,3 и 97,1 мкм по сравнению с их относительными значениями при этих же размерах в распределении УВП. При построении распределений относительных значений пористости, мы должны использовать ту ее величину, которую имеет образец в данный момент времени. Между тем, строго говоря, пористость может меняться в процессе разрушения. Мы предполагали, что ее изменение за время $t_2 - t_1$ мало. Тогда при расчете распределений пористости при t_1 и t_2 можно считать φ одинаковой и равной принятому ее значению. Точно также мы считали, что интервал изменения характерных размеров составляющих ТПП (1–100 мкм) за время $t_2 - t_1$ не меняется. Таким образом, результаты количественной интерпретации данных по двум АЧ спектрам АЭ, зафиксированным в моменты времени t_1 и t_2, позволяют говорить о том, что по мере развития деструктивных процессов в образце происходит изменение $f(r)$, а также соответствующих распределений пористости и УВП, что является отражением перераспределения составляющих ТПП по их характерным размерам.

Сравнительный анализ морфологии $f(r)$ и указанных распределений, восстановленных на моменты времени t_1 и t_2, показывает, что развитие процессов разруше-

ния в этом временном интервале характеризуется двумя особенностями. Суть первой заключается в том, что происходит слияние и укрупнение трещин. Вторая особенность связана с тем, что продолжается образование и рост трещин малых размеров. Последнее явление, характерное для начальных этапов разрушения, однако, слабо отражается на морфологии распределений пористости и излучающей УВП. Из этих двух особенностей главной на данном этапе развития процессов разрушения в образце является первая. Иными словами, за промежуток времени $t_2 - t_1$, в основном, происходит слияние и укрупнение трещин. Этот вывод подтверждается также следующими двумя фактами. Во-первых, отношение общей УВП в момент времени t_2 к ее значению при $t = t_1$ равно 0,776, то есть по мере развития процессов разрушения УВП образца уменьшается. Во-вторых, средний (по всему интервалу от 1 до 100 мкм) характерный размер ТПП в момент времени t_1, определяемый в соответствии с (6), составляет 27 мкм, а в момент времени t_2 – 36 мкм.

Заключение

Интерпретация данных по двум АЧ спектрам АЭ, зарегистрированным через t_1 = 25 мин и t_2 = 36,1 мин после начала нагружения образца бетона, позволила построить соответствующие нормированные ФР излучающих сферических полостей по их радиусам, моделирующие распределение по характерным размерам составляющих ТПП. Кроме того, были восстановлены распределения пористости и излучающей УВП при t_1 и t_2. Сравнительный анализ морфологии ФР и соответствующих распределений пористости и УВП, в моменты времени t_1 и t_2, позволяет сделать вывод о том, что при развитии процессов разрушения в этом временном интервале, в основном, происходит слияние и укрупнение трещин, приводящее к появлению составляющих ТПП с относительно большими характерными размерами, а также уменьшению общей УВП. При наличии экспериментальных данных по АЧ спектрам АЭ, зафиксированным при большем, чем два количестве моментов времени, характер изменения структурных характеристик среды может быть восстановлен более детально. Опыт, приобретенный в ходе выполнения данной работы, будет использован в дальнейшем при количественной интерпретации результатов наблюдений АЭ в процессе разрушения горных пород. Выражаем искреннюю благодарность доктору A. Schiavi за предоставленные материалы.

Исследование выполнено за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-27-00059).

Литература

Алейников А.Л., Беликов В.Т., Немзоров Н.И., Троянов А.К. Интерпретация наблюдений сигналов акустической эмиссии на Уральской сверхглубокой скважине // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 118–126.

Алейников А.Л., Беликов В.Т., Немзоров Н.И., Акустическая эмиссия в гетерогенных средах // Дефектоскопия. 1993. № 3. С. 31–36.

Баранов В.М. Акустические измерения в ядерной энергетике. М.: Энергоатомиздат, 1990. 320 с.

Беликов В.Т. Моделирование процессов акустической эмиссии в твердом теле // Дефектоскопия. 2008. № 6. С. 77–84.

Беликов В.Т. Восстановление структурных характеристик разрушающегося твердого тела по амплитудно-частотному спектру акустической эмиссии // Дефектоскопия. 2010. № 1. С. 56–63.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Использование амплитудно-частотного спектра акустической эмиссии для восстановления функции распределения трещин по размерам // Дефектоскопия. 2010. № 10. С. 26–33.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Использование данных наблюдений акустической эмиссии для изучения структуры горных пород // Уральский геофизический вестник. 2014а. № 1. С. 11–21.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Изучение структурных характеристик твердого тела по данным наблюдений акустической эмиссии // Уральский геофизический вестник. 2014б. № 2. С. 13–21.

Грешников В.А., Дробот Ю.Б. Акустическая эмиссия. М.: Издательство стандартов, 1976. 272 с.

Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 496 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 736 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. М.: Наука, 1964. 568 с.

Alder P. M. Porous media: geometry and transports. Stoneham: Butterworth-Heinemann, 1992. 544 p.

Niccolini G., Schiavi A., Tarizzo P., Carpinteri A., Lacidogna G., Manuello A. Scaling in temporal occurrence of quasi-rigid body vibration pulses due to macro-fractures // Journals of the American Physical Society – Physical Review E. 2010. V. 82 (4). 046115. P. 1–5.

Schiavi A., Niccolini G., Tarizzo P., Carpinteri A., Lacidogna G., Manuello A. Acoustic emissions at high and low frequencies during compression tests in brittle materials // Strain. 2011. V. 47 (Supp l.2), P. 105–110.

УДК 550.83.017

О СПОСОБЕ ПОСТРОЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

Бызов Д.Д., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрен вопрос о выборе «плотности вмещающей среды» (плотности относимости) при построении региональных моделей земной коры и верхней мантии. Предложена схема вычисления избыточной плотности неоднородных элементов модели на фоне переменной плотности вмещающих пород. Разработан практический алгоритм вычисления фрагментарных аномалий гравитационного поля от отдельных частей модельного пласта с переменной плотностью. Показано, что избыточная плотность элементов внутри слоя, отнесенная к переменной по глубине «гидростатической» плотности нормальной модели, имеет существенно меньшую величину по всей глубине расчетной области и минимизирует гравитационное влияние плотностного контакта обрамляющих границ криволинейного слоя.

Неоднородный слой с криволинейными границами, прямая задача гравиметрии, нормальная плотностная модель.

ONE METHOD OF DENSITY MODELS CONSTRUCTION FOR INHOMOGENEOUS LAYERED MEDIA

Byzov D.D., Kolmogorova V.V., Ladovskiy I.V., Martyshko P.S., Tsidaev A.G. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. We consider the background density selection problem, which occurs in the Earth crust and upper mantle regional modeling process. Method of excessive density selection for the models structural elements with respect to background density is offered. Practical algorithm is developed, it is based on the partial gravity anomalies calculation for separate parts of model layer with variable density. We showed that the excessive density inside the layer has much lower value on all depths than the “hydrostatical” density of normal model and minimizes gravity effect of density boundary.

Inhomogeneous layer with curvilinear boundaries, direct gravity problem, normal density model.

Введение

В практике гравитационного моделирования зачастую используют прием разделения суммарного поля по отдельным слоям (и блокам) неоднородной плотностной модели. Расчет гравитационных аномалий от элементов известного плотностного фрагмента и введение соответствующей поправки в наблюдённое поле получило название «геологического редуцирования» (Фотиади и др., 1990). Как правило, подобным образом исключается вклад осадочного чехла (реже – кристаллической земной коры) с тем, чтобы из разности аномалий выделить глубинную (мантийную) составляющую гравитационного поля (Куприенко и др., 2007; Мартышко и др., 2011; Павленкова и др., 1991). При этом возникает проблема выбора «плотности вмещающей среды» (плотности относимости) для вычисления и надлежащего учета фрагментарных аномалий как от глубинных, так и приповерхностных объектов. Решение этой проблемы имеет важное значение для разработки устойчивых методов разделения наблюденного поля по глубине и построения послойных плотностных моделей кристаллической земной коры и верхней мантии.

Аномальное гравитационное поле от однородного изолированного включения вычисляется по скачку его плотности относительно плотности вмещающих пород. Для сложно построенных моделей неоднородных сред практически невозможно однозначно определить избыточную плотность какого-либо отдельного фрагмента относительно переменной плотности вмещающей среды. Соответственно, в реальности выбирают самый простой путь решения проблемы. Плотность «вмещающей среды» для модели неоднородного слоя

приравнивают к некоторой постоянной величине. Это либо нулевая (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995), либо средневзвешенная плотность слоя (Дружинин и др., 2000а; Мартышко и др., 2011), либо максимальная плотность мантийных блоков (Куприенко и др., 2007; 2010). Относительно принятой постоянной рассчитывают избыточную плотность для всей совокупности неоднородных элементов внутри слоя. Однако следует учесть гравитационное влияние и внешних границ обрамления слоя. К аномалиям от источников внутри слоя обязательно добавится составляющая фона от плотностного контакта на внешних границах. Для плоских границ аномальный гравитационный эффект равняется нулю; для криволинейных – появляется переменная составляющая уровня фона гравитационных аномалий (Мартышко и др., 2010). Амплитуда составляющей переменного фона пропорциональна скачку плотности на внешних границах криволинейного слоя. В таком случае не только морфология границ обрамления, но и перепад плотности в приграничной области имеет решающее влияние на результат выделения из суммарного поля собственно аномалий от плотностных неоднородностей внутри слоя, ограниченного криволинейными границами.

Задача геологического редуцирования

Решение задачи геологического редуцирования предусматривает вычисление аномального поля от изначально заданной конфигурации модельных плотностных фрагментов. Их влияние учитывается исключением (редукцией) фрагментарных аномалий из общего поля модели. Амплитуда редуцируемых аномалий зависит от соотношения между плотностью исключаемого объекта и плотностью пород сопредельных областей. В настоящей работе предлагается способ построения переменной «плотности вмещающей среды», на фоне которой вычисляется избыточная плотность элементов неоднородной плотностной модели. Предлагаемый алгоритм позволяет корректно рассчитать, а затем и исключить влияние плотностных слоев с криволинейными границами раздела и переменной плотностью.

Аномальное гравитационное поле от некоторой области D с плотностью σ_D вычисляется по интегральной формуле:

$$\Delta g(\mathbf{r}_A) = -f\frac{\partial}{\partial z_A}\iiint\limits_D \frac{\sigma_D(\mathbf{r}_P)-\sigma_0(\mathbf{r}_P)}{|\mathbf{r}_A-\mathbf{r}_P|}dV_P, \quad (1)$$

где f – гравитационная постоянная; $\mathbf{r}_A$, $\mathbf{r}_P$ – радиус-векторы точки наблюдения A и текущей точки интегрирования P внутри масс; σ_D – плотность внутри области D; σ_0 – плотность вмещающей среды (далее плотность относимости), относительно которой находится избыточная плотность в каждой точке области D:

$$\Delta\sigma_D = \sigma_D(\mathbf{r}_P) - \sigma_0(\mathbf{r}_P).$$

Амплитуда и градиент модельного поля Δg линейно зависит от избыточной плотности $\Delta\sigma_D$. И, в соответствии с принятым распределением плотности относимости $\sigma_0(\mathbf{r}_P)$, будет меняться не только форма, но и знак расчетной аномалии (1).

Для исключения гравитационного эффекта области D формула (1) предписывает выполнение очевидного действия: значение фактической плотности σ_D внутри области следует поменять на плотность вмещающей среды σ_0:

$$\sigma_D(\mathbf{r}_P) \to \sigma_0(\mathbf{r}_P);$$
$$\Delta\sigma_D \to 0; \quad P \in D. \quad (2)$$

В случае однородной плотности вмещающей среды $\sigma_0(\mathbf{r}_p) = \sigma_0 = \text{const}$ подобная замена не представляет технических трудностей, а решение (1) и (2) задачи геологического редуцирования однозначно определено: вклад исключенной из гравитационной модели области D равен нулю. Если же неоднородная геологическая среда моделируется набором соприкасающихся тел $D(k)(k=1,2\ldots.)$ с различной плотностью $\sigma(k)$ (что и реализуется в большинстве практических случаев), то задача становится намного сложнее. Даже если плотность $\sigma_D(k)$ внутри каждого отдельного объекта $D(k)$ известна или предполагается таковой, то «плотность вмещающей среды σ_0» для совокупного ансамбля неоднородных тел требует уточнения. Невозможно определить нулевую избыточную плотность (2)

отдельного редуцируемого фрагмента неоднородной среды, так как при замещении $\sigma_D(k) \rightarrow \sigma_0$ появится составляющая переменного фона исключаемых аномалий. Поэтому, выбор обобщающего распределения плотности относимости σ_0 следует унифицировать таким образом, чтобы для всей совокупности элементов $D(k)$ неоднородной модели минимизировать расчетные значения избыточной плотности $\Delta\sigma_D(k)$ и уменьшить составляющую переменного фона редуцируемых аномалий.

Нормальная плотность региональной модели

Нормальная плотностная модель региона рассматривается как часть верхней оболочки планетарной модели Земли, поэтому принципы их построения должны быть взаимосвязанными. Кроме того, региональная модель должна отражать специфику глубинного строения исследуемой территории, сохраняя значимость интегральных оценок петрофизических параметров различных геологических провинций. Обоим этим требованиям, в какой-то мере, удовлетворяет плотностная модель для горизонтально-однородной слоистой среды, наследующая как планетарные, так и региональные признаки.

Приведение инструментально измеренных значений силы тяжести к аномалиям Фая (аномалиям в свободном воздухе) фактически решает вопрос о выборе плотностной модели Нормальной Земли – планетарной модели гидростатически равновесного сфероида с эквивалентным распределением масс. Распределение плотности «жидкого» сфероида зависит только от расстояния до притягивающего центра. Конфокальные поверхности постоянной плотности имитируют слоистую структуру оболочек планетарной модели (Картвелишвили, 1982). При переходе к задачам регионального масштаба сфероидальный сегмент внешней оболочки (литосферы) фактически заменяется моделью плоского слоя. Это наиболее распространенный формат региональных построений (Красовский, 1989; Дружинин и др., 2000а; Павленкова и др., 1991; Куприенко и др., 2007; Дружинин и др., 2014). Соответствующий одномерный аналог нормального распределения плотности в плоском слое $\sigma_0(z)$ будет зависеть только от глубины. Для конкретной территории параметры одномерной зависимости уточняются по имеющимся данным региональных геолого-геофизических работ. Причем безусловный приоритет сохраняют сейсмические методы исследований (Павленкова и др., 1991; Романюк, 1995).

Например, можно исходить из априорно заданных значений объемной плотности для модели начального приближения, построенной по сейсмогеологическим и скоростным разрезам (Мартышко и др., 2012; Дружинин и др., 2014). В таком случае нормальную (одномерную) модель неоднородного плоского слоя восстанавливают усредненными значениям плотности по набору горизонтальных сечений. Шаг по глубине между секущими плоскостями определяется минимальной мощностью плотностных неоднородностей; горизонтальный базис усреднения задается рамками модельного планшета.

Поскольку давление, как и плотность в горизонтально-однородной модели слоистой среды, зависит только от глубины, то усредненную модель плоского слоя с одномерным распределением плотности можно назвать «условно гидростатической» (Красовский, 1989).

При вычислении избыточной плотности относительно одномерно-гидростатического распределения нормальной модели не требуется вводить поправку за постоянную составляющую расчетного поля: аномальная часть на любом глубинном срезе всегда будет отнесена к нулевому уровню. Сравнительно с редукцией на постоянную плотность, надгидростатические добавки избыточной плотности имеют существенно меньшую амплитуду и минимизируют компенсационные составляющие расчетного поля от отдельных фрагментов на любой глубине.

В дальнейшем будем придерживаться следующей терминологии. Первичную модель неоднородного слоя с горизонтальны-

ми внешними границами назовем основной или опорной моделью. Плотность опорной модели задается в абсолютных единицах. Усредненная по горизонтальным сечениям плотность неоднородного пласта принимается за плотность горизонтально-слоистой нормальной модели. Плотность нормальной модели зависит только от глубины; относительно нее вычисляется избыточная плотность аномалиеобразующих тел на всех горизонтальных срезах. Основную модель с исключенным каким-либо плотностным фрагментом назовем редуцированной. Амплитуда редуцируемых аномалий зависит от избыточной плотности исключаемых объектов. В той же степени будет изменяться и остаточное поле модели. Проявление скомпенсированных аномалий фона при переходе от основной к редуцированной плотностной модели покажем на тестовом примере.

Тестовый пример

По схеме «геологического редуцирования» плотность исключаемого фрагмента в неоднородном слое замещается плотностью нормальной модели, принимаемой за плотность относимости σ_0. Редукция приповерхностных аномалий в неоднородном слое с параметрами, близкими к модели земной коры, позволяет оценить степень привнесенных искажений поля только за счет выбора плотности относимости, которая, в некотором смысле, отождествляется с плотностью «вмещающей среды».

На рис. 1а (цветная вкладка) представлен схематический плотностной разрез глубиной до 80 км. Такой разрез воспроизводит основные черты модели глубинного строения земной коры и верхней мантии по одному из широтных пересечений Уральского региона (Дружинин и др., 2000б; Мартышко и др., 2011). Приповерхностная прямоугольная вставка с плотностью σ_D = 2,2 г/см^3 имитирует фрагмент низкоплотностного осадочного чехла (структурной впадины); нижележащий слой с криволинейной границей соответствует кристаллическому фундаменту с плотностью σ_F = 2,8 г/см^3; глубинный горизонтальный пласт с переменной плотностью моделирует тяжелые мантийные блоки с плотностью $\sigma_M \in$ (3,2–3,4) г/см^3.

Справа от разреза вынесена колонка горизонтально усредненных значений плотности нормальной модели. Усреднение выполняется по числу сеточных элементов модели, аппроксимирующих плотностные неоднородности разреза в пределах каждого слоя.

Для приповерхностного включения подстилающие породы однородного фундамента являются вмещающей средой. Избыточная плотность включения $\Delta\sigma_D = \sigma_D - \sigma_F$ = -0,6 г/см^3 формирует локальную отрицательную аномалию на общем региональном фоне глубинных масс. Мы проанализировали четыре практически применяемые схемы замещения плотности σ_D на плотность относимости σ_0 и сопоставили между собой полученные результаты. Плотность относимости – это внешний параметр гравитационного моделирования, но от его значения зависят амплитуда, форма и даже знак расчетных аномалий отдельных плотностных фрагментов. В суперпозиции аномалий обязательно проявится составляющая фонового поля. Для модели неоднородного слоя с горизонтальными границами обрамления фоновая составляющая поля – постоянная величина, которая исключается из схемы интерпретации. Если же граница слоя криволинейна, то составляющая фона будет переменна. Эти переменные составляющие фона проявляются при расчетах гравитационного поля от каждого криволинейного слоя, но компенсируют друг друга в результирующей модели плоского литосферного пласта. Поскольку при интерпретации гравитационных аномалий не задействованы составляющие компенсационного фона, то их влияние необходимо свести к минимуму.

На рис. 1б (цветная вкладка) приведен теоретически возможный вариант исключения приповерхностной аномалии, когда плотность приповерхностной неоднородности заменяют плотностью однородного фундамента, в соответствии с формулой (2): $\sigma_D \to \sigma_F$ = 2,8 г/см^3. Поле редуцированной модели (кривая 2 на рис. 1б, цветная

вкладка) с точностью до постоянного фона совпадает с полем глубинных мантийных блоков.

Любая редукция относительно иной плотности относимости, замещающей σ_D, приводит к появлению дополнительной составляющей некомпенсированных остатков гравитационных аномалии. Варианты схемы «геологического редуцирования» для трех значений плотности относимости и сравнение величин редуцированных аномалий показаны на рис. 1в (кривые 3, 4, 5, цветная вкладка). Здесь же пунктиром продублирована кривая 2 теоретической модели.

Из приведенной на рис. 1в (цветная вкладка) схемы редуцированных остатков видно, что минимальное отклонение от теоретической модели (кривая 2) вносит избыточная плотность, заданная относительно гидростатической плотности: $\sigma_D \rightarrow \sigma_0(z)$ = 2,66 г/см^3. В этом случае эффект нескомпенсированной отрицательной аномалии проявляется весьма незначительно (кривая 3). Редукция на средневзвешенную плотность $\sigma_D \rightarrow \sigma_{ср}$ = 3,09 г/см^3 дает сравнительно заметную перекомпенсацию остаточной аномалии (кривая 4). Чем выше избыточная плотность (с учетом знака) редуцируемого объекта, тем больше искажений вносится в остаточное поле гравитационной модели. Совершенно неприемлема редукция низкоплотностных объектов осадочного чехла относительно мантийной плотности: $\sigma_D \rightarrow \sigma_M$ = 3,4 г/см^3. Здесь мы имеем дело уже с двукратной перекомпенсацией остаточной аномалии (кривая 5).

Еще хуже редукция относительно нулевой плотности «вмещающей среды». В данном примере, при мощности включения 5 км, в остаточное поле редуцируемых аномалий добавляется отрицательная составляющая переменного фона более 400 мГал.

Градиентная модель литосферы Тимано-Печерской плиты

Региональные плотностные модели земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы) чаще всего имеют форму неограниченного по простиранию пласта с горизонтальными границами обрамления. И как мы ранее отмечали, такое ограничение является непременным условием для вычисления гравитационных аномалий от неоднородного слоя с точностью до постоянной составляющей фона. Не возникает вопроса и с выбором плотности относимости (или «плотности вмещающей среды») для плоской модели литосферного слоя. Это может быть любая постоянная величина, относительно которой вычисляется избыточная плотность для всех элементов неоднородной модели.

Мы предлагаем рассматривать подобранное (по заданному полю) распределение плотности в неоднородном слое с горизонтальными границами как предварительный этап решения задачи гравитационного моделирования. Для разделения суммарного гравитационного поля на фрагментарные составляющие от разнесенных по глубине криволинейных слоев, следует заменить постоянную плотность относимости для каждого слоя на одномерное распределение гидростатической плотности нормальной модели. Это не изменит переменную составляющую подобранного поля, но приведет к существенному уменьшению компенсационного фона разделенных аномалий. Алгоритм вычисления полей от 3D слоев с переменной плотностью и криволинейными границами разработан на основе сеточных технологий трехмерного гравитационного моделирования (Мартышко и др., 2013а, б). Способ исключения (редуцирования) аномалий поля от слоев с криволинейными границами и переменной плотностью покажем на практическом примере.

Плотностная модель литосферы Тимано-Печорского региона опирается на пространственный каркас двумерных скоростных и сейсмоплотностных разрезов, покрывающих градусную трапецию с координатами 59–68° с.ш. и 48–64° в.д. (Дружинин и др., 2014). Глубина разрезов соответствует первому региональному уровню изостатической компенсации около 80 км (Дружинин и др., 2000б). Интерполированные с разрезов исходные значения двумер-

ных плотностей представлены матричным массивом трехмерного «цифрового» параллелепипеда в формате сеточных функций (Мартышко и др., 2012).

Вычисляя средние значения по горизонтальным срезам плотностного параллелепипеда, получаем зависящую только от глубины гидростатическую плотность $\sigma_0(z)$ нормальной модели. На рис. 2 (цветная вкладка) показан фрагмент опорной плотностной модели Тимано-Печорской плиты в сечении по сейсмическому геотраверсу «РУБИН 1» и распределение по глубине соответствующей «гидростатической» плотности нормальной модели. Для средневзвешенной плотности литосферного слоя мощностью 80 км получено значение $\sigma_{ср}=3,09$ г/см^3; максимальная плотность мантийных блоков составляет σ_M = 3,4 г/см^3 (на рисунке эти постоянные выделены красными прямыми линиями).

Как видно из рис. 2, перепад плотности по глубине меняется в достаточно широких пределах: 2,2–3,4 г/см^3. Такому диапазону переменных значений невозможно сопоставить одну постоянную средневзвешенную (или иную) плотность, адекватно описывающую гравитационные модели отдельных фрагментарных частей неоднородного слоя. Вместе с тем, изменение максимальных и минимальных значений плотности по глубине, в общих чертах, повторяет гидростатическая плотность $\sigma_0(z)$ нормальной модели. Поэтому она дает более представительные оценки для избыточной плотности аномальных масс на разных глубинах. Так при $\sigma_{ср}$ = 3,09 г/см^3 избыточная плотность сеточный элементов слоя меняется в интервале $\Delta\sigma$ = (0,31–0,89) г/см^3; интервал изменения «надгидростатических» добавок значительно уже $\Delta\sigma$ = (0,2–0,4) г/см^3. Тем самым уменьшится амплитуда расчётных аномалий гравитационного поля для одних и тех же фрагментарных частей неоднородной плотностной модели.

Трехмерная плотностная модель, построенная в виде цифрового параллелепипеда послойно-интерполированных значений плотности, открывает дальнейшую возможность использования высокоэффективных методов гравитационного моделирования. Расчетное поле от исходной модели не совпадает с наблюденным. Невязка полей минимизируется в процессе решения линейной обратной задачи гравиметрии итерационным методом локальных поправок с адаптивной регуляризацией (Мартышко и др., 2013б). Устойчивый алгоритм послойной линейной инверсии реализован в классе двумерных корректирующих добавок с нулевым средним значением. Плотность физической модели восстанавливается мультипликативной функцией плотности нормальной модели и латеральной корректирующей добавки. В таком случае характер изменения подобранной плотности по глубине остается неизменным.

На рис. 3 (слева, цветная вкладка) построено искомое распределение послойно-подобранной плотности в том же формате сеточного параллелепипеда, что и на рис. 2. По принятой терминологии такой «сеточный параллелепипед» будем называть опорной (или основной) градиентной плотностной моделью.

Градиентная плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры. При решении задач тектонического районирования возникает необходимость перейти от трехмерного распределения плотности континуальной модели к некоторому содержательному набору структурных геологических границ, разделяющих слои и блока с постоянной или переменной плотностью. Разделение литосферного слоя на отдельные сейсмо-структурные комплексы предусматривает и соответствующее разделение полей гравитационной модели. Сеточный формат полученного выше решения обеспечивает простоту алгоритмической реализации и физическую наглядность ожидаемого результата.

Редуцированная модель трехслойной литосферы

Упорядоченные элементы плотностной модели литосферы организованы в иерархическую систему слоисто-блоковых

структурных комплексов. Конфигурация межблочных границ лежит в основе построения региональных схем тектонического районирования и оконтуривания геологических структур (Дружинин и др., 2009; 2014). По характерному скачку сейсмических и плотностных параметров прослеживают две основные, регионально выдержанны, структурные границы – поверхность фундамента и поверхность Мохо. Положение предполагаемой кровли консолидированного фундамента определялось скоростными уровнями (5,6–5,8) км/с; положение кровли мантии – уровнями (7,75–8,25) км/с. Эти границы разделяют литосферный слой на три неоднородных плотностных фрагмента: осадочный чехол, кристаллическую земную кору и верхнюю мантию (рис. 3а, б, в). Для вычисления глубин $z(x, y, \sigma)$ структурной поверхности производится выборка сеточных значений плотности основной модели (см. рис. 3) в заданном интервале (σ_{min}–σ_{max}) с последующей пересортировкой полученного массива данных по глубине

$$z(x, y, \sigma) = \inf_{(z)} [z(\sigma(x, y)); \quad (3)$$
$$\sigma_{min} \le \sigma(x, y) < \sigma_{max}], \; z > 0.$$

Выборочный интервал значений плотности относится к породам нижележащего слоя. После сортировки в выборке остаются минимальные плотности сеточных ячеек, примыкающих к границе (3). Отметки глубин приграничных элементов воспроизводят рельеф структурной поверхности $z(x, y, \sigma)$. На рис. 4 (цветная вкладка) представлены схематические карты рельефа подошвы осадочного чехла и кровли верхней мантии. Извлечение данных по алгоритму (3) выполнено в следующих диапазонах: (σ_{min}–σ_{max}) = (2,67–2,86) г/см^3 для подошвы осадочного чехла и (σ_{min}–σ_{max}) = = (3,24–3,42) г/см^3 для кровли верхней мантии. Последовательное исключение сеточных элементов трехмерной плотностной модели в интервалах глубин между указанными поверхностями позволяет выделить структурные элементы отдельных литосферных слоев (см. рис. 3а, б, в). Гравитационный эффект для каждого из них рассчитывается в рамках модели криволинейного пласта с переменной плотностью.

Обозначим через H мощность литосферного пласта; F и M – разделяющие его промежуточные границы. Результирующее модельное поле на дневной поверхности представим суммой аномалий от трех слоев

$$\Delta g(x_A, y_A, 0) = f \iint dx_P dy_P \times$$
$$\times \left(\int_0^{F(x,y)} + \int_{F(x,y)}^{M(x,y)} + \int_{M(x,y)}^{H} \right) \mathrm{K}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_P) \times \quad (4)$$
$$\times [\sigma(x_P, y_P, z_P) - \sigma_0(z_P)] dz_P,$$

где $\mathrm{K}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_P)$ – интегральное ядро Пуассона формулы (1)

$$\mathrm{K}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_P) = -\frac{d}{dz_A} \left(\frac{1}{|\mathbf{r}_A - \mathbf{r}_P|} \right) z_{A=0} =$$
$$= \frac{z_P}{[(x_A - x_P)^2 + (y_A - y_P)^2 + z_P^2]^{3/2}}.$$

Формула (4) дает возможность практической реализации схемы (2) задачи «геологического редуцирования» для переменной плотности криволинейных слоев. Избыточная плотность элементов внутри каждого слоя вычисляется относительно интервальных значений гидростатической плотности $\sigma_0(z)$ нормальной модели. Чтобы исключить гравитационное влияние отдельного слоя, достаточно приравнять его трехмерную плотность к одномерной гидростатической плотности вмещающей среды.

Слой с переменной плотностью, ограниченный поверхностью фундамента $F(x, y)$ и поверхностью верхней мантии $M(x, y)$, моделирует строение кристаллической земной коры. Это часть сеточной модели литосферного слоя. Оставляя в формуле (4) интеграл от избыточной плотности земной коры, мы исключаем из расчетов гравитационное влияние чехла и мантии. На рис. 5а (цветная вкладка) приведена плотностная модель земной коры, построенная путем бланкирования сеточных элементов основной модели выше и ниже границ F и M. Здесь же приведены расчетные аномалии гравитационного поля. Поле на рис. 5б вычислялось по избыточной плотности, вы-

численной относительно интервальных значений гидростатической плотности $\sigma_0(z)$ нормальной модели; поле на рис. 5в – относительно постоянного значения средневзвешенной плотности $\sigma_{ср}$ основной модели. Из результатов вычислений следует, что любое постоянное значение плотности относимости по сравнению с гидростатической плотностью нормальной модели приводит к завышению расчетных амплитуд аномалий гравитационного поля. Так, в одном случае (см. рис. 5б) интервал значений поля составляет $\Delta g \in$ (-68 – +50) мГал; в другом (см. рис. 5в) – в полтора раза выше $\Delta g \in$ (-86 – +81) мГал.

Амплитуда переменного фона разделенных аномалий пропорциональна скачку плотности на границах раздела «чехол-кора» и «кора-мантия». Переменная по глубине гидростатическая плотность $\sigma_0(z)$ минимизирует величину приграничного скачка плотности и, следовательно, уменьшает влияние плотностного контакта на внешних границах криволинейного слоя.

Проблема, затронутая в настоящей работе, касается обоснования способа вычисления и надлежащего учета гравитационного эффекта структурных (криволинейных) поверхностей, разделяющих слои с переменной плотностью. Поле плотностной границы задается перепадом сопредельных плотностей выше- и нижележащих слоев. На внутренних межфрагментарных границах плотность меняется за счет напластования пород в их естественном залегании, и величина избыточной плотности в приграничной зоне однозначно определена. На внешних криволинейных границах обособленного слоя избыточная плотность вычисляется относительно модельного (выбранного интерпретатором) распределения «плотности вмещающей среды» (Мартышко и др., 2010). Соответственно, в расчетном поле появится переменная составляющая фона, пропорциональная скачку плотности на внешних границах слоя. В таком случае не только морфология границ обрамления, но и априорно заданная плотность относимости «вмещающей среды» будут иметь решающее значение на результат количественного эксперимента и разделения суммарного поля по отдельным слоям неоднородной плотностной модели.

Рельеф сейсмических структурных поверхностей уточняется по результатам гравитационного моделирования (Голиздра, 1988). Корректное вычисление гравитационных аномалий от неоднородной плотностной модели и ее отдельных частей предопределяет обоснованность последующих выводов геологической интерпретации. Особую актуальность данная проблема приобретает в свете задач построения гравитационной модели продуктивных горизонтов верхней части геологического разреза. Так, переменный рельеф подошвы осадочного слоя, равно как и переменная плотность пород подстилающего фундамента, может полностью замаскировать оценку перспективных аномалий локальных зон на переменном уровне гравитационного фона неоднородного плотностного контакта региональной границы.

Заключение

Разработан метод выбора «плотности относимости» для модели сложно построенной геологической среды с переменной плотностью и алгоритм вычисления аномального поля от неоднородных плотностных фрагментов. Показано, что выбор зависящей от глубины гидростатической плотности $\sigma_0(z)$ нормальной модели минимизирует влияние плотностного контакта на внешних границах обособленного криволинейного слоя. Это позволяет корректно разделить гравитационные эффекты от отдельных фрагментов неоднородной плотностной модели и сопоставить аномалии разделенных полей по всей глубине расчетной области.

Эффективность алгоритма продемонстрирована на тестовом и практическом примерах. Построена сеточная модель трехмерного распределения плотности в земной коре Тимано-Печорского региона.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ (№ 14-27-00059).

Литература

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр. 2000а. № 2. С. 2–6.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин И.И., Бахвалов А.Н. Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник. 2000б. № 1. С. 56–60.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю, Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104–112.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с.

Голиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1988. 212 с.

Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1982. 95 с.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 246 с.

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 5. С. 3–27.

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 6. С. 175–214.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.

Мартышко П.С, Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. Методика и результаты создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // Динамика физических полей Земли. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 9–30.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 30–34.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Осипов В.Ю., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Методика и новые сеточные алгоритмы построения 3d плотностных моделей // Геофизика. 2013а. № 1. С. 41–47.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии наук. 2013б. Т. 450. № 6. С. 702–707.

Павленкова Н.И., Егорова Т.П., Старостенко В.И., Козленко В.Г. Трехмерная плотностностная модель литосферы Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 4. С. 3–23.

Романюк Т.В. Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.

Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 6. С. 44–63.

Фотиади Э.Э., Захарова Т.Л., Ладынин С.А., Тычков С.А., Шарловская Л.А. Основные черты структуры и динамики литосферы Сибири по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, Сибирское отд-ние, 1990. Вып. 738. 116 с.

УДК 550.83.017

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ 2D ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ С УЧЕТОМ УСЛОВИЯ ИЗОСТАТИЧЕСКОЙ КОМПЕНСАЦИИ НА ГЛУБИНЕ

Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе рассматривается оригинальная поэтапная методика для построения двумерных слоисто-блоковых плотностных моделей вдоль исследуемых профилей с использованием сейсмических разрезов различной протяженности и глубины. Блоки ниже границы Мохоровичича выделяются исходя из условия изостатической компенсации на глубине 80 км.

Двумерная обратная задача гравиметрии, гипотеза изостатической компенсации, литостатическое давление.

METHOD FOR CONSTRUCTION 2D DENSITY MODEL OF UPPER MANTLE IN CONDITIONS OF ISOSTATIC COMPENSATION AT THE DEPTH

Byzov D.D., Tsidaev A.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In this paper, the stepwise methodology for constructing two-dimensional block-layered density models along studied profiles using seismic sections of different length and depth was considered. Blocks below the Moho was allocated based on the condition of isostatic compensation at a depth of 80 km.

2D inverse gravimetric problem, condition of isostatic compensation, lithostatic pressure.

Введение

Процесс построения плотностных моделей по аномалиям гравитационного поля сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. В классически некорректной постановке обратная задача гравиметрии обладает множеством неустойчивых решений (Страхов, 1972). Для повышения устойчивости и снижения неоднозначности метода гравитационного моделирования необходимо привлекать плотностные модели начального приближения. Такие «нулевые» модели строятся по сейсмическим профилям и должны отражать характерные (интегральные) закономерности распределения плотности, а соответствующее им аномальное гравитационное поле, лишь в основных чертах, повторять морфологию наблюденных аномалий (Мартышко и др., 2012а).

В работе представлена оригинальная поэтапная методика для построения двумерных слоисто-блоковых плотностных моделей вдоль исследуемых профилей с использованием сейсмических разрезов различной протяженности и глубины. Блоки ниже границы Мохоровичича выделяются исходя из условия изостатической компенсации на глубине 80 км. Применяемый математический аппарат опирается на решение прямых и обратных задач гравиметрии. Все этапы вычислений проводились созданным авторами пакетом прикладных программ, исключающих влияние субъективного фактора интерпретации на всех этапах промежуточных расчетов. Последнее немаловажно для геолого-геофизического анализа полученных результатов. Методика применена для построения двумерных плотностных моделей вдоль шести профилей в области Тимано-Печорской плиты.

В качестве исходной информации нами были использованы данные сейсмических исследований и карта аномалий гравитационного поля в редукции Буге. Для сейсмических профилей ГСЗ, расположенных в пределах исследуемой области 60–67° с.ш., 48–62° в.д. (рис. 1, цветная вкладка), В.В. Колмогоровой проведена интерпретация полей времен, построенных по фондовым материалам, и в едином модельном представлении построены градиентные разрезы распределения скоростей продольных волн по профилям Агат-2 и Кварц. Скоростная модель земной коры по Красноленинскому профилю построена по материалам Баженовской геофизической

экспедиции В.С. Дружининым. Скоростные модели по фрагментам геотраверсов Рубин-1 и Глобус составлены на основе авторских слоисто-блоковых разрезов Центра «ГЕОН».

Модель по Сыктывкарскому профилю МОВЗ составлена В.В Удоратиным.

Рассмотрим поэтапно предлагаемую методику на примере профиля Кварц.

Построение плотностной слоисто-блоковой модели начального приближения на основе имеющейся скоростной модели

Использовавшаяся для построений градиентная модель распределения скоростей продольных волн вдоль профиля Кварц представлена на рис. 2 (цветная вкладка). Ее нижняя граница – предполагаемая граница Мохоровичича (М).

Границы слоев и блоков будущей плотностной модели были выбраны среди изолиний скорости сейсмической модели, с тем чтобы сохранить ее основные структурные особенности. Далее произведен переход к параметру плотности по эмпирической зависимости скорость-плотность, полученной ранее в лаборатории математической геофизики ИГФ УрО РАН для территории Тимано-Печорской плиты (Мартышко и др., 2012б):

$$\sigma(V)=\begin{cases}0{,}113V+2{,}034; & 2{,}35\le V<5\\ 0{,}2V+1{,}6; & 5\le V<7{,}75\\ 0{,}25V+1{,}3; & 7{,}75\le V<8{,}5.\end{cases}$$

Затем в выбранных границах выполнено усреднение плотности, и полученный разрез принят в качестве начальной плотностной модели (рис. 3, цветная вкладка).

Модель ограничена снизу восьмьюдесятью километрами, которые мы принимаем за глубину изостатической компенсации. Вычисленное модельное гравитационное поле имеет невязку 26,17 мГал в сравнении с наблюденным для данного профиля. Следует отметить, что на данном этапе средняя плотность в верхней мантии не важна и указана только исходя из предполагаемой средней скорости продольных волн на границе М (в пересчете по формуле «скорость-плотность»).

Подбор плотностей в земной коре и средней плотности верхней мантии с помощью решения линейной обратной задачи

Двумерная линейная обратная задача гравиметрии в общей постановке относится к классу некорректно поставленных неустойчивых задач. Использование скоростных разрезов позволяет построить плотностные модели начального приближения. Поиск небольших отклонений от модели начального приближения в пределах заданного каркаса границ позволяет существенно увеличить устойчивость решения обратной задачи.

На практике также возникают особенности, которые должны быть учтены при решении обратной задачи:

1) гравиметрические измерения проводятся дискретно, причем регулярность сети съемки нередко нарушается из-за природных условий;

2) область проведения съемок всегда конечна, причем региональные аномалии наблюденного поля редко оканчиваются выходом в нормальное поле, т. е. остаются не выявленными явно.

Таким образом, задача ставится так.

Задано: 1) гравитационные измерения Δg с некоторым шагом на профиле; 2) геометрия разреза, представленного слоисто-блоковой моделью; 3) начальные значения плотностей слоев и блоков; 4) ограничения, накладываемые на значения плотности.

Необходимо определить набор плотностей слоев и блоков в рамках накладываемых ограничений, который обеспечивает близость измеренного и модельного полей.

Предлагаемый метод решения заключается в реализации следующих шагов:

1) параметризация слоисто-блоковой модели (Мартышко и др., 2010);

2) применение алгоритма послойного подбора плотностей (Кошелева, 2014).

На начальном этапе методом минимизации подбирается плотность только для одного слоя модели. На каждом последующем шаге количество слоев, участвующих

в минимизации, увеличивается на единицу.

Такой подход позволяет интерактивно определять:

1) гравиактивный слой, формирующий кривую гравитационного поля;

2) слой, поле которого существенно увеличивает норму разности измеренного и модельного полей. Такая ситуация возможна, когда нулевое приближение границ слоя задано с погрешностью, либо слой на самом деле существенно неоднороден. В этом случае требуется либо уточнение границ слоя, либо разбиение однородного слоя на несколько блоков с разными плотностями, например, на основе гипотезы об изостатической компенсации на некоторой глубине.

Модель по профилю Кварц после подбора плотностей блоков (в том числе в верхней мантии) путем решения линейной обратной задачи с использованием модели начального приближения представлена на рис. 4 (цветная вкладка). Невязка модельного и наблюденного полей составила 21,21 мГал.

Выделение блоков в верхней мантии исходя из условия изостатической компенсации на глубине

Для приведенной (см. рис. 4, цветная вкладка) модели с однородной мантией на каждой глубине h рассчитано отклонение $\Delta P(x, h)$ литостатического давления $P(x, h)$ от его среднего значения $\overline{P}(h)$ на этом уровне (рис. 5, цветная вкладка) по формулам:

$$\Delta P(x,h) = P(x,h) - \overline{P}(h) = g_a \int_h^0 \Delta\sigma(x,y)dy;$$

$$P(x,h) = g_a \int_h^0 \sigma(x,y)dy;$$

$$\overline{P}(h) = \frac{1}{L}\int_0^L P(x,h)dx =$$

$$= \frac{g_a}{L}\int_h^0\int_0^L \sigma(x,y)dxdy = g_a \int_h^0 \overline{\sigma}(y)dy;$$

$$\overline{\sigma}(y) = \frac{1}{L}\int_0^L \sigma(x,y)dx;$$

$$\Delta\sigma(x,y) = \sigma(x,y) - \overline{\sigma}(y),$$

где g_a = 9,80665 м/с^2 – среднее значение ускорения свободного падения; $\sigma(x, y)$ – значение плотности в соответствующей точке профиля; L – длина профиля; $\overline{\sigma}(y)$ – среднее значение плотности модели на соответствующей глубине; $\Delta\sigma(x, y)$ – отклонение плотности от ее среднего значения на глубине. На том же рисунке отдельно приведен график $\Delta P(x, h_i)$ при h_i = -80 км – предполагаемом уровне изостатической компенсации. Его среднеквадратичное отклонение равно 117 бар.

В качестве дополнительного граничного условия для построения блоков в верхней мантии использовалось условие изостатической уравновешенности модели на глубине h_i = -80 км. На уровне изостатической компенсации латеральных изменений давления быть не может, т. е. в уравновешенной модели

$$\Delta P(x, h_i) = 0. \qquad (1)$$

Для построения такой модели с изменением только верхов мантии была введена функция-компенсатор $\rho(x)$, которая показывает, какое значение плотности нужно вычесть из мантии (т. е. из слоя между границей М и уровнем h_i), чтобы на глубине h_i выполнялось условие (1). Пусть ΔP_{hom} и $\Delta\sigma_{hom}$ – отклонения литостатического давления и плотности от их средних значений на глубине для модели с однородной мантией (см. рис. 4, цветная вкладка), тогда при изменении плотности в мантии на $\rho(x)$ аномальное литостатическое давление на глубине h_i в новой модели будет равно

$$\Delta P(x, h_i) = \Delta P_{hom}(x, h_i) - g_a[h_m(x) - h_i]\rho(x),$$

где $y = h_m(x)$ – уравнение границы М.

Из условия (1):

$$\rho(x) = \frac{\Delta P_{hom}(x, h_i)}{g_a[h_m(x) - h_i]} =$$

$$= \frac{1}{[h_m(x) - h_i]}\int_{h_i}^0 \Delta\sigma_{hom}(x,y)dy.$$

При помощи вычисленной таким образом $\rho(x)$ из модели с однородной мантией была построена идеально скомпенсированная на глубине 80 км плотностная модель (рис. 6, цветная вкладка). Невязка модель-

ного и наблюденного полей составила 17,21 мГал. Следует отметить, что графики $\rho(x)$ и $\Delta P_{hom}(x, h_i)$ похожи, поскольку $h_m(x)$ существенно более гладкая, чем $\Delta P_{hom}(x, h_i)$.

Как можно видеть, распределение плотности в верхах мантии получившейся модели очень неоднородно и никак не соотносится с действительностью. Чтобы привести разрез в порядок ниже М, модель была разбита на несколько блоков вертикальными границами, внутри которых было проведено усреднение плотности. *X*-координаты разбиения выбирались по нулям и экстремумам функции $\rho(x)$ с тем расчетом, чтобы получившиеся блоки не имели слишком малую протяженность вдоль профиля. Результирующая слоисто-блоковая плотностная модель по профилю Кварц показана на рис. 7 (цветная вкладка). Невязка модельного и наблюденного полей мало изменилась по сравнению с предыдущим шагом и составила 17,4 мГал. Среднеквадратичное отклонение аномального литостатического давления на глубине 80 км предполагаемой изостатической компенсации стало равным 48 бар. Довольно резкие пики на графике $\Delta P(x, h_i)$ говорят о том, что, скорее всего, соседние блоки в мантии должны непрерывно переходить один в другой, а не скачкообразно.

Заключение

В работе представлена методика двумерного гравитационного моделирования, позволяющая унаследовать основные структурные особенности сейсмической модели разреза; учитывать различную априорную информацию (структурные границы, начальное распределение плотности, ограничения на него накладываемые); добиться хорошего соответствия наблюденного и модельного гравитационных полей; выполнять устойчивый подбор плотностей для большого числа блоков; изменять блочную структуру модели ниже определенной границы исходя из условия изостатического равновесия на заданной глубине и в достаточной степени уменьшить аномалии литостатического давления на ней. Все разработанные алгоритмы реализованы в прикладных программах для современных вычислительных систем. Для профилей на территории Тимано-Печорской плиты Агат-2, Кварц, Глобус, Сыктывкарский, Рубин-1, Красноленинский созданы двумерные модели распределения плотности, в которых выбором конфигурации блоков верхней мантии удалось с хорошей точностью выполнить условие изостатического равновесия на глубине 80 км.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 14-05-31083.

Литература

Кошелева Н.В. О решении линейной обратной задачи гравиметрии для 2*d* слоистой модели с интерактивным учетом априорной информации // Уральский геофизический вестник. № 2. (24). 2014. С. 50–59.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.

Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Осипов В.Ю., Цидаев А.Г. Схематическое тектоническое районирование Уральского региона на основе разработанных алгоритмов и методики создания объемной геофизической модели верхней части литосферы // Литосфера. 2012а. № 4. С. 208–218.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012б. № 1(19). С. 30–34.

Страхов В.Н. К вопросу о единственности решения плоской обратной задачи теории потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 2. С. 38–49.

УДК 550.8.08; 550.837

ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ АППАРАТУРА ОМАР-2 ДЛЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Давыдов В.А. **–** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведено описание и технические характеристики опытной малогабаритной аппаратуры регистрации ОМАР-2 для электромагнитных исследований. Рассмотрены различные модификации приборов и их отличия по решаемым задачам.

Электроразведочная аппаратура, регистрация данных, электромагнитные исследования.

MEASURING EQUIPMENT OMAR-2 FOR ELECTROMAGNETIC METHODS OF RESEARCHES

Davydov V.A. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. The description and technical characteristics of a pilot compact data-acquisition equipment of OMAP-2 series for electromagnetic researches are resulted. Various updatings of devices and their difference on solved problems are considered.

Electrical exploration equipment, data logging, electromagnetic researches.

Введение

Разработкой экспериментальной геофизической аппаратуры для научных и практических задач в Институте геофизики УрО РАН занимаются с момента его возникновения. Значительный объем спроектированных и изготовленных приборов составляют электроразведочные приемники и генераторы. Из наиболее известных решений можно вспомнить аппаратуру частотных зондирований АЧЗ-78, измерительную аппаратуру «Кора», созданную для эксперимента по зондированию земной коры Урала с применением МГД-генератора (Астраханцев, 1988), аппаратуру метода заряда АМЗ-1 (Бобровников, 1986) и аэроэлектроразведочный геофизический комплекс АММЗ-2 (Человечков и др., 2012) для поисков сульфидных руд. Разработанные в Институте геофизики измерители вызванной поляризации ЭВП-802 прошли государственные испытания, зарегистрированы в Госреестре средств измерений (№13381-92) и переданы в серийное производство. После известных событий 90-х годов интерес к нестандартному научному оборудованию значительно сократился. К последней мелкосерийной модели, выпущенной в ИГФ УрО РАН, следует отнести индукционную аппаратуру МЧЗ-8 (Байдиков, Человечков, 2011). Несмотря на это, в институте продолжаются работы по изготовлению и модификации индивидуальных образцов электромагнитных датчиков (Сокол-Кутыловский, 2009) и разработке электроразведочных программно-аппаратных комплексов для научных работ (Коноплин, 2008).

Аппаратура

Одним из образцов универсальной измерительной аппаратуры для электромагнитных методов разведки являются 2-канальные широкополосные приемники серии ОМАР-2. Аппаратура обеспечивает усиление, аналого-цифровое преобразование и запись геофизических сигналов в частотном диапазоне 1–48 000 Гц. Она позволяет выполнять исследования методами аудиомагнитотеллурического зондирования (АМТЗ), радиокомпарации и пеленгации сверхдлинноволновых радиостанций (радиокип СДВР), переменного естественного электрического (ПЕЭП) и магнитного поля (ПЕМП), а также применяться в качестве малоканальной сейсмической или сейсмоэлектрической станции. К входам можно подключать заземленные и незаземленные электрические линии, индукционные магнитные антенны, сейсмоприемники и другие геофизические датчики сигналов.

Функционально аппаратура состоит из аналогового приемного блока и цифрового регистратора сигналов. Приемный блок осуществляет согласование с датчиками, формирование необходимой амплитудно-частотной характеристики (АЧХ), усиле-

ние, индикацию уровня сигнала и детектирование. В устройстве применена специальная схема включения датчиков для расширения динамического диапазона измеряемых сигналов и снижения уровня промышленных помех. Предусмотрена возможность создавать маркеры в записи (отметки момента). Регистратор производит аналого-цифровое преобразование и запись сигналов в цифровой форме. В качестве регистратора выступает портативный компьютер (*Notebook*) или цифровое записывающее устройство. В состав регистрирующих устройств входит специальный аудио-процессор, с помощью которого осуществляется оцифровка, преобразование и запись сигналов.

В настоящее время большое распространение получили 5-канальные аудио-процессоры с высоким разрешением (*5.1 Channel High Definition Audio Codec*). Они содержат 16/20/24-разрядные АЦП с независимыми частотами дискретизации 44,1/48/96 кГц, что позволяет в реальном времени оцифровывать сигналы частотой до 48 кГц. Результат запоминается на жестком диске или флэш-памяти (*SD*-карте) регистратора в виде файла стандартного формата цифровой аудиозаписи в импульсно-кодовой модуляции. Дальнейшая обработка сигналов производится с помощью специализированных компьютерных программ.

Приемный блок аппаратуры позволяет работать в течение двух недель без подзарядки аккумуляторов. Мобильные ноутбуки нового поколения с мало потребляющими процессорами (нетбуки) работают в автономном режиме до восьми часов, а портативные цифровые регистраторы – более двадцати часов. Длительность записи зависит от величины памяти регистратора и составляет не менее двенадцати часов.

Схемотехнически приемно-регистрирующее устройство выполнено довольно универсально, а отдельные модификации приемного блока введены для решения узких задач. Существует несколько вариантов прибора, ориентированных для работы конкретными геофизическими методами. Основные базовые характеристики аппаратуры ОМАР-2 приведены в таблице.

Таблица. Технические характеристики аппаратуры серии ОМАР-2

	ОМАР-2к	**ОМАР-2м**	**ОМАР-2Ф**	**ОМАР-2А**
Количество каналов	2	2	2	2
Входное сопротивление, МОм	0,01 / 1	4	0,01 / 2	1
Уровень шумов, нВ/√Гц	20	14	20	14
Ослабление синфазных помех, дБ	60	86	60	86
Диапазон усиления каналов, дБ	60	80	60	80
Соотношение сигнал/шум, дБ	90	100	90	100
Динамический диапазон, дБ	110	120	110	120
Диапазон частот, Гц	20–16 000	10–48 000	2000, 8000	1–48 000
Дополнительная фильтрация	нет	нет	есть	есть
Частота дискретизации, кГц	44,1	44,1 / 48 / 96	44,1 / 48	48 / 96
Разрядность АЦП	16	16/20/24	16	16/24
Основное назначение	Сейсмо-электрические исследования	АМТЗ	Амплитудно-фазовые индуктивные измерения	Электромагнитные импедансные измерения
Потребляемая мощность, мВт	100	300	100	500
Рабочий диапазон температур, °С	0…+50	–10…+50	0…+50	–10…+50
Вес приемника (с питанием), кг	1	2,5	2	3

Аппаратура ОМАР-2к была изготовлена как сейсмоэлектрическая станция для изучения подземных выработок пьезоэлектрическим методом. В модели присутствует разделение каналов по функциональной принадлежности: сейсмический канал с низким входным сопротивлением служит для подключения сейсмоприемника, а высокоомный электрический канал – для подключения короткой симметричной электрической антенны. Усиление и амплитудно-частотные характеристики каналов разные, каждый настроен под свой конкретный тип датчика. Работа сейсмоэлектрической станции ОМАР-2к была опробована на шахте «Северная» Березовского рудоуправления. Одна из задач заключалась в выделении геофизическими методами участков сгущения кварцевых жил, перспективных на золотоносное оруденение в торкретированных (цементированных) штреках. Наблюдения за результатами сейсмического возбуждения среды проводились в широкой полосе частот, при одновременной регистрации сейсмических и электрических сигналов. Результаты работ свидетельствуют о достаточно уверенной корреляции величины полученного пьезоэлектрического параметра с положением кварцевых жил (Давыдов, Бакаев, 2008).

Модель ОМАР-2м (рис. 1) более универсальна, она имеет два идентичных дифференциальных канала с высоким входным сопротивлением. К любому каналу можно подключать как низкоомные преобразователи (катушки, рамки, сейсмоприемники), так и высокоомные датчики сигналов (электрические антенны, гидрофоны). Во входных цепях присутствуют фильтры, корректирующие АЧХ каналов в зависимости от типа подключаемого датчика. Регулировка усиления каналов индивидуальная со стрелочной индикацией уровня сигнала по каждому каналу. Основная ориентация аппаратуры ОМАР-2м – это работа в качестве аудиомагнитотеллурической станции (Давыдов, 2011). Аппаратура использовалась для обнаружения областей максимального водопритока при изучении подземных вод на ряде объектов, в том числе в области распространения многолетней мерзлоты (Давыдов, 2014а).

Приемник ОМАР-2Ф в комплекте с электроразведочным генератором ФАГР-10 выступает как амплитудно-фазовая аппаратура индукционных методов исследований (рис. 2).

ОМАР-2Ф имеет встроенный резонансный датчик переменного магнитного поля, настроенный на фиксированные частоты: 500, 2000 и 8000 Гц. Дополнительные аналоговые фильтры позволяют повысить избирательность прибора на интересуемых частотах. Во второй канал приемника с генератора по двухпроводной линии поступает опорный сигнал, таким образом можно измерять амплитудные компоненты магнитного поля H_z, H_r, H_φ и их фазовые сдвиги на трех частотах. Сигналы после детектирования можно выводить на портативный мультиметр, что позволяет в ряде случаев обходиться без регистрирующего блока. Электроразведочный комплект приемника ОМАР-2Ф с генератором ФАГР-10

Рис. 1. Аппаратура ОМАР-2м с индукционным датчиком и цифровым регистратором МР-860

Рис. 2. Генератор ФАГР-10 и приемник ОМАР-2Ф для амплитудно-фазовых измерений

успешно испытан при комплексных геофизических работах по обследованию плотины Ельчевского пруда-отстойника (Федорова, Давыдов, 2014).

Самыми большими возможностями и наибольшей автономностью в работе обладает модификация ОМАР-2А (рис. 3).

В состав этой модели включен целый комплекс аналоговых фильтров, позволяющий значительно повысить соотношение сигнал/шум при работе с различными типами генераторов в условиях индустриальных помех. Так в схему включены:

- дополнительный режекторный фильтр на 50 Гц (-40 дБ);
- ФВЧ второго порядка на 5, 50, 150, 250, 500, 1000, 2000, 5000, 10000 и 20000 Гц;
- ФНЧ второго порядка на 25, 50, 150, 250, 500, 1000, 2000, 5000, 10000, 20000 и 40000 Гц;
- корректирующий фильтр АЧХ регистратора.

Кроме того, применена прецизионная схема детектирования сигналов, добавлена индикация перегрузки каналов и встроенный микровольтметр. Это позволило получить практически универсальный приемник для геофизических работ методами, использующими естественные и искусственные переменные поля.

Заключение

Разработка и модернизация опытной аппаратуры ОМАР-2 ведется достаточно давно. С помощью приборов этой серии проводились научно-исследовательские и производственные работы на хромитоносных массивах и золоторудных месторождениях, а также гидрогеологические и инженерно-геологические изыскания. География работ включает Южный, Средний и Полярный Урал, Западную Сибирь, Дальний Восток и Монголию. Аппаратура зарекомендовала себя достаточно надежной в любых климатических условиях, в том числе – в зимний период.

Рис. 3. Внешний вид автономного универсального приемника ОМАР-2А

За последнее время с помощью аппаратуры ОМАР-2 проводились следующие работы:

- тестирование новых малогабаритных электрических и магнитных антенн для электромагнитных методов разведки (Давыдов, 2014в);
- разработка и опробование методик электромагнитных измерений разными методами на объектах с различным геологическим строением (Давыдов, Бакаев, 2008; Давыдов и др., 2010; Давыдов, 2014а, б);
- изучение геологической информативности электрометрических параметров, при зондировании и профилировании переменным током (Давыдов, 2013).

Перспективы дальнейшего развития серии ОМАР-2 связаны с переходом на прецизионную малошумящую элементную базу, разработкой и комплектацией аппаратуры новыми активными рамочными датчиками магнитного поля и малогабаритными электрическими емкостными антеннами, согласованными по АЧХ и усилению. Это позволит проводить импедансные измерения в движении, что значительно повысит производительность электромагнитных методов исследований.

Литература

Астраханцев Г.В. Индукционное зондирование при изучении контрастных по электропроводности сред. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 182 с.

Байдиков С.В, Человечков А.И. Аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований МЧЗ-8 // Уральский геофизический вестник. 2011. № 1. С. 4–8.

Бобровников Л.З., Орлов Л.И., Попов В.А. Полевая электроразведочная аппаратура: Справочник. М.: Недра, 1986. 223 с.

Давыдов В.А., Бакаев В.П. Использование комплекса геофизических методов на шахте «Северная» Березовского рудника // Известия вузов. Горный журнал. 2008. № 8. С. 175–182.

Давыдов В.А., Муравьев Л.А., Бакаев В.П. Опытные геофизические работы на Полдневском месторождении демантоидов // Известия вузов. Горный журнал. 2010. № 6. С. 97–104.

Давыдов В.А. Опытная малогабаритная аппаратура регистрации ОМАР-2м для метода АМТЗ // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2011. С. 112–115.

Давыдов В.А. Обнаружение подземных пустот антропогенного характера с помощью геофизических методов // Инженерные изыскания. 2013. № 7. С. 52–57.

Давыдов В.А. Аудиомагнитотеллурическая съемка в движении // Геофизика. 2014а. № 2. С. 47–53.

Давыдов В.А. Электроразведка методом радиокип с использованием радиостанций системы дальней навигации РСДН-20 («Альфа») // Инженерные изыскания. 2014б. № 2. С. 65–70.

Давыдов В.А. Эквивалентные схемы и основные характеристики различных датчиков электромагнитных сигналов в широкой полосе частот // Уральский геофизический вестник. 2014в. № 1 (23). С. 46–54.

Коноплин А.Д. Разработка цифрового аппаратурно-методического комплекса для магнитотеллурических методов // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов: Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. С. 314–316.

Сокол-Кутыловский О.Л. Автопараметрический датчик магнитной индукции // Датчики и системы. 2009. № 1. С. 37–39.

Федорова О.И., Давыдов В.А. Диагностика грунтовых гидротехнических сооружений электрическими и сейсмическими методами на примере Ельчевской плотины // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2014. № 6. С. 44–55.

Человечков А.И., Ратушняк А.Н., Байдиков С.В., Астафьев П.Ф. Аэроэлектроразведка при поисках месторождений проводящих руд. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 72 с.

УДК 550.834.3(571.1)

О РЕШЕНИИ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ В РАМКАХ КОНЕЧНО-ЭЛЕМЕНТНОГО ПОДХОДА

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Высокоэффективные алгоритмы «быстрого» решения прямой задачи гравиметрии на сетках большой размерности требуются для успешной реализации функциональных и итерационных схем решения обратных задач. В настоящей работе предложен быстрый алгоритм для вычисления гравитационного поля от модели с кусочно-постоянным распределением плотности на равномерной сетке. В отличие от существующих аналогов для работы его программной реализации требуется меньше ресурсов процессора и памяти.

Гравитационное поле, прямые задачи на сетках большой размерности, плотностные модели.

ON THE SOLUTION OF THE DIRECT GRAVIMETRY PROBLEM UNDER FINITE ELEMENT APPROACH

Martyshko P.S., Ladovsky I.V., Byzov D.D. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Highly efficient algorithms of "fast" solution of direct gravity problem on large grids are required for the successful implementation of functional and iterative schemes for solving inverse problems. In this paper, we propose a fast algorithm to calculate the gravitational field of a model with piecewise-constant density distribution on a uniform grid. In contrast to existing analogs, its software implementation is working with less consumption of CPU resources and memory.

Gravitational field, direct gravity problem on large grids, density models.

Введение

Процесс построения плотностных моделей по аномалиям гравитационного поля сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. Высокоэффективные алгоритмы «быстрого» решения прямой задачи гравиметрии на сетках большой размерности требуются для успешной реализации функциональных и итерационных схем решения обратных задач.

Прямая задача гравиметрии для сеточной функции плотности (вычисление значений поля по заданному распределению плотности)

Введём правую декартову прямоугольную систему координат. Пусть область D, заполненная массами с плотностью $\rho(x, y, z)$, представляет собой прямоугольный параллелепипед:

$D = [x_{\min}; x_{\max}) \times [y_{\min}; y_{\max}) \times [z_{\min}; z_{\max})$.

Точка $\vec{r} = (x, y, z) \in D$; $\vec{q} = (\xi, \eta, \zeta) \notin D$ – точка, в которой вычисляется поле $R = |\vec{r} - \vec{q}|$.

Вертикальная компонента гравитационного поля в точке $\vec{q}$ вычисляется по формуле (γ – гравитационная постоянная; S – линейный оператор):

$$g(\vec{q}) = S\rho = \gamma \frac{\partial}{\partial \zeta} \int_D \frac{\rho(\vec{r})}{R} dxdydz. \qquad (1)$$

Воспользуемся грид-аппроксимацией функции $\rho(x, y, z)$ плотностного параллелепипеда. На трехмерной сетке $\{x_i, y_j, z_k\}$ ($i \in \overline{0, N_x}$; $j \in \overline{0, N_y}$; $k \in \overline{0, N_z}$, $x_i < x_{i+1}$, $y_j < y_{j+1}$, $z_k < z_{k+1}$, $x_0 = x_{\min}$, $x_{N_x} = x_{\max}$, $y_0 = y_{\min}$, $y_{N_y} = y_{\max}$, $z_0 = z_{\min}$, $z_{N_z} = z_{\max}$) построим элементы $D_{i,j}^k$

$$D = \bigcup_{i,j,k} D_{i,j}^k;$$

$$i \in \overline{0, N_x - 1};\ j \in \overline{0, N_y - 1};\ k \in \overline{0, N_z - 1};$$

$$D_{i,j}^k = [x_i; x_{i+1}) \times [y_j; y_{j+1}) \times [z_k; z_{k+1})$$

так, чтобы в пределах каждого из них плотность была постоянной:

$$\rho(x, y, z) = \rho_{i,j}^k, (x, y, z) \in D_{i,j}^k.$$

С учетом (2), интеграл (1) заменяется суммой $N = N_x N_y N_z$ кубатурных элементов с постоянной плотностью:

$$g(\vec{q}) = -\gamma \sum_{i=0}^{N_x-1}\sum_{j=0}^{N_y-1}\sum_{k=0}^{N_z-1}\rho_{i,j}^{k}\int_{x_i}^{x_{i+1}}\int_{y_j}^{y_{j+1}}\frac{1}{R}\Bigg|_{z_k}^{z_{k+1}} dxdy. \quad (3)$$

Для того чтобы упростить вычисление вертикальной компоненты гравитационного поля, мы выполнили следующие преобразования формулы (3). Обозначим через R_k расстояние от точки наблюдения (ξ, η, ζ) до переменной точки интегрирования (x, y, z_k) на глубине z_k:

$$R_k = R\Big|_{z=z_k} = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z_k)^2}.$$

Объединяя в (3) слагаемые с одинаковыми индексами k обратных расстояний, получаем:

$$g(\vec{q}) = \gamma \sum_{i=0}^{N_x-1}\sum_{j=0}^{N_y-1}\sum_{k=0}^{N_z}\Delta\rho_{i,j}^{k} S_{i,j}^{k}, \quad (4)$$

где $\Delta\rho_{i,j}^{k}$ – поэлементная разность плотностей k и k–1 горизонтальных слоев:

$\Delta\rho_{i,j}^{k} = \rho_{i,j}^{k} - \rho_{i,j}^{k-1}, (k \in \overline{1, N_z - 1})$ и

$\Delta\rho_{i,j}^{0} = \rho_{i,j}^{0}, \Delta\rho_{i,j}^{N_z} = -\rho_{i,j}^{N_z-1}$; $S_{i,j}^{k}$ – потенциал горизонтальной грани ячейки (i, j, k) или $(i, j, k-1)$ на глубине z_k с единичной плотностью (Гравиразведка..., 1990; Старостенко, 1978):

$$S_{i,j}^{k}(\xi,\eta,\zeta) = \int_{x_i}^{x_{i+1}}\int_{y_j}^{y_{j+1}}\frac{1}{R_k}dxdy =$$

$$= ((x-\xi)\ln(y-\eta+R_k) + (y-\eta)\times$$

$$\times\ln(x-\xi+R_k) - (z_k-\zeta)\times$$

$$\times \operatorname{arctg}\left(\frac{(x-\xi)(y-\eta)}{(z_k-\zeta)R_k}\right)\Bigg|_{x_i}^{x_{i+1}}\Bigg|_{y_j}^{y_{j+1}}. \quad (5)$$

Представление решения в форме (4)–(5) дает возможность оптимизировать алгоритм вычислений поля для слоя, расположенного между произвольными отметками глубин.

Быстрый алгоритм решения прямой задачи гравиметрии для грид-модели

Формулу (3) запишем в виде:

$$g(\vec{q}) = \gamma \sum_{i=0}^{N_x-1}\sum_{j=0}^{N_y-1}\sum_{k=0}^{N_z-1}\rho_{i,j}^{k} G_{i,j}^{k}(\vec{q}), \quad (6)$$

где $G_{i,j}^{k}(\vec{q})$ – поле в точке $\vec{q}$ с точностью до коэффициента γ параллелепипеда $D_{i,j}^{k}$ с единичной плотностью, которое вычисляется по формуле (Гравиразведка…, 1990) (подстановка производится в $\vec{r}$):

$$G_{i,j}^{k}(\vec{q}) = -\nu(\vec{r} - \vec{q})\Bigg|_{x_i}^{x_{i+1}}\Bigg|_{y_j}^{y_{j+1}}\Bigg|_{z_k}^{z_{k+1}}, \quad (7)$$

$$\nu(\vec{a}) = a_x \ln\left(a_y + |\vec{a}|\right) + a_y \ln\left(a_x + |\vec{a}|\right) -$$

$$- a_z \operatorname{arctg}\left(\frac{a_x a_y}{a_z |\vec{a}|}\right)$$

Обозначим $\vec{r}_{i,j}^{\,k} = (x_i, y_j, z_k)$ и раскроем в (6) $G_{i,j}^{k}(\vec{q})$ по формуле (7):

$$g(\vec{q}) = -\gamma \sum_{i=0}^{N_x-1}\sum_{j=0}^{N_y-1}\sum_{k=0}^{N_z-1}\rho_{i,j}^{k}\left(\nu\left(\vec{r}_{i+1,j+1}^{\,k+1} - \vec{q}\right) -\right.$$

$$- \nu\left(\vec{r}_{i,j+1}^{\,k+1} - \vec{q}\right) - \nu\left(\vec{r}_{i+1,j}^{\,k+1} - \vec{q}\right) + \nu\left(\vec{r}_{i,j}^{\,k+1} - \vec{q}\right) -$$

$$- \nu\left(\vec{r}_{i+1,j+1}^{\,k} - \vec{q}\right) + \nu\left(\vec{r}_{i,j+1}^{\,k} - \vec{q}\right) + \nu\left(\vec{r}_{i+1,j}^{\,k} - \vec{q}\right) -$$

$$\left. - \nu\left(\vec{r}_{i,j}^{\,k} - \vec{q}\right)\right). \quad (8)$$

Теперь объединим слагаемые с одинаковыми индексами при $\vec{r}_{i,j}^{\,k}$:

$$g(\vec{q}) = -\gamma \sum_{i=0}^{N_x}\sum_{j=0}^{N_y}\sum_{k=0}^{N_z}\nu\left(\vec{r}_{i,j}^{\,k} - \vec{q}\right)\left(\rho_{i-1,j-1}^{k-1} - \rho_{i-1,j}^{k-1} -\right.$$

$$\left. - \rho_{i,j-1}^{k-1} + \rho_{i,j}^{k-1} - \rho_{i-1,j-1}^{k} + \rho_{i-1,j}^{k} + \rho_{i,j-1}^{k} - \rho_{i,j}^{k}\right) =$$

$$= \gamma \sum_{i=0}^{N_x}\sum_{j=0}^{N_y}\sum_{k=0}^{N_z}\overline{\rho}_{i,j}^{k}\nu\left(\vec{r}_{i,j}^{\,k} - \vec{q}\right), \quad (9)$$

считаем, что $\rho_{i,j}^{k} = 0$, если $i = -1 \vee i = N_x \vee j = -1 \vee j = N_y \vee k = -1 \vee k = N_z$.

При использовании формулы (8) необходимо $8N$ раз вычислить значение функции ν, при использовании формулы (9) – только $(N_x + 1)(N_y + 1)(N_z + 1)$ раз, что дает почти восьмикратное уменьшение времени счета для достаточно больших N.

Пусть $D_{i,j}^{k}$ – равновеликие параллелепипеды, т. е. $x_i = x_0 + i\Delta x$, $y_i = y_0 + j\Delta y$, $z_k = z_0 + k\Delta z$, $\Delta x > 0$, $\Delta y > 0$, $\Delta z > 0$. Выпишем формулу для вычисления множества $\vec{T}$ значений g в точках множества $\vec{\tau}$ в узлах равномерной прямоугольной двумерной сетки, ориентированной аналогично D, расположенной в плоскости, параллельной грани D, с расстояниями между узлами по двум измерениям Δx и Δy.

$\vec{\tau} = (\vec{q}_m)_{m=0}^{M-1}$, $\vec{q}_m = (\xi_{i1}, \eta_{j1}, \zeta)$, $\xi_{i1} = \xi_0 + i_1\Delta x$,

$\eta_{j1} = \eta_0 + j_1\Delta y$, $\zeta \notin (z_{\min}; z_{\max})$, $i_1 \in \overline{0, M_x - 1}$, $j_1 \in \overline{0, M_y - 1}$, $m = i_1 + M_x j_1$, $M = M_x M_y$.

$$\vec{T} = \left(g\left(\vec{q}_m\right)\right)_{m=0}^{M-1} = \gamma\left(\sum_{i=0}^{N_x-1}\sum_{j=0}^{N_y-1}\sum_{k=0}^{N_z-1}\rho_{i,j}^{k} G_{i,j}^{k}\left(\vec{q}_m\right)\right)_{m=0}^{M-1}. \quad (10)$$

Для расчета $\vec{T}$ по формуле (10) требуется $8MN$ раз вычислить значение ν. Применим оптимизацию (9):

$$\vec{T} = \gamma\left(\sum_{i=0}^{N_x}\sum_{j=0}^{N_y}\sum_{k=0}^{N_z}\bar{\rho}_{i,j}^{k}\nu\left(\vec{r}_{i,j}^{\,k} - \vec{q}_m\right)\right)_{m=0}^{M-1}. \quad (11)$$

По данной формуле ν нужно вычислять уже $M(N_x + 1)(N_y + 1)(N_z + 1)$ раз. Однако при указанном $\vec{\tau}$ среди множества векторов $\vec{r}_{i,j}^{\,k} - \vec{q}_m$ есть большое количество совпадений, для которых ν можно считать один раз: $\vec{r}_{i,j}^{\,k} - \vec{q}_m = (x_0 + i\Delta x - (\xi_0 + i_1\Delta x), y_0 + j\Delta y - (\eta_0 + j_1\Delta y), z_k - \zeta) = (x_0 - \xi_0 + (i - i_1)\Delta x, y_0 - \eta_0 + (j - j_1)\Delta y, z_k - \zeta)$.

Если ввести новые индексы $i_2 = i - i_1$, $i_2 \in \overline{1 - M_x, N_x}$, $j_2 = j - j_1$, $j_2 \in \overline{1 - M_y, N_y}$, и обозначить $\nu_{i2,j2}^{k} = \nu(x_0 - \xi_0 + i_2\Delta x, y_0 - \eta_0 + j_2\Delta y, z_k - \zeta)$, то (11) можно переписать в виде:

$$\vec{T} = \gamma\sum_{k=0}^{N_z}\left(\sum_{i2=-i1}^{N_x-i1}\sum_{j2=-j1}^{N_y-j1}\bar{\rho}_{i1+i2,j1+j2}^{k}\nu_{i2,j2}^{k}\right)_{m=0}^{M-1}. \quad (12)$$

Таким образом, ν необходимо вычислять лишь в $(N_x + M_x)(N_y + M_y)(N_z + 1)$ точках, что на два порядка меньше, чем по формулам (10) или (11). Следует отметить, что возможна программная реализация (12), при которой не нужно хранить множество $\left\{\nu_{i2,j2}^{k} \middle| i_2 \in \overline{1 - M_x, N_x}, j_2 \in \overline{1 - M_y, N_y}, k \in \overline{0, N_z}\right\}$, если использовать его элементы в соответствующих слагаемых суммы по мере вычисления. Это экономит память и никак не сказывается на производительности.

Предложенный способ решения прямой задачи по сравнению с приведенным в работе (Петровский и др., 2007) (для параллелепипедов) обладает двумя преимуществами: 1) не требуется симметрия множества $\vec{\tau}$ относительно разбиения D (т. е. не требуется условий $x_0 - \xi_0 = \frac{\Delta x}{2} l_x$, $y_0 - \eta_0 = \frac{\Delta y}{2} l_y$, $l_x \in Z$, $l_y \in Z$, $N_x = M_x$, $N_y = M_y$); 2) (12) даже в теории почти в два раза быстрее (как показывает практика, чем больше N, тем быстрее), т. к. в (Петровский и др., 2007) на «шаге 1» вычисляется множество $\left\{G_{0,0}^{k}(\xi_{i1}, \eta_{j1}, \zeta) \middle| i_1 \in \overline{0, N_x - 1}, j_1 \in \overline{0, N_y - 1}, k \in \overline{0, N_z - 1}\right\}$ (при указанных в пункте 1 условиях), это требует $8N_xN_yN_z$ вычислений значений ν, тогда как в (12) при тех же условиях – только $4N_xN_y(N_z + 1)$.

Для оценки ускорения расчетов по формуле (12) по сравнению с формулой (10) проведена серия вычислений поля от трехмерной плотностной грид-модели с различным числом элементов ее разбиения и детализацией сетки поля. Параметры разбиений и время счета приведены в таблице.

Вычисления проводились на одном ядре процессора Intel Xeon E5-2620 с тактовой частотой 2,5 ГГц.

На рис. 1 и 2 представлены соответствующие графики.

Таблица. Зависимость времени счета от параметров разбиения модели и сетки вычисления поля

$N_x = M_x$	$N_y = M_y$	N_z	$N = N_x*N_y*N_z$	Время счета по формуле (10), с	Время счета по формуле (12), с
50	50	50	125000	227	10
75	75	75	421875	1725	36
100	100	100	1000000	7269	84
125	125	125	1953125	22183	165
150	150	150	3375000	55197	284
175	175	175	5359375	119304	451
200	200	200	8000000	232602	673
250	250	250	15625000	709844	1313

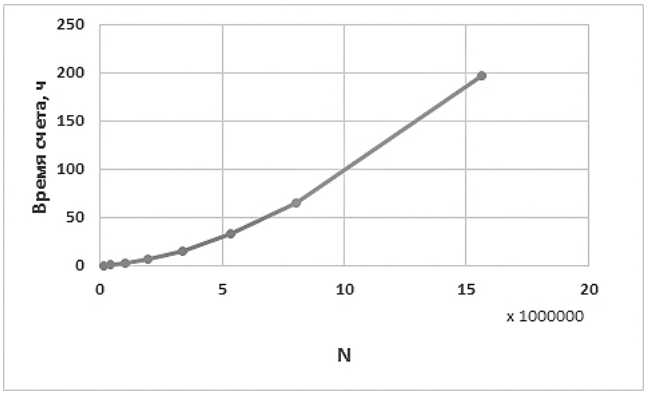


Рис. 1. Зависимость времени счета поля по формуле (10) от числа элементов разбиения модели

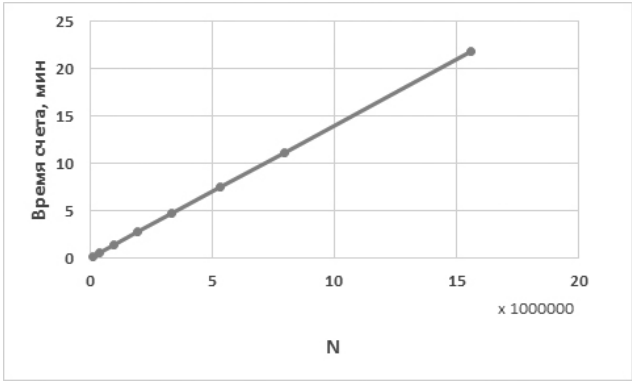


Рис. 2. Зависимость времени счета поля по формуле (12) от числа элементов разбиения модели

Заключение

Разработан и программно реализован быстрый алгоритм для вычисления гравитационного поля от модели с кусочно-постоянным распределением плотности на равномерной сетке, который выгодно отличается от существующих аналогов меньшим расходом ресурсов процессора и памяти. Повышение быстродействия стало возможным благодаря однократному вычислению значений первообразной (в интегральном представлении гравитационного поля) от одинаковых аргументов (многократно повторяющихся ввиду регулярности геометрии распределения точек счета поля и плотности в модели). Алгоритм можно использовать для интерпретации наблюдённых данных в интерактивном режиме, а также как важный блок в алгоритмах автоматизированной интерпретации.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-27-00059.

Литература

Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.

Петровский А.П., Федченко Т.А., Суятинов В.Н. Быстрый алгоритм решения прямой задачи гравиметрии // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 2. С. 141–145.

Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова думка, 1978. 228 с.

УДК 550.8.056

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕДНОГО РУДНИКА БРОНЗОВОГО ВЕКА НОВОНИКОЛАЕВСКИЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Носкевич В.В. **–** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Юминов А.М. – Институт минералогии УрО РАН, Миасс

Аннотация. По результатам площадной георадарной съемки получена модель древнего медного карьера Новониколаевский в период его разработки. На основе полученной модели было рассчитано приблизительное количество добытой руды, из которой можно было выплавить 2,5 т черновой меди.

Георадарная съемка, магнитная восприимчивость, археологические памятники.

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS OF THE COPPER MINE OF THE BRONZE AGE NOVONIKOLAEVSKYI (SOUTH URALS)

Noskevich V.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Yuminov A.M. – Institute of mineralogy UB of RAS, Miass

Abstract. By results of ground penetrating radar (GPR) survey the model of an ancient copper mine Novonikolaevskyi in its working out is received. On the basis of the model by the original method was calculated approximate number of extracted ore from which it was possible to smelt 2.5 t of blister copper.

Введение

Основное преимущество геофизических методов заключается не только в том, что они определяют архитектуру древних рудников, но и в том, что это происходит без нарушения поверхностного слоя почвы и исторического объекта. Определение древнего рельефа карьеров позволяет определить объемы вынутого грунта и рудной массы, представленной в основном малахитом и азуритом, и оценить количество выплавленного металла.

В настоящее время в степной зоне Южного Зауралья и Мугоджар известно около трех десятков разнотипных медных рудников, разработка которых происходила в бронзовом веке.

Согласно расчетам, на них было добыто около 55 тыс. т медной руды, в которой содержалось примерно 3,5 тыс. т меди (Юминов и др., 2013). За прошедшее время дно карьеров с рудной минерализацией покрылось грунтом, и борта древних карьеров оплыли. Одним из последних найденных древних рудников является рудник бронзового века Новониколаевский (Зайков и др., 2013). В последние годы для исследований древнего рельефа карьеров стали использоваться геофизические методы (Ткачев и др., 2013; Федорова и др., 2013), в частности, применить георадарную съемку.

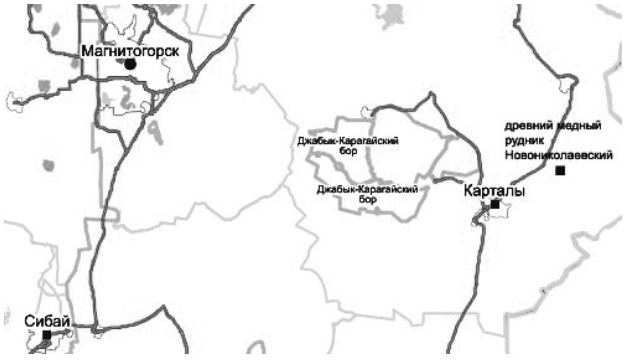


Рис. 1. Карта расположения Новониколаевского древнего медного рудника

Целью настоящих исследований было построить по данным георадарной съемки модель древнего карьера и по этой модели по оригинальной методике оценить количество добытой руды и количество возможной выплавки черновой меди.

Краткое описание древнего рудника Новониколаевский

Новониколаевский рудник расположен в 2 км к востоку от одноименной деревни (Карталинский район, Челябинской обл.) на левом берегу р. Караталы-Аят (рис. 1). В геологическом отношении данная территория входит в состав Михеевского рудного района Новониколаевско-Тарутинской рудной зоны. Древний рудник находится на юго-западном фланге Михеевского мед-

но-порфирового месторождения, которое было обнаружено в середине пятидесятых годов прошлого века. Его разведка активно велась в последнее время, и сейчас Михеевское медно-молибденовое месторождение разрабатывается открытым способом. Новониколаевский рудник, по данным геологоразведочных работ, находится в контактовой зоне гранодиоритовых пород михеевского комплекса с метасоматически измененными карбонатно-вулканогенно-осадочными породами.

К археологическим объектам Новониколаевский рудник был отнесен в 2012 г. На его отвалах были найдены несколько каменных орудий древнего горного промысла. В непосредственной близости от карьера выявлено несколько крупных обломков керамических сосудов. По морфологическим особенностям и орнаментации данная керамика относится к алакульской культуре эпохи поздней бронзы и может быть датирована по устной оценке В.В. Ткачева серединой II тыс. до н. э. Древний карьер врезан в склон небольшого лога, выходящего в русло реки Карасталы-Аят.

Выработка перекрыта аллювиально-делювиальными наносами и в значительной степени задернована. Она хорошо сохранилась потому, что была практически не затронута современными поисково-разведочными работами за исключением скважины, пробуренной в северо-западном борту. Современные контуры карьера: длина – около 35 м, ширина – 15–20 м. Максимальная глубина – 2 м. Дно ровное, с небольшим наклоном на юго-восток. Южный борт невысокий (0,5–0,75 м), но относительно крутой (он был срыт под площадку для бурового станка). Северный и восточный борта перекрыты наносами. Здесь углы склона не превышают 5–10^{o}. Западный борт наиболее пологий, вероятно, там в древности мог находиться вход в карьер. На сегодняшний день ложе карьера почти полностью заполнено стратифицированными аллювиально-делювиальными отложениями (суглинки, песок, дресва) и гумусированным глинисто-щебнистым материалом, перемещенными в результате оползания части отвала. Вскрытая мощность – 2 м.

Методика георадарной съемки

При георадарных исследованиях основным признаком для расчленения толщи искусственных или естественных слоев пород является их контраст по диэлектрической проницаемости. По значениям диэлектрической проницаемости комплекс осадочных пород слабо контрастен. Значения относительной диэлектрической проницаемости в метровом диапазоне волн для осадочного комплекса колеблются от 12 до 30 при естественной влажности. Для коренных пород значения диэлектрической проницаемости составляют 3–6, что создает значительный контраст этого параметра по сравнению с осадочным комплексом, как минимум в два раза. Это обстоятельство создало хорошие предпосылки для проведения георадарной съемки и выделения отражающих границ от коренных пород, которые и определяют поверхность карьера во время его разработки.

Георадарная съемка дна карьера проводилась по 16 профилям длиной до 20 м, с расстоянием между профилями 2 м и шагом между стоянками по профилю 0,1 м. Для корректной интерпретации радарограмм и с учетом поправок за рельеф проводилась тахеометрическая съемка относительных превышений карьера с межпрофильным расстоянием 2 м и расстоянием между точками по профилю 1 м (рис. 2).

После георадарной съемки было пройдено две канавы Т-2 и Т-3. Для исследований использовался георадар SIR-3000 (GSSI) с антенной 400 МГц. Обработка проводилась с помощью программного обеспечения RADAN 6.6 (GSSI). Перед съемкой были выбраны следующие параметры для сбора данных по точкам: временное окно – 90 нс, число выборок на сканирование – 1024, формат сбора данных – 16 разрядов, число сканирований на метр – 10, диэлектрическая постоянная – 12, число сканирований в секунду на каждой точке – 64.

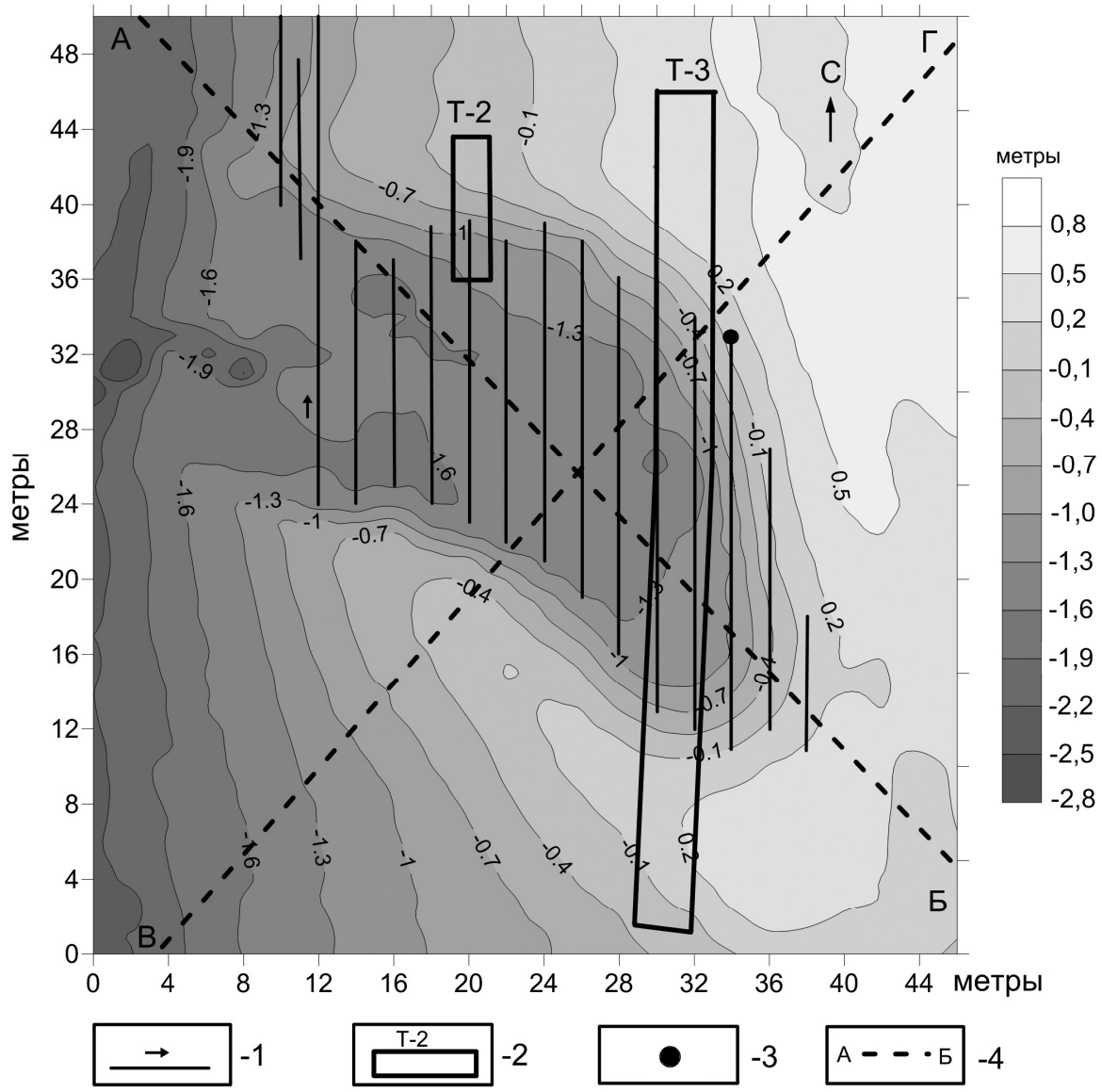


Рис. 2. Результаты тахеометрической съемки современного рельефа рудника:
1 – положение и направление георадарных профилей;
2 – положение канав;
3 – точка, относительно которой рассчитывались значения рельефа;
4 – положения разрезов

Обработка и результаты георадарных исследований

Все профили обрабатывались по одинаковой схеме. Редактирование записанных профилей заключалось в присвоении соответствующим маркерам в базе данных относительных превышений рельефа. Далее проводилась коррекция позиции нуля глубины и времени, фильтрация данных вертикальным фильтром в диапазоне 100–800 МГц, горизонтальная фильтрация для удаления фона с максимальной длиной фильтра, равной числу сканирований. Затем вводились поправки за рельеф.

На рис. За в качестве примера показаны результаты исследований по профилю 011 вдоль западного борта канавы Т-3 после обработки данных георадарной съемки. Интерпретация заключалась в выделении на профиле отражающих границ (рис. 3б). Разрез по этим данным хорошо согласуются с геологическим разрезом

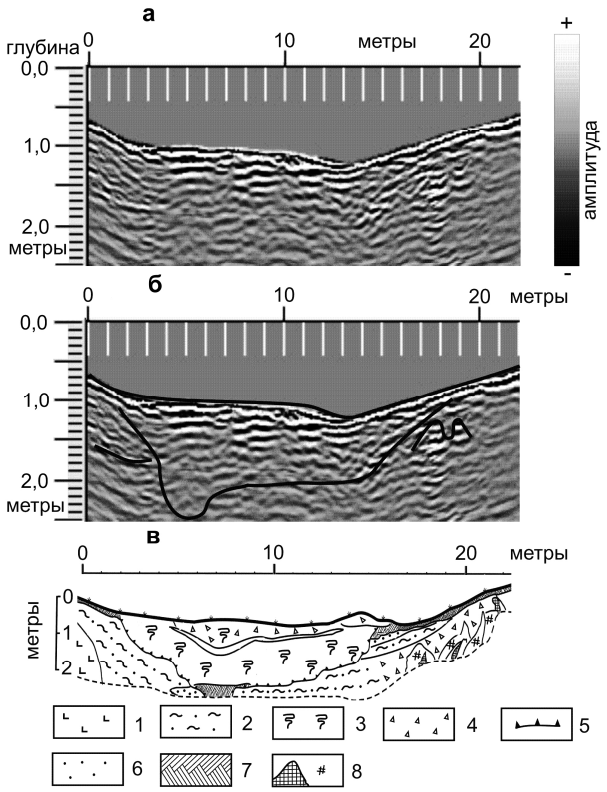


Рис. 3. Результаты обработки георадарного профиля вдоль западного борта канавы Т-3:
а – профиль 011 после обработки;
б – результаты интерпретации профиля 011;
в – результаты геологической съемки вдоль западного борта канавы Т-3.
Условные обозначения:
1 – базальты;
2 – глинистая кора выветривания;
3 – гумусированная погребенная почва;
4 – щебень вмещающих пород;
5 – контур дна древнего карьера;
6 – суглинки;
7 – погребенная почва;
8 – скопления бурого железняка с медной минерализацией

(рис. 3в) по пройденной позднее канаве Т-3. В результате выделено два комплекса: нижний, отбивающий кровлю коренных пород, и верхний, связанный с техногенными или переработанными грунтами и глинистой корой выветривания. На профилях в зоне верхнего комплекса отмечаются слабые отражающие границы, вызванные следами отвалов, погребенных канав и шурфов.

После интерполяции границ между верхними и нижними георадарными комплексами и нормализации глубин этих границ была построена объемная модель рельефа рудника в период его разработки (рис. 4), а также по профилям АБ и ВГ построены разрезы (рис. 5).

Из разреза по линии А–Б видно, что более глубокая часть карьера была расположена в юго-восточной зоне древнего карьера, где находился его забой. Всего из древней выработки было добыто около 230 м^3 материала, что в пересчете на вес

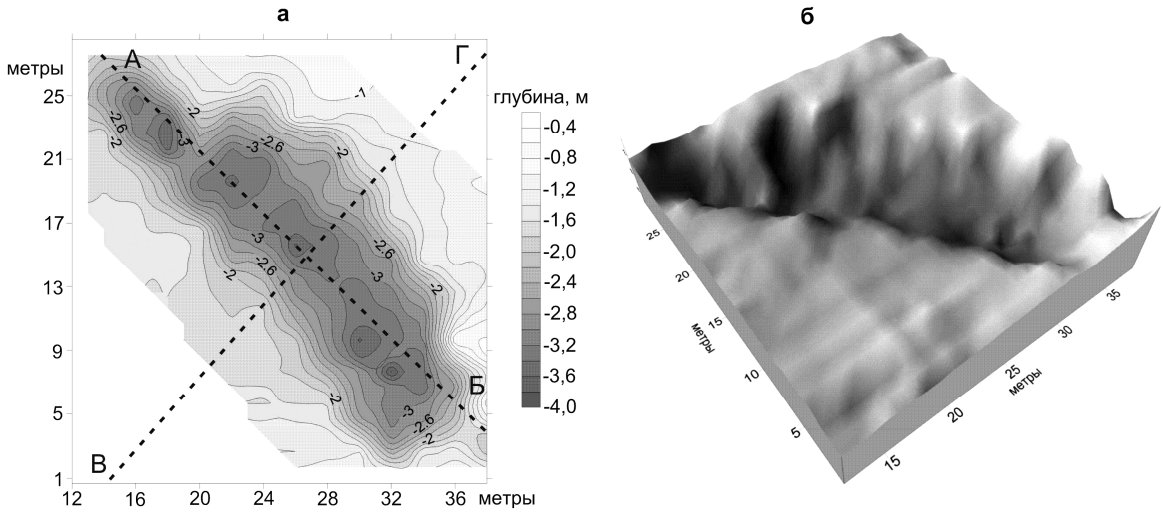


Рис. 4. Рельеф древнего рудника в период его эксплуатации:
а) на плане в виде изолиний и б) в 3-D формате

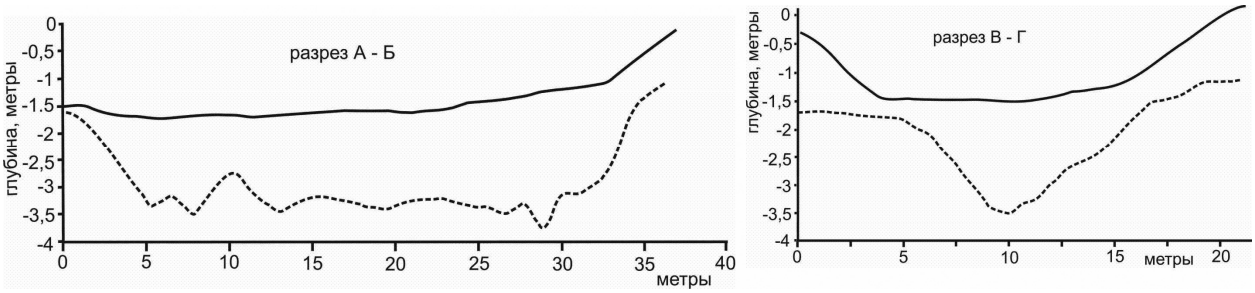


Рис. 5. Разрезы по линиям А-Б и В-Г. Сплошная линия – современный рельеф, пунктирная – древний рельеф по данным георадарной съемки

составляет около 670 т. В древности карьер разрабатывался небольшими уступами высотой 0,75–1,25 м. Угол наклона уступов варьировал в пределах 45–60°. Дно выработки ровное, с небольшим наклоном на юго-восток.

Заключение

Георадарная съемка позволила построить модель древнего карьера. Разработка карьера велась до уровня грунтовых вод (из-за близости реки он не превышал 2–2,5 м от поверхности). Разрабатывались гнезда окисленных руд, сложенные малахитом и азуритом. Оруденение приурочено к зоне контакта вулканогенно-осадочных пород основного состава с хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами. Рудная зона имеет субмеридиональное простирание и сложена серией кулисообразных крутопадающих линзовидных тел бурых железняков, несущих медную минерализацию в виде вкрапленности халькопирита. Добытые руды предварительно обогащались (ручная отборка, обкол, сортировка и отбраковка сырья). Обогащение происходило в специально отведенных местах на промплощадках, которые фиксируются по наличию скоплений мелких (менее 0,5–1 см) обломков почти чистого малахита, полученного в результате дробления добытой «черновой» руды и последующего удаления из нее пустой породы. На руднике обнаружены две промплощадки. Одна из них находится на поверхности одного из отвалов. Вторая – в небольшой промоине, что дает предположение о возможном применении на Новониколаевском руднике технологии «мокрого» обогащения. При таком способе содержание меди в обогащенных рудах увеличивалось в два-три раза и могло достигать 11–16 %. Согласно предварительным расчетам, выполненным А.М. Юминовым с соавторами (Юминов и др., 2013), на Новониколаевском руднике было добыто порядка 130 т медной руды, в которой содержалось около 6,5 т меди. Из такого количества, с учетом неизбежных потерь при металлургическом переделе, можно было выплавить 2,5 т черновой меди.

Литература

Зайков В.В., Юминов А.М., Анкушев М.Н., Ткачев В.В., Носкевич В.В., Епимахов А.В. Горно-металлургические центры бронзового века в Зауралье и Мугоджарах // Известия Иркутского гос. ун-та. Серия «Геоархеология. Этнография. Антропология». Иркутск: ИГУ, 2013. № 1(2). С. 174–195.

Ткачев В.В., Байтлеу Д.А., Носкевич В.В., Юминов А.М., Бебнев А.С., Вдовин А.Г., Анкушев М.Н., Жалмаганбетов Ж.М. Междисциплинарные исследования древнего рудника Шаншар на севере Мугалжарского горно-металлургического центра эпохи поздней бронзы // Тр. филиала Института археологии им. А.Х. Маргулана в г. Астана. Астана, 2013. Т. II. С. 248–263.

Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Маликов А.В. Геофизические методы исследования археологических памятников Сарым-Саклы и Воровская яма (Южный Урал) // Уральский геофизический вестник. 2013. № 2. С. 46–53.

Юминов А.М., Зайков В.В., Коробков В.Ф., Ткачев В.В. Добыча медных руд в бронзовом веке в Мугоджарах // Археология, этнография и антропология Евразии. 2013. № 3. (55). С. 87–96.

УДК 528.02:528.8

ЛАЗЕРНОЕ 3D-СКАНИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ПУСТОТ

Овчаренко А.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрена методика дистанционного изучения пустот и полостей. Предложены и опробованы методы: «заглядывания», «головой вниз», «короткого сканерного хода», смешанные методы. Методика является оперативной, обеспечивает получение точных геометрических характеристик объекта и параметров ориентации относительно внешнего пространства. Способы позволяют уменьшить, или избежать вообще, риск пребывания персонала в подземной полости. Метод дает итоговую документацию объекта в форматах пригодных для детального изучения формы и строения, выполнения обмеров, визуальной оценки внутреннего состояния.

3D сканирование, подземные пустоты, полости, сканы объектов.

LASER 3D SCANNING OF UNDERGROUND EMPTINESS

Ovcharenko A.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The technique of remote studying of emptiness and cavities is considered. Methods are offered and tested: «peeping», «the head down», «the short scan course», the mixed methods. The technique is quick, provides exact geometrical characteristics of object and parameters of orientation in external space. The technique allows to reduce, or to avoid in general, risk of stay of the personnel in an underground cavity. The method gives final documentation of object in formats suitable for detailed studying of a form and a structure, performance of measurements, a visual assessment of internal state.

3D scanning, underground emptiness, cavities, application examples.

Введение

Подземные полости и пустоты – важный объект для детального изучения. Имеется громадное число природных и антропогенных объектов, интересных для детального инструментального изучения с выяснением морфологии и состояния внутренних поверхностей, ориентации в пространстве, с получением точных линейных обмеров, включая расчет объема. Это разнообразные карстовые пещеры, гроты и провалы, частично вскрытые пегматитовые занорыши и погреба, подземные сооружения, тоннели, катакомбы, ёмкости, колодцы, провалы, промоины и т. п. Особый класс таких объектов составляют подземные культовые сооружения, которые являются культурно-историческими памятниками и требуют тщательного изучения, фиксации состояния, в том числе в электронной форме, исключающей утрату. Это же можно отнести и к уникальным природно-геологическим памятникам, таким как, например, «Красная круча» в Оренбургской области, карстовые провалы района Кунгура и Орды, термокарстовые провалы Ямала.

При катастрофических землетрясениях и техногенных авариях, как правило, образуются завалы с полостями и подвалами, в которых часто оказываются люди и животные, ждущие помощи. В настоящее время интерес к изучению подземных пустот еще более обострился. Это связано как с обнаружением ряда уникальных провалов на Ямале, в Германии, Гватемале, Израиле и в других регионах, так и с необходимостью оперативного изучения традиционных объектов-полостей. В большом количестве случаев оперативное 3D-дистанционное инструментальное изучение и фотографирование без непосредственного присутствия оператора в полости является единственным реальным методом их детального изучения. Таким образом, оперативное изучение полостей и подземных сооружений является важной и актуальной задачей.

В настоящее время создано большое число 3D-сканеров с разнообразными показателями точности, скорости сканирования и различными собственными размерами и функциональными особенностями (Середович и др., 2009). Современные сканеры имеют такие компактные размеры и

функции дистанционного управления, что могут быть использованы для целей сканирования пустот при наличии небольших отверстий, щелей и дыр в изучаемом объекте, в которые может пройти прибор, но не проходит человек или его присутствие исключено. В настоящей работе было опробовано два конкретных сканера: FARO FOCUS^{3D} и штанговая сканирующая головка C-ALS$^{®}_{\text{МКЗ}}$ для изучения подземных полостей (*диаметр 50 мм, класс защиты IP67 с возможностью погружения в воду до 1 м, полный охват сферы 360^{o}*). Однако при описании методики и приемов сканирования мы использовали, по возможности, приемы и принципы, общие для любых типов сканирующих устройств и обрабатывающих программ.

Исходя из опыта (Овчаренко, 2014; 2015), наиболее эффективными методами сканирования для изучения полостей и пустот являются: метод «заглядывания», обзор «головой вниз», смешанные приемы в сочетании с дистанционным запуском и управлением сканером. Различия методов состоят в: а) условиях обзора из пунктов, в которых устанавливается прибор; б) способах установки самого сканирующего прибора. Лазерное сканирование есть, по существу, точное измерение расстояний от некоторого центра прибора до точек окружающего пространства с вычислением координат этих точек. Последовательность обмера точек пространства заложена в конкретную конструкцию прибора и практически не влияет на основной результат сканирования – трехмерное облако координат точек поверхности изучаемого объекта. Различия состоят в детальности и скорости сканирования. При изучении полостей облако точек распределено по некоторой сложной замкнутой поверхности, ограничивающей полость, а также совокупности предметов, которые в ней расположены и частично экранируют полную сцену. Часто задача изучения полости состоит, кроме этого, в дополнительной координатной привязке к внешним объектам. Очевидно, что для изучения замкнутой полости достаточно сканер разместить внутри и выполнить одно сканирование с полным сферическим обзором. Если требование детальности изучения достигается при одной стоянке сканера, то на этом процесс измерений заканчивается, в противном случае сканирование производится с дополнительных доступных позиций, с которых прибор «видит» все другие детали изучаемой сцены, невидимые с первой позиции. Задача существенно усложняется, если нет прямой возможности сканирования с размещением прибора внутри полости. В этом случае используются названные выше приемы: «заглядывания», «обзор головой вниз», а также смешанные приемы с сочетанием стандартного сканирования, включая т.н. «короткий сканерный ход» внутрь скрытой полости. На рис. 1–4 показаны принципиальные схемы размещения прибора для этих методов.

Метод *«заглядывания»* состоит в таком внешнем размещении сканера, при котором он видит только часть пространства изучаемой полости. Если менять внешнее

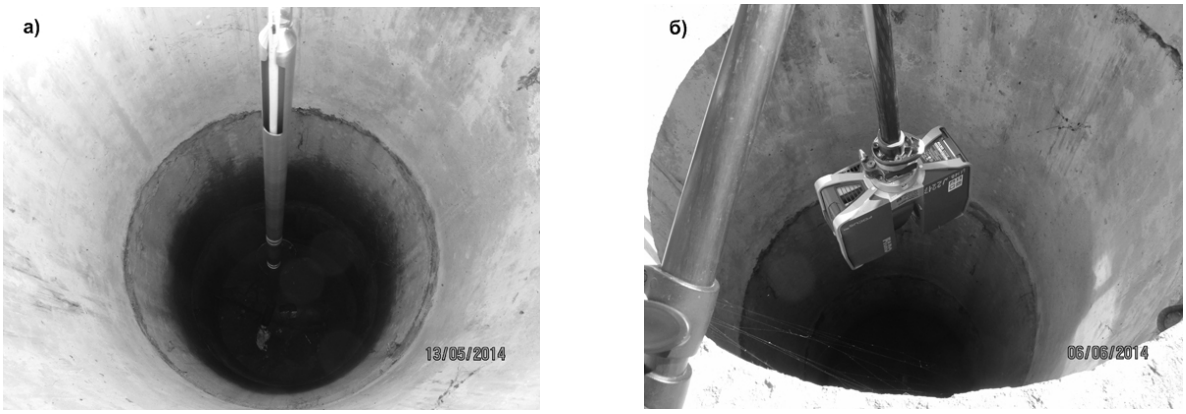


Рис. 1. Примеры установки сканеров «вниз головой» для изучения полостей:
а – прибор C-ALS$^{®}_{\text{МКЗ}}$; б – прибор FARO FOCUS^{3D}

Рис. 2. К методу «заглядывания» в полость. Сканер размещен у лаза в старательскую штольню, которая залита водой

Рис. 3. Установка сканера без треноги на нивелирном столике для уменьшения габаритов установки

расположение сканера, то в ряде случаев можно в совокупности охватить изучением значительную часть полости или всю целиком. При условии, что канал доступа в полость позволяет переместить сканер внутрь (без оператора), можно использовать прием «вниз головой» (см. рис. 1) и «комбинированный приём вниз головой» (внесение в полость и размещение вниз головой). При этом управление включением процесса сканирования и выбора режимов выполнятся дистанционно с компьютера по линии *«Wi-Fi»*. При использовании режима «заглядывания» сканер нужно размещать по возможности наиболее близко к краям проема, чтобы максимально увеличить обзор внутреннего пространства. Рекомендуется использовать несколько близких позиций сканирования, разнесенных в проеме по горизонту и высоте. Иными словами, в полость нужно «заглядывать», поочередно прижимая прибор к левой-правой и верхней-нижней стороне проема. Для сшивания сцен при этом необходимо использовать стандартные сферические отражатели (4–5 шт.) или специальные бумажные марки, размещаемые во внешнем пространстве.

Когда размещение сканера на треноге бывает невозможным, а это типично при малых проемах или труднодоступных местах, его можно размещать непосредственно на грунте проема с применением стандартного нивелирного столика с максимально укороченным стержнем для установки (см. рис. 3).

Размещение сканера в проемах должно предусматривать его надежную устойчивость и наличие зазоров для свободного вращения сканера (или измерительной головки) на столике в горизонтальной плоскости. При размерах проема 25х30 см уже возможно внесение прибора (FARO FOCUS^{3D}) в саму полость. В полости («голо-вой вниз») также нужно контролировать свободное вращение сканера в горизонтальной плоскости.

Для передачи внешней системы координат внутрь полости необходимо предусмотреть короткий сканерный ход с последовательностью позиций: внешнее пространство – проем – внутреннее пространство. С позиции «проем» сканер должен видеть реперные сферы или марки во внешнем пространстве и характерные точки (не менее четырех) во внутреннем пространстве (см. рис. 4). С позиции «головой

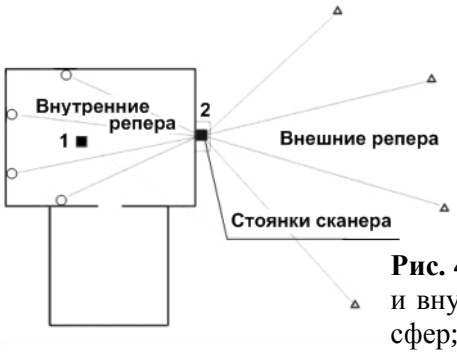


Рис. 4. Короткий сканерный ход из двух стоянок для связи внешней и внутренней систем координат: 1 – внутри полости с обзором 4-х сфер; 2 – в проеме с обзором 4-х внутренних и 4-х внешних сфер

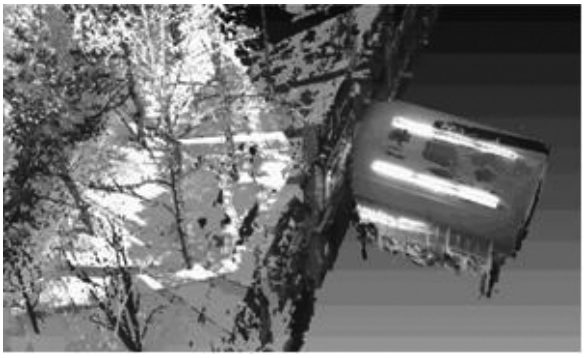
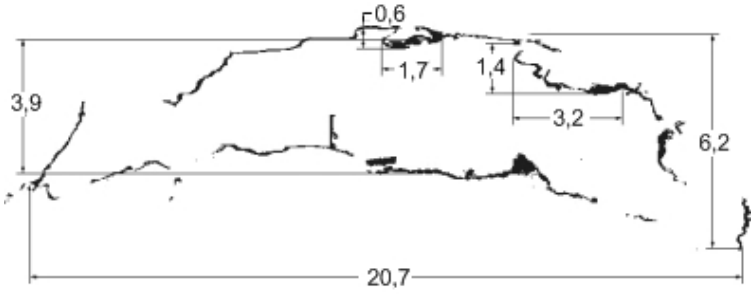


Рис. 5. Объемная модель, полученная при совмещении внутренней и внешней систем координат

Рис. 6. Сканирование из проема позволяет сканеру одновременно видеть внутреннее и внешнее пространство и связать таким образом системы координат

вниз» сканер должен видеть характерные точки внутреннего пространства. Хорошей учебной моделью скрытой полости является обычная комната, систему координат которой требуется совместить с внешней системой координат.

Примеры увязки внешней и внутренней систем координат приведены на (рис. 4–6). Для этого случая достаточно расположить сканер в проеме (окне), с которого видны репера сферы во внешнем пространстве и внутри комнаты. В данном примере выполнено также сканирование во внешнем пространстве. Совмещенная модель внутреннего помещения показана на рис. 5. По этой модели возможно вычислить размеры комнаты, ее площадь и объем, а также расположение внутренних предметов. Кроме этого, внутренний объект



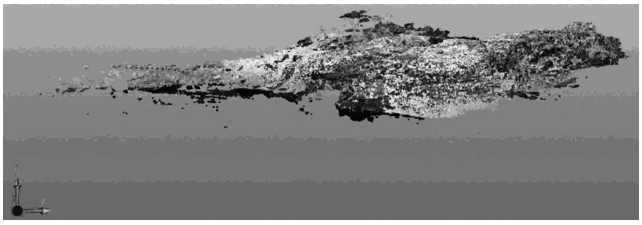


Рис. 7. Грот «Длинный» Кунгурской пещеры. 3D-модель, вид сбоку

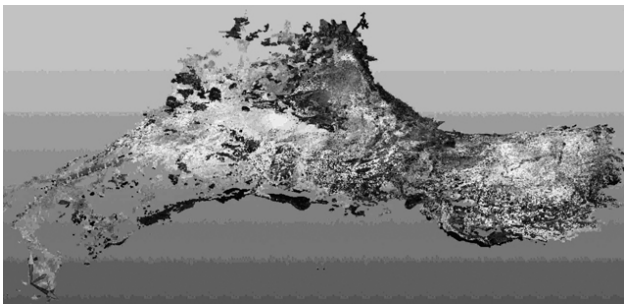


Рис. 8. Грот «Длинный» Кунгурской пещеры. 3D-модель, вид сверху

ориентирован относительно объектов внешнего пространства. Такую модель можно использовать для проектирования и расчета различных коммуникаций на объекте.

Методы анализа

Анализ результативного облака точек 3D-модели выполняется построением серии сечений изучаемой полости и формированием документов этих сечений для выполнения обмеров и визуального анализа. Рассмотрим пример Кунгурской пещеры. В Кунгурской ледяной пещере изучался грот «Длинный». Было выполнено внутреннее сканирование с шести позиций с применением стандартных сферических отражателей для сшивки сцен в единую объемную модель. Построенная модель позволяет полностью изучить морфологию грота, выявить и картировать трещины на своде и стенах, картировать литологические разности пород, определить места, потенциально опасные для обрушения блоков с кровли грота. На рис. 7–13 показаны продольные и поперечные сечения грота, горизонтальные панорамы развертки.

Рис. 9. Одно из поперечных сечений грота «Длинный». В кровле грота имеются висящие блоки, представляющие опасность для туристов и персонала

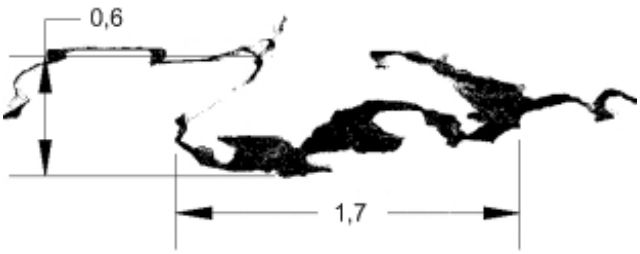


Рис. 10. Выполнение обмеров средствами AutoCAD по висячему блоку в кровле грота «Длинный»

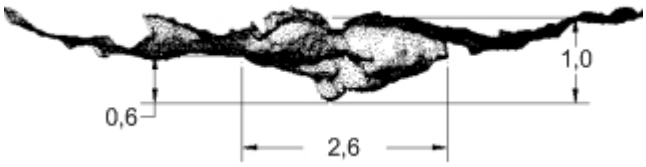


Рис. 11. Выполнение обмеров висящих блоков в кровле пещеры

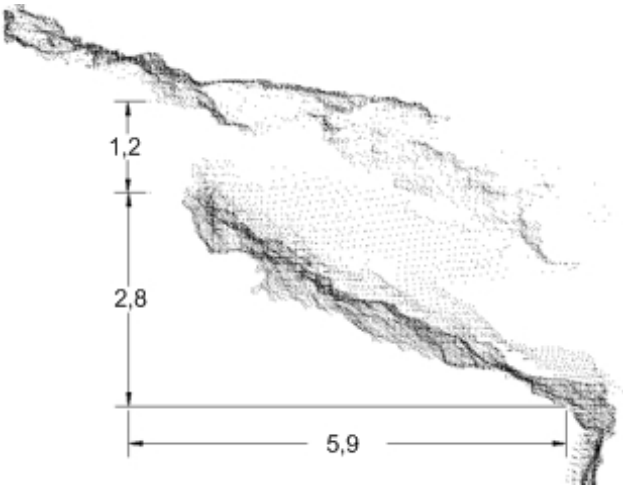


Рис. 12. Выполнение обмеров висящих блоков в кровле средствами AutoCAD

Рис. 13. Блоковая делимость и трещины на стенах и кровле грота. Двумерная панорама по данным 3D-сканирования

При изучении искусственных полостей часто бывает важным оценить состояние и сохранность конструкции с выявлением дефектов стен (поверхности). В таких случаях применяется анализ с помощью карт отклонений.

Рис. 14. 3D-модель железобетонного колодца из трех колец. Видны сдвиги колец, которые изучены количественно

Рис. 15. Карта отклонений стенок колодца от идеального цилиндра

Карта отклонений может быть построена всегда, когда изучаемую поверхность можно описать некоторой аналитической функцией (плоскость, сфера, цилиндр, полином и т. д.) или комбинацией аналитических объектов. Карта отклонений есть некоторая числовая матрица отклонения реальной поверхности от подходящей аналитической функции. Визуализация такой числовой матрицы может быть выполнена в различных формах: карты изолиний, цвето-тоновой карты, теневой карты, трехмерной блок-диаграммы (пример колодца на рис. 14–16). При наличии полости неправильной сложной формы рационально выполнять визуализацию в виде трех ортогональных проекций. Выбор сис-

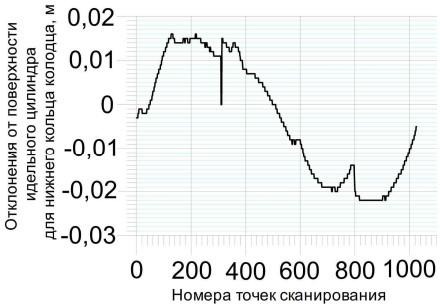


Рис. 16. График отклонений от формы идеального цилиндра нижнего кольца колодца

Рис. 17. Пример двумерной панорамы-развертки колодца теплотрассы

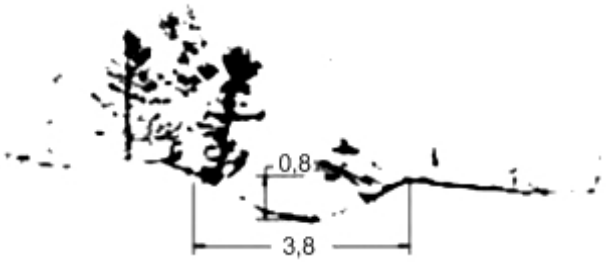


Рис. 18. Пример изучения старого старательского шурфа (пологая западная часть)

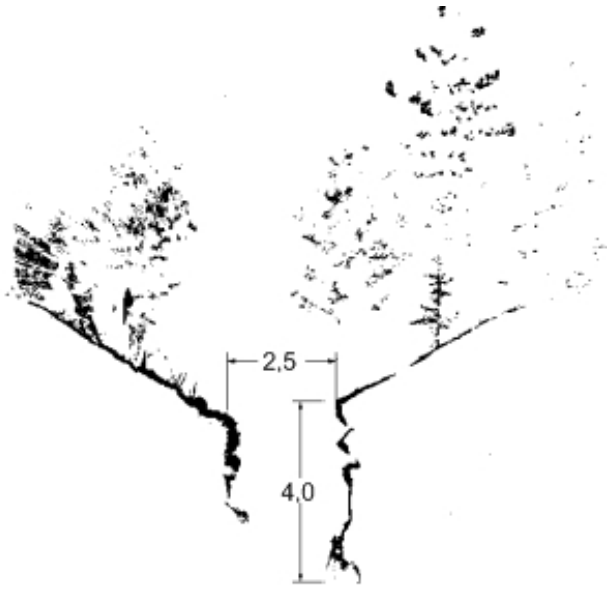


Рис. 19. Пример изучения старого старательского шурфа (сечение, восточная часть). В нижней части вход в обрушенную штольню. Сверху – деревья

темы координат для оптимального вида проекции выполняется интерактивно путем поворотов 3D-модели объекта.

Пример применения метода «головой вниз» и «заглядывания» для изучения колодца теплосети, заброшенных старательских горных выработок, скрытой промоины плотины показаны ниже на рис. 17–22. Данные сканирования получены без присутствия оператора в пустотах.

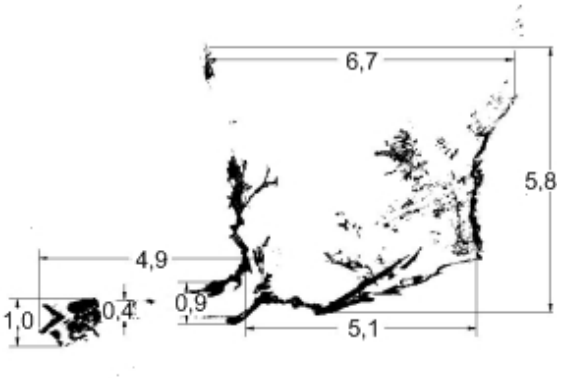


Рис. 20. Пример изучения заброшенной штольни, пройденной из глубокой канавы (вертикальное сечение, канава – справа, штольня слева)

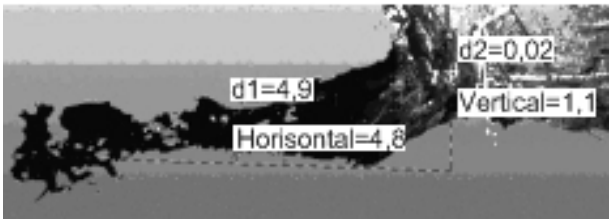


Рис. 21. 3D-модель старательской штольни. Вид сбоку. Даны измерения длины, широты, высоты старательской штольни

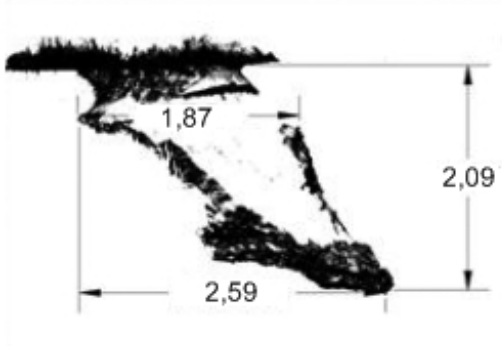


Рис. 22. Пример глубокой промоины в теле Штанговой плотины Полевского пруда (Свердловская область). Сечение построено по данным 3D-сканирования методом «заглядывания»

Выводы

Методика дистанционного изучения пустот и полостей является оперативной, безопасной и обеспечивает получение точных геометрических характеристик объекта, а также его ориентацию относительно внешнего пространства. Позволяет уменьшить риск пребывания персонала в подземной полости или полностью избежать его и получить итоговую документацию объекта в форматах, пригодных для детального изучения морфологии, выполнения обмеров, визуальной оценки внутренних предметов. Методика может использоваться для подземных пустот, имеющих малый канал (25х30 см) доступа в полость.

Приношу свою благодарность коллегам, оказавшим мне помощь при выполнении работ на ряде объектов – О.А. Кусонскому и П.Б. Бородину (обсерватория «Арти»), Н.П. Панчукову, О.И. Осетровой, М. Богомаз (Кунгурский научный стационар ГИ УрО РАН), Г.А. Петрову (УКГСЭ).

Работа связана с выполнением поисковых исследований по проектам Президиума РАН № 12-И5-2067.

Литература

Овчаренко А.В. Определение объема и веса музейного экспоната метеорита «Челябинск» на основе 3D-сканирования // Метеориты, астероиды, кометы. Падения на Землю, исследования и экологические последствия. II межд. научно-практическая конф. Челябинск, 2014. С. 114–118.

Овчаренко А.В. Сканирование подземных пустот и полостей 3D-сканированием // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. 42-я сессия межд. научного семинара им. Д.Г. Успенского. ГИ УрО РАН, ПГНИУ, Пермь, 2015. С. 161–163.

Середович В.А., Комиссаров А.В., Комиссаров Д.В., Широкова Т.А. Наземное лазерное сканирование. Новосибирск: СГГА, 2009. 261 с.

УДК 550.837

СПОСОБ КОМБИНИРОВАННЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ТРЕХЭЛЕКТРОДНОЙ УСТАНОВКОЙ

Федорова О.И. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Предложен новый способ зондирований с комбинированной трехэлектродной установкой. Рассмотрен теоретический пример электрозондирований с данной установкой над шаром в однородной среде. Показано преимущество нового способа над известным методом вертикальных зондирований с симметричной четырехэлектродной установкой, которое состоит в более четком выделении границ геоэлектрической неоднородности. Экспериментальный пример подтверждает перспективность новой методики зондирований в изучении горизонтально-неоднородных сред.

Электрические зондирования, трехэлектродная установка, геоэлектрическая неоднородность.

NEW METHOD OF ELECTRICAL SOUNDINGS WITH THREE-ELECTROD PLANTING

Fedorova O.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The new method of soundings with the combined three-electrode planting are tendered. The theoretical instance electrical soundings with the given planting above a sphere in the homogeneous environment are considered. Advantage of the new method above known method of vertical soundings with the symmetric four-electrode planting which consists in more precise allocation of boundary geoelectric inhomogeneity are shown. The experimental example confirms perspective of new technique of soundings in studying of the horizontal-non-uniform environment.

Electrical sounding, a three-electrode planting, geoelectric inhomogeneity.

Введение

Электрические зондирования в методе сопротивлений выполняют в разных модификациях, зависящих от типа применяемых установок. В основном используют симметричную четырехэлектродную установку, реже трехэлектродную. В процессе проведения работ измеряется разность потенциалов между двумя приемными электродами, которые фиксируются на точке наблюдений, а зондирование осуществляется за счет увеличения разноса, т. е. расстояния между питающими (или питающим) и приемными электродами. Такие электрические зондирования принято называть вертикальными, поскольку изучается геоэлектрический разрез среды от дневной поверхности до некоторой глубины. Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) в основном применяются на слоистых средах с небольшими углами падения, где можно определить мощность и удельное сопротивление слоев.

Геологический разрез чаще всего не удовлетворяет модели горизонтально-слоистой среды, особенно его верхняя часть (первые десятки метров), которая изобилует геоэлектрическими неоднородностями. При электрозондированиях неоднородности будут влиять на результат интерпретации. В некоторых случаях они являются помехами. Так, приповерхностные неоднородности трансформируют кривую зондирования на больших разносах и вносят неверное представление о более глубинном строении среды. Если исследуются объекты на малых глубинах, то достаточно сложно определить их размер из-за появления краевых эффектов от самих искомых объектов. Краевые эффекты также будут искажать общую структуру геоэлектрического разреза.

Анализ искажений от неоднородностей в методе ВЭЗ проводился многими исследователями (Яковлев, 1989; Электрическое…, 1992; Электроразведка…, 1994; Modin et al., 1994). Основное искажающее влияние зависит от типа элемента установки: подвижный (питающий) или неподвижный (приемный), проходящего над неодно-

родностью, и от точки записи измеренного значения разности потенциалов (Бобачев и др., 1995).

В МГУ разработана методика сплошных электрических зондирований (СЭЗ), в которой много общего с томографией электросопротивления среды. В основе всех этих методик лежат измерения с двухсторонней трехэлектродной установкой. Отличительной особенностью СЭЗ является выделение анализа искажений от неоднородностей в отдельный этап с последующей 1D и 2D интерпретацией (там же).

В настоящее время основной упор развития методов электрических зондирований на постоянном токе делается на совершенствование подходов интерпретации. Существуют программы 1D, 2D и даже 3D инверсии обработки полученных данных, которые сужают рамки эквивалентности решения обратной задачи при интерпретации. Но, тем не менее, в сложных средах добиться однозначности решения невозможно.

Другим путем уменьшения искажающего влияния неоднородностей на результат электрозондирований может являться применение новых установок и методик измерений. В работе рассматривается способ электрических зондирований с трехэлектродной установкой.

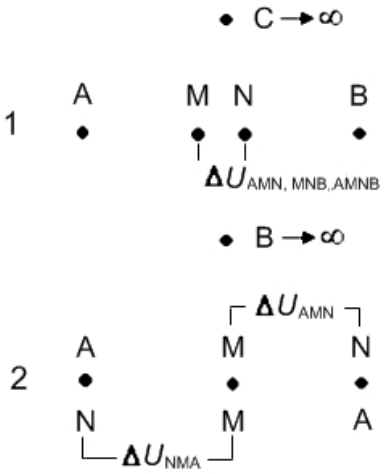


Рис. 1. Схема установок:
1 – трехэлектродной AMN, C → ∞;
комбинированной AMN+MNB C → ∞;
четырехэлектродной симметричной AMNB;
2 – комбинированной AMN+NMA B → ∞

Установка и методика работ

В электроразведке используется трехэлектродная установка AMN, в которой на одной линии размещаются один питающий (A) и два приемных электрода (MN), измеряющие разность потенциалов. Второй питающий электрод (C) относится в практическую бесконечность. При электрических зондированиях питающий электрод перемещается от центра приемной линии (MN) на заданные расстояния – разносы (r) и на каждом разносе выполняется измерение. Как правило, трехэлектродная установка применяется в комбинированном варианте, когда добавляется еще один питающий электрод (B) с другой стороны приемной линии и выполняются двухсторонние электрические зондирования с установками AMN и MNB (рис. 1). Анализируются результаты, полученные как с отдельными установками, так и осредненные, которые равны измерениям с симметричной установкой AMNB. Такая методика измерений чаще всего применяется в электрической томографии среды.

Точка записи в вертикальных зондированиях всегда относится к центру приемной линии (MN). В не горизонтально-слоистой среде между питающими электродами A или B и приемной линией могут располагаться геологические неоднородности, которые влияют на структуру поля, а фиксируются эти изменения в стороне от аномальных объектов. Эта одна из причин появления искажений на кривой зондирования. Вторая немало важная причина в том, что приемная линия много меньше разноса и приповерхностные неоднородности, имеющие больший размер, чем линия MN, будут являться экраном для прохождения тока и искажать электрическое поле на некоторой глубине ниже неоднородности.

Для уменьшения искажающих эффектов от геоэлектрических неоднородностей предлагается новая методика электрических зондирований. Измерения проводятся трехэлектродной установкой Гуммеля AMN, в которой электроды (A) и (N) находятся на равном расстоянии от центрального электрода (M), подключенного к клемме

(M) измерителя. Второй питающий электрод (B) относится в бесконечность. Отметим, что установка Гуммеля применялась только для профилирования. Предлагается выполнять двойные зондирования комбинированным способом AMN+NMA. Крайние электроды при втором измерении меняются местами, т. е. питающий электрод (A) подключается к клемме (N) приемника, а приемный (N), соответственно, в клемме (A) генератора тока. Зондирование осуществляется за счет перемещения крайних электродов на одинаковое расстояние от электрода (M). На каждом разносе проводятся двойные измерения.

Полученные данные обрабатываются путем расчета среднего кажущегося сопротивления $\rho_к^{ср} = (\rho_к^{AMN} + \rho_к^{NMA})/2$ на каждом разносе и значения относятся к центральному электроду (M). Результат визуализируется разрезом кажущихся сопротивлений.

Теоретические разрезы кажущихся сопротивлений над шаром в способе зондирований с трехэлектродной установкой и в методе ВЭЗ

Для сравнения результатов комбинированных электрозондирований с трехэлектродной установкой AMN+NMA B→∞ и известного метода ВЭЗ с симметричной четырехэлектродной установкой AMNB выполнили математическое моделирование зондирований над шаром в однородном полупространстве. Используя приближенное выражение для потенциала точечного источника на дневной поверхности при наличии погруженного шара (Заборовский, 1943), получили выражения разности потенциалов ΔU_{AMN}, ΔU_{NMA}, $\Delta U_{ВЭЗ}$ и, соответственно, выражения кажущегося сопротивления $\rho_к^{AMN}$, $\rho_к^{NMA}$, $\rho_к^{ср}$, $\rho_к^{ВЭЗ}$.

Расчеты провели для проводящего шара: $\rho_2/\rho_1 = 0{,}1$; $h = 1{,}5b$, где ρ_1, ρ_2, b, h – удельное сопротивление среды и шара, радиус шара и глубина его залегания, соответственно. Все линейные размеры приведены к радиусу шара. Разрезы кажущегося сопротивления построены в новом методе зондирований от полуразноса r/b = AM/b, а в методе ВЭЗ от r/b = AB/2b.

На разрезах изолиниями $\rho_к/\rho_1$ четко выделяется верхняя граница шара и вмещающей среды для обеих установок (рис. 2, цветная вкладка). Краевые эффекты слева и справа от шара, также схожи. Отличительная особенность в поведении изолиний наблюдается в районе шара и ниже. На разрезе, полученном при зондировании с трехэлектродной установкой (рис. 2а, цветная вкладка), изолинии сопротивлений, начиная с 0,8 и меньше, концентрируются внутри шара, они замкнуты и ниже шара сопротивление близко к значению сопротивления вмещающей среды. На разрезе ВЭЗ (рис. 2б, цветная вкладка) изолинии не замкнутые и вытянуты вниз, создавая ложный аномальный эффект.

Таким образом, новый способ зондирования дает возможность более четко оконтуривать локальные объекты по сравнению с известным методом вертикальных электрических зондирований.

Результаты экспериментальных исследований

Для натурного эксперимента выбрали участок, где на глубине не менее трех метров проложены водопроводные трубы. Электрозондирования провели с комбинированной установкой AMN+NMA B→∞ и AMNB (ВЭЗ). Профиль работ пересекал коммуникации. Точки наблюдений располагались через два метра. Максимальный полуразнос зондирований составлял 10 м, бесконечность протянули на 100 м. Измерения выполняли электроразведочной аппаратурой ЭРА-ЗНАК.

На рис. 3 (цветная вкладка) представлены разрезы кажущихся сопротивлений для комбинированных зондирований от разноса r = AM и для вертикальных электрических зондирований от полуразноса r = AB/2. Известно, что верхняя часть разреза (первые десятки метров) изобилует геологическими неоднородностями за счет неравномерного распределения глинистых и песчаных фракций в рыхлых осадочных отложениях и в разной степени переработанной коры выветривания. Это отражается на результатах электрозондирований. В нашем экспериментальном примере на

обоих разрезах наблюдаются геоэлектрические неоднородности как повышенного, так и пониженного электросопротивления. Но разрезы достаточно отличаются по структуре. В комбинированных зондированиях неоднородности более локализованные, чем на разрезе ВЭЗ, где результаты измерений дают интегральную характеристику среды за счет чего структура разреза преимущественно блочная. Водопроводные трубы находятся на пикете 2. На обоих разрезах в этом месте имеется проводящая область на глубине около трех метров, что может соответствовать наличию техногенного объекта. Хотя по ВЭЗ эта область на разносах 3–4 м более контрастна ($\rho_к$<14 Ом·м), чем по комбинированным зондированиям ($\rho_к$ < 18 Ом·м), но в целом проводящая аномалия не локализуется вертикальными электрическими зондированиями, а вытягивается на глубину. На пикете 4 и 5 тоже выявлена проводящая зона, а на пикете 3 менее проводящая область по сравнению с вмещающей средой. По ВЭЗ проводящая зона также имеет меньшее кажущееся сопротивление, но менее локализована, чем по зондированиям с комбинированной установкой. Данные аномалии связаны с геологическими неоднородностями среды.

Заключение

Предложен способ зондирований с комбинированной установкой AMN + + NMA B→∞. Рассмотренный теоретический пример электрозондирований с данной установкой над локальной неоднородностью (шаром) показывает основное преимущество способа над известным и широко распространенным методом вертикальных зондирований с симметричной четырехэлектродной установкой (ВЭЗ), которое состоит в более четком оконтуривании геоэлектричекой неоднородности особенно ее нижней границы. Экспериментальный пример подтверждает перспективность новой методики зондирований в изучении горизонтально-неоднородных сред.

Литература

Бобачев А.А., Марченко М.Н., Модин И.Н. Новые подходы к электрическим зондированиям горизонтально-неоднородных сред // Физика Земли. 1995. № 12. С. 79–90.

Заборовский А.И. Электроразведка. М.: Гостоптехиздат, 1943. 444 с.

Электрическое зондирование геологической среды / Под ред. В.К. Хмелевского, В.А. Шевнина. Ч. 2. Интерпретация и практическое применение. М.: МГУ, 1992. 200 с.

Электроразведка методом сопротивлений / Под ред. В.К. Хмелевского, В.А. Шевнина. М.: МГУ, 1994. 160 с.

Яковлев А.Г. Влияние геоэлектрических неоднородностей на результат электромагнитных зондирований: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1989.

Modin I.N., Pervago E.V., Shevnin V.A. Bobatchev A.A., Marchenko M.N., Lubchikova A.V. Distortions of VES data, caused by subsurface inhomogeneities // Report, presented at EAEG 56 th Annual Meeting. Austria, Vienna, 1994. P. 129.

УДК 550.83

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ЗОЛОТЫХ РОССЫПЕЙ В МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Хасанов И.М. – Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан
Прейс В.К. – Северо-Восточный государственный университет, Магадан
Муравьев Л.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Терновский В.А. – Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан

Аннотация. В статье приведены факторы, сдерживающие увеличение объемов золотодобычи, систематизированы перспективные золотоносные площади, предложены новые направления повышения эффективности горных работ, направленных на поиски и разведку россыпных месторождений. Предложен комплекс геофизических исследований для решения задач, возникающих при поисках и разведке россыпных месторождений золота различных морфогенетических типов, который в зависимости от решаемых задач может включать в себя георадарное зондирование, электропрофилирование, электрозондирование и магнитометрические измерения.

Россыпь, золото, георадар, электроразведка, магнитная съемка, Магаданская область.

GEOPHYSICAL METHODS APPLICATIONS PERSPECTIVES IN GOLD PLACERS PROSPECTING AND EXPLORATION IN THE MAGADAN REGION

Khasanov I.M. – North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of Far East Branch RAS, Magadan
Preis V.K. – North-East State University, Magadan
Muraviev L.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Ternovskiy V.A. – North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of Far East Branch RAS, Magadan

Abstract. We discuss factors given that constraining the gold production increasing, systematize gold-promising area, and offer new ways of mining activities efficiency increasing aimed at prospecting and exploration of placer deposits. We propose the complex of geophysical investigations to solve problems arising from prospecting gold deposits of various morphogenetic types. Depending on the tasks, it may include georadar sensing, electric profiling, electric sounding and magnetometric survey. Development work carried out on placer of the river Debin and allowed to estimate thickness and morphology of deposit, mapping of frozen zones, location of placer.

Placer, gold, GPR, electric profiling, magnetometric survey, Magadan region.

Введение

Анализ развития россыпной золотодобычи в Магаданской области показывает, что все последние годы количество золота, добываемого из россыпей, держится на уровне 60–65 % от общей добычи. Растет россыпная золотодобыча в Иркутской области, в Якутии и других регионах. Есть несколько путей повышения уровня россыпной золотодобычи. Основной из них – расширение сырьевой базы, и эти возможности еще весьма значительны.

В старых приисковых районах возможно выявление новых пластовых россыпей в долинах рек и ручьев низких порядков (ближе к истокам), на склонах и водоразделах, во впадинах. Необходима переоценка выявленных месторождений в речных долинах высоких порядков. Следует более полно осваивать потери, вызванные недостатками предшествующей разведки и технологий разработки. В новых районах возможно обнаружение пластовых россыпей и не только погребенных. Все это требует

оптимизации методики, технологии, техники геологоразведочных работ, законодательной базы.

Факторы, сдерживающие увеличение объемов золотодобычи в Магаданской области

Среди факторов, сдерживающих увеличение объемов добычи, – отсутствие поискового задела за пределами основных районов золотодобычи. Сейчас недропользователи на аукционе часто приобретают лицензии либо на недоразведанные месторождения, либо на объекты с прогнозными ресурсами и самостоятельно выполняют геологоразведочные работы в пределах лицензии. Крупные предприятия способны делать это своим разведочным подразделением, но средним и малым это не всегда по силам. Для поисков новых россыпей в освоенных районах, тем более в новых, надо создавать специализированные горно-геологические предприятия, которые выполняли бы эти работы с привлечением средств федерального бюджета.

Значительное повышение уровня золотодобычи может быть достигнуто при условии увеличения прогнозных ресурсов и запасов россыпного золота в новых месторождениях и правильной оценки количества и, главное, качества техногенных ресурсов. Для этого во всех случаях необходим учет значительных генетических различий между видами аллювиальных россыпей и зачастую большой сложности россыпных месторождений, которые могут состоять из россыпей разных видов. Поэтому необходимо изменить как методику геологоразведочных работ на перспективных на россыпи площадях, так и методы и направления оценки техногенных россыпей.

В Магаданской области немало золоторудных районов и узлов, где россыпная золотоносность слабо изучена. Проведено лишь шлиховое опробование при геологических съемках масштаба 1:200000, в лучшем случае 1:50000. Такие участки есть в пределах Приколымского антиклинория, Омолонского массива, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Золотое оруденение там представлено в основном золотосеребряной и золото-сульфидно-кварцевой формациями с преимущественно мелким, весьма мелким и тонким золотом, которые, по мнению многих исследователей, имеют низкий россыпеобразующий потенциал. Но именно такое золото характерно для многих россыпей Амурской области, Якутии, Южной Америки. Да и в пределах отмеченных выше районов известны подобные россыпи с запасами золота в сотни килограмм (руч. Пепенвеем, Надежда – на Чукотке, Куранах – в Якутии, Нанмандыканский узел – в Магаданской области).

Перспективные золотоносные площади (узлы) авторы разделяют на три группы:

1) ранее выявленные единичные мелкие промышленные россыпи и россыпные проявления;

2) известные россыпные проявления и многочисленные рудопроявления золота, но россыпи не установлены;

3) потенциальные узлы, где известно большое количество золоторудных проявлений, но россыпная золотоносность не выявлена.

При анализе фондовых материалов авторами выделено на территории области около 30 таких площадей. Общим недостатком большинства этих районов является их трудная доступность. Прогнозные ресурсы золота в незатронутых отработкой пластовых россыпях мы оцениваем по категории P_2: в Яно-Колымской провинции – 500 т, на Северо-Востоке России в целом – до 3 000 т.

Отсутствие в золоторудных районах выявленных россыпных проявлений или их малая распространенность может быть вызвано низким качеством шлихового опробования из-за неблагоприятных условий отбора проб, неадекватной методикой его проведения и интерпретации данных. Шлиховое опробование не является прямым, а лишь косвенным методом обнаружения пластовых россыпей. Некоторые их виды не связаны со шлиховыми потоками, другие слабо связаны или (наиболее древние) могут быть вообще не связаны и со шлиховыми ореолами. Рекомендуемая сейчас обобщенная для всех аллювиальных

россыпей методика их более детальных поисков с помощью шурфов или буровых скважин оказывается неэффективной для россыпей ряда видов, особенно – в больших долинах. Необходима новая методика, которая должна быть дифференцированной для каждого вида россыпи. Только при этом условии, возможно ее дальнейшее совершенствование и получение надежных результатов. То же относится к разведке и оценке запасов россыпей.

Геофизический комплекс для малоглубинных исследований россыпных месторождений

Одним из путей совершенствования горно-геологических работ на россыпи является более широкое применение геофизических исследований, роль которых в настоящее время явно недостаточна. Наиболее ценные данные геофизика может дать при проектировании и выполнении поисковых работ. Основными задачами геофизических исследований при поисках россыпных месторождений золота должны быть:

– определение морфологии границы рыхлых отложений и коренных пород, выделение погребенных ложков и палеорусел;

– определение мощности рыхлых четвертичных отложений, расчленение разреза рыхлых отложений на отдельные горизонты, которые характеризуются различным литологическим и гранулометрическим составом, что дает основание для расчета объемов буровых или горных работ;

– расчленение рыхлых четвертичных отложений, выделение пластов глин или глинистых слоев, которые могут быть «ложными плотиками» висячих пластов;

– выделение обводненных зон дробления в плотике россыпи;

– выделение в плане и разрезе участков многолетнемерзлых пород, выделение надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных и сквозных таликовых зон среди сплошной мерзлоты;

– определение планового положения россыпной залежи, которое возможно благодаря повышенным концентрациям в россыпи ферромагнитных и парамагнитных минералов спутников золота.

Для решения вышеперечисленных задач предложен комплекс геофизических исследований в пределах россыпных месторождений центрально-колымских районов, включающий в себя георадарное зондирование, электропрофилирование, электрозондирование и микромагнитную съемку.

В процессе выполнения работ установлено, что наиболее эффективным (по соотношению производительности и затрат) видом электроразведочных работ при решении задач, связанных с оценкой мощности рыхлых отложений и определения морфологии рельефа жесткого основания, является *георадарное зондирование*.

Принцип георадиолокационного зондирования основан на излучении сверхширокополосных импульсов электромагнитных волн метрового и дециметрового диапазона и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, которая имеет различные электрофизические свойства. Георадиолокация основана на том, что различные геологические породы отличаются по диэлектрической проницаемости и проводимости. Изменения этих свойств приводят к частичному отражению зондирующего сигнала, при этом в зависимости от величин диэлектрической проницаемости и проводимости часть энергии сигнала отражается, фиксируя положение границы, а часть проникает глубже и отражается от нижележащих границ. На поверхности с помощью передатчика и антенны генерируется электромагнитный импульс. Там же отдельной приемной антенной фиксируется отклик среды – совокупность волн, отличающихся друг от друга временами пробега, интенсивностью и формой. В результате достаточно уверенно выделяется граница «рыхлые отложения-коренные породы». При площадном варианте исследований становится возможным плановое определение особенностей строения перекрытой поверхности коренных пород (рельеф плотика): палеорусел, ложков и т. д., существенным образом влияющих на формирование россыпи.

Электропрофилированием решаются задачи выделения в плане участков распро-

странения многолетнемерзлых пород, сквозных таликовых и обводненных зон (Хасанов, Муравьев, 2013). *Электрозондированием* в модификации электротомографии устанавливаются параметры распространения многолетнемерзлых пород, а также разноранговых (сквозных, надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных) таликовых зон в разрезе. Основной особенностью примененной методики является достаточно частый шаг наблюдений по профилю, арифметический шаг увеличения разносов, равный или кратный расстоянию между точками измерения на профиле, соответствие точек наблюдения точкам расположения питающих электродов. Подобная технология, получившая за рубежом название Electrical Tomography (Электрическая Томография), у нас в стране известна как Сплошные Электрические Зондирования (СЭЗ).

Картирование россыпной залежи, выявление положения в плане отдельных наиболее перспективных зон возможно с помощью высокоточной детальной *магнитометрической съемки* (Муравьев, 2007). Золотоносные россыпные залежи имеют в своем составе парамагнитные минералы гематит, ильменит и в очень небольших количествах ферромагнитный магнетит. Ферромагнитные и парамагнитные минералы спутники золота имеют высокую плотность, отлагаются вместе с ним в россыпи и определяют аномальное магнитное поле над нею (Шило, 2002). Поэтому магнитометрические исследования с использованием высокоточных магнитометров-

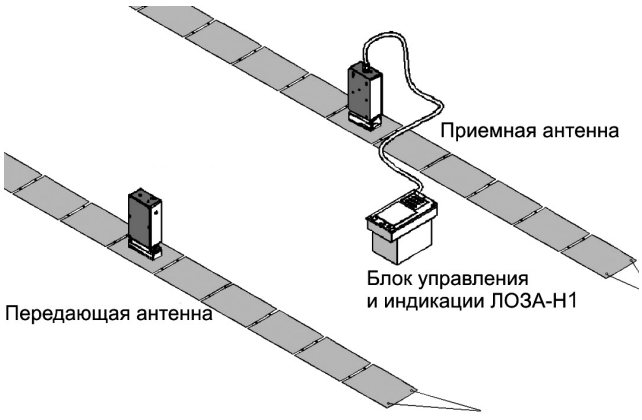


Рис. 1. Схема георадара ЛОЗА-Н1

градиентометров позволяют выявить участки концентраций тяжелой фракции и, соответственно, золота в рыхлых отложениях потенциально золотоносных долин. При относительно небольших мощностях рыхлых отложений в результате можно оценить геометрические параметры ожидаемой россыпи.

Пример применения комплексных геофизических работ

Опытные геофизические работы были проведены на нескольких полигонах в Магаданской области, где планируется промышленная добыча россыпного золота. Один полигон расположен в русле р. Оротукан и два – в среднем течении р. Дебин.

Георадарное профилирование выполнялось отдельными профилями по всей исследуемой территории.

Георадар ЛОЗА-Н1 с приемо-передающими антеннами перемещается вдоль профиля (рис. 1). Оптимальными размерами антенн при изучении разреза в имеющихся условиях являются три метра. Пространственный шаг измерений по профилю составил 50 см. Георадарные данные, полученные при прохождении профиля, представляют собой временной разрез структуры грунта. Обработка выполняется в программном обеспечении Krot_1304. Выделение границ геологических горизонтов осуществляется с помощью процедуры обнаружения минимумов и максимумов сигнала. Абсолютные максимумы или минимумы амплитуды сигнала принимаются за основные отражающие границы. В результате работ на разрезах уверенно определяются граница рыхлых четвертичных и коренных пород, производится расчленение толщи рыхлых отложений, выделяются зоны дробления и обводненности коренных пород и области многолетнемерзлых пород.

Работы методом электротомографии проводились по схеме многоразносного профилирования трехэлектродной установкой, с шагом 5 м и максимальным отходом АО = 60 м, что обеспечивает глубинность исследований до 20 м. Для интерпретации использовалась программное обеспечение

быстрой 2-D инверсии данных метода сопротивлений «RES2DINV» компании «Geotomo Software». Программа с использованием метода наименьших квадратов автоматически находит двумерную модель среды для данных, полученных с помощью томографических методик. Используется двумерная модель, делящая полупространство среды на прямоугольные блоки. В результате обработки получены геоэлектрические разрезы до глубин 20 м, на которых аномалиями пониженного сопротивления (менее 500 Ом·м) отчетливо выделяются сквозные и надмерзлотные таликовые зоны.

Электропрофилирование проводилось симметричной гальванической установкой с размерами A20M5N20B, глубинность исследований составляла 5–10 м. Измерение параметра сопротивления производилось аппаратурным комплексом МЭРИ-24 и АСТРА-100 (рис. 2, цветная вкладка) на частоте 2,88 Гц. Ток в питающей линии изменялся от 1 до 5 мА, величина регистрируемого сигнала в приемной линии колебалась в диапазоне от 0,5 до 100 мВ. Профиля рядовой съемки располагались через 25–30 м, измерения проводились с шагом по профилю 5 м. Данный метод позволил решить задачи, связанные с картированием многолетнемерзлых горных пород и таликовых зон в плане.

Магнитометрическая съемка выполнялась с помощью пешеходного оверхаузеровского магнитометра MMPOS-2 (Сапунов и др., 2000). Для более точного определения глубины источников магнитная съемка выполнялась в варианте градиентометрии: датчики магнитометра фиксировались на высоте 1,7 и 3,0 м над поверхностью земли. Регистрировалось значение магнитного поля каждым датчиком и разность между ними. На одном из полигонов съемка проводилась по сети 2×20 м с полной остановкой датчиков магнитометров в каждой точке. На других двух полигонах применялась технология съемки в непрерывном режиме с периодичностью: одно измерение в три секунды – непосредственно во время движения оператора по съемочному маршруту. Топопривязка и навигация при движении по маршруту выполнялась с помощью навигационного приемника GPS, конструктивно связанного с магнитометром. Расстояние между профилями в этом случае составляло от 20 до 50 м, дистанция между точками измерений – около 2 м. Часть съемочных маршрутов была привязана к существующим на участках разведочным буровым линиям (скважины через 10 м), где была известна мощность рыхлых отложений, мощность залежи и содержание золота в ней. Вариации геомагнитного поля регистрировались аналогичным магнитометром и учитывались с помощью программного обеспечения SURV. Составлены карты аномального магнитного поля, его вертикального градиента, а также по исходному магнитному полю выделены локальные аномалии.

На графиках соотношения результатов магниторазведочных работ с данными бурения и георадарного зондирования видно, что повышенные содержания золота в россыпи уверенно коррелируются с локальными положительными аномалиями магнитного поля, характеризуются высокой дифференциацией градиента аномального магнитного поля и приурочено к локальным понижениям в рельефе поверхности коренных пород (рис. 3, цветная вкладка).

Проблемы и перспективы

Кроме методических и чисто геологических проблем существуют и другие, не менее важные. Обеспечение геологоразведочных работ техникой и персоналом оставляет пока желать лучшего. Обычно для разведки используются 1–2 станка ударно-канатного бурения (УКБ). Подготовка специалистов разведочного УКБ более 30 лет нигде не ведется, и квалификация большинства имеющихся очень низкая. Сейчас на этих работах как правило заняты люди, которые специализировались на бурении скважин под сваи для целей строительства. Ко многим объективным недостаткам УКБ, таким образом, добавляется еще и субъективный человеческий фактор. Да и квалифицированных геологов-россыпников тоже остались единицы.

Предприятия не пытаются заменить УКБ более современными методами бурения, хотя отечественная промышленность выпускает универсальные станки с возможностью изменения способа бурения (колонковое, пневмоударное или ударно-канатное) и замены бурового инструмента в процессе проходки. Зарубежные фирмы производят качественное оборудование для виброударного бурения с производительностью, в разы превышающей УКБ. Недропользователям надо постепенно обновлять парк бурового оборудования. В одном из городов Сибирского или Дальневосточного федеральных округов весьма желательно организовать учебно-курсовой центр для подготовки бурильщиков. Услуги такого центра будут, наверняка, востребованы, и он вполне может существовать на основе самоокупаемости.

Все названные выше проблемы касаются в той или иной степени любого региона россыпной золотодобычи, и реализация приведенных прогнозов и выполнение изложенных рекомендаций поможет не только сохранить добычу золота из россыпей на нынешнем уровне, но и увеличить ее и продлить на десятки лет.

Заключение

Предложен комплекс геофизических исследований для решения задач, возникающих при поисках и разведке россыпных месторождений золота различных морфогенетических типов, который в зависимости от решаемых задач может включать в себя георадарное зондирование, электропрофилирование, электрозондирование и магнитометрические измерения. Сопоставление, проведенное по буровым профилям, позволило установить связь зон повышенного содержания золота с уверенно наблюдаемыми локальными положительными аномалиями магнитного поля от 5 до 25 нТл и его повышенными до 5 нТл/м вертикальными градиентами. Данный комплекс является достаточно оперативным и дешевым и может быть рекомендован перед заданием конкретных границ полигонов отработки россыпи.

Литература

Муравьев Л.А. Возможности высокочувствительных магнитометров POS при проведении геомагнитных съемок // Уральский геофизический вестник. 2007. №1(10). С. 56–60.

Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисова О.В., Киселев С.Е., Денисов А.Ю., Сабанин А.А. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы в области геологоразведки // Геологической службе России 300 лет. Международная геофизическая конференция: Тез. докл. СПб, 2000. С. 290–292.

Хасанов И.М., Муравьев Л.А. Геофизический комплекс при поисках россыпных месторождений золота реки Дебин // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2013. С. 310–311.

Шило Н.А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

УДК 550.837

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ АНОМАЛЬНОГО ЭФФЕКТА ОТ ЛОКАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ, ПОГРУЖЕННЫХ В ОДНОРОДНОЕ ПРОВОДЯЩЕЕ ПОЛУПРОСТРАНСТВО, В ПОЛЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ДИПОЛЯ

Шестаков А.Ф., Горшков В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты математического моделирования электромагнитных аномалий в поле переменного вертикального магнитного диполя над проводящим полупространством с локальной неоднородностью. Рассмотрены варианты дистанционного зондирования и профилирования. Обсуждаются морфологические особенности проявления аномального эффекта в горизонтальных составляющих магнитного поля.

Электромагнитное зондирование, индуктивное профилирование, магнитные аномалии, математическое моделирование.

THE CHARACTERISTICS OF THE ANOMALOUS EFFECT IDENTIFICATION OF LOCAL INHOMOGENEITIES, SUBMERGED INTO HOMOGENEOUS CONDUCTIVE HALF-SPACE IN THE FIELD OF VERTICAL MAGNETIC DIPOLE

Shestakov A.F., Gorshkov V.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Results of mathematical modeling of electromagnetic anomalies are presented in the field of variable vertical magnetic dipole above conducting half-space with local inhomogeneity. The variants of the remote sounding and profiling are considered. Morphological features of anomalous effect in horizontal components of the magnetic field are discussed.

Electromagnetic sounding, inductive profiling, magnetic anomalies, mathematical modeling.

Введение

Применение индукционных методов наземной электроразведки для решения задач геоэлектрического картирования базируется в большинстве случаев на модели плоскослоистого полупространства, для определения параметров которой разработаны различные методики частотных и дистанционных зондирований (Заборовский, 1963).

Наличие горизонтальных, а также локальных неоднородностей, отличающихся по электропроводности от зондируемой области геосреды, может оказывать значительное помехообразующее влияние на результаты одномерной интерпретации из-за искажений, вносимых в измеряемые составляющие магнитного поля при использовании вертикального магнитного диполя (ВМД) в качестве источника.

С другой стороны, эти же неоднородности могут представлять собой самостоятельный объект исследования при изучении строения верхней части геологического разреза. Так, например, область преимущественного применения методов индукционного профилирования – это обнаружение и локализация в плане геоэлектрических неоднородностей, контрастных по электропроводности в сравнении с вмещающей средой, с целью поиска рудоносных объектов и рудопроявлений, выявление погруженных проводящих образований и зон сочленения горных пород при крупномасштабных картировочных исследованиях, решение инженерно-геологических задач по обнаружению и трассированию подземных коммуникаций (трубопроводов) и т. п.

Применяемые для этих целей электроразведочные способы восходят к «методу индукции» (разработанному под руководством В.Р. Бурсиана в НИФИ при ЛГУ в 30-е годы прошлого века) – методу электроразведки переменным током, основанном на изучении магнитного поля индукционных токов, возбуждаемых в горных породах источником высокочастотного гармонического электромагнитного поля (Заборовский, 1963). Поскольку индуцированные токи распределяются в земле с не-

одинаковой плотностью и концентрируются преимущественно в хорошо проводящих геологических образованиях, то это неизбежно будет отражаться на морфологии вторичного магнитного поля, накладывающегося на первичное поле источника электромагнитного поля.

Так, например, в известном способе дипольного индуктивного профилирования, успешно используемом для поисков рудных месторождений и геоэлектрического картирования горных пород (Вешев и др., 1971; Светов, 1973), измерения проводят при последовательном (вдоль профиля) или параллельном (по соседним профилям) перемещении генераторной и приемной установок с постоянным расстоянием между источником электромагнитного поля и приемным магнитным датчиком. При измерениях применяют аппаратуру дипольного электромагнитного профилирования (например, серии ДЭМП разработки «ЦКБ Геофизика», г. Красноярск или ее современные аналоги), позволяющую регистрировать амплитуды вертикальной H_z и радиальной H_r составляющих электромагнитного поля. По измеренным значениям амплитуд, либо по их отношению, вычисляют эффективное сопротивление $\rho_{эф}$ среды и по распределению его значений вдоль профиля измерений судят о наличии геоэлектрической неоднородности в изучаемом разрезе. Для выявления хорошо проводящих рудных объектов анализируют графики абсолютных значений измеренных величин, либо соответствующих им магнитных чисел (Светов, 1973; Вешев, 1980).

Более поздние методики проведения работ в этом направлении, разработанные ведущими учеными и специалистами (Электроразведка…, 1989), достаточно хорошо известны и вошли в состав инструкции по электроразведке, разработанной по заданию Управления геофизических работ Мингео СССР (Инструкция…, 1984).

Однако при изучении геоэлектрического строения сложно построенной геологической среды важно отметить необходимость выработки критериев, позволяющих установить пределы допустимого и адекватного применения тех или иных методов частотно-дистанционных зондирований к изучению ее электрофизических параметров в рамках одномерной модели, а также оценить особенности проявления аномального эффекта в различных составляющих наблюденного поля (или их комбинаций) для более достоверного проведения детализационных геоэлектрических исследований по регламентированной методике.

Сравнительно недавно была разработана концепция трехэтапного подхода к проблеме комплексного изучения геоэлектрического строения геологической среды с применением ВМД в качестве источника поля на основе усовершенствованной методики площадных электромагнитных индукционных исследований (Хачай, 1996).

В отличие от традиционных методов изучения параметров нормального (плоско-слоистого) разреза среды, осложненного геоэлектрическими неоднородностями, в этой методике используется система «по-планшетно площадных наблюдений трех компонент электромагнитного поля H_z, H_r, H_φ с перекрытиями при фиксированном положении генератора в центре каждого планшета» (Хачай, Новгородова, 1997).

В настоящей работе показано, что изучение морфологии абсолютных значений азимутальной составляющей магнитного поля позволяет получить полезную экспресс информацию о горизонтальных неоднородностях среды для отбраковки данных в варианте зондирования, а также оценить зональность характерных особенностей аномального эффекта и их приуроченность к аномалиеобразующему объекту в варианте индуктивного профилирования с ВМД в качестве источника.

О «методах чистой аномалии» с применением ВМД

Методической основой одного из критериев оценки наличия горизонтальных неоднородностей среды является изучение характера их проявления в поле вертикального магнитного диполя, а точнее – в азимутальной (относительно источника) составляющей его напряженности H_φ.

Следует заметить, что в большинстве работ по индуктивным методам исследований с контролируемым источником поля, а также в типовых инструкциях по проведению электроразведочных работ методами частотного или дистанционного зондирований и электромагнитного профилирования (Инструкция…, 1984) вопрос о регистрации и использовании H_φ при изучении электромагнитного «отклика» среды в процессе интерпретации измеренных данных предметно не обсуждался.

Кроме того, для ВМД или горизонтально расположенной круговой петли, питаемой переменным током заданной частоты, обычно измеряемые ненулевые составляющие магнитного поля H_z, H_r характеризуют суммарный эффект от нормального поля разреза и аномального, порождаемого локальной неоднородностью среды, что усложняет процесс интерпретации данных наблюдений и требует специальных приемов к выделению информативного параметра из «полезного» сигнала.

К ним относится прежде всего выделение определенных участков кривых дистанционного зондирования, на которых не наблюдаются резкие изменения поля, либо предварительное выполнение двухчастотной обработки данных измерений (Светов, 1973), дающее дополнительную информацию о наличии горизонтальных неоднородностей.

Вместе с тем, еще в середине прошлого века А.Г. Тархов обратил внимание на перспективность изучения геоэлектрического строения непосредственно по измеряемому аномальному эффекту (Тархов, 1957), где он охарактеризовал предпосылки применения «методов чистой аномалии» в электроразведке на постоянном и переменном токе для изучения геологических неоднородностей среды.

Применительно к индукционному зондированию с ВМД, перспектива применения этих методов следует из общей теории и сведений, касающихся определения элементов вторичного электромагнитного поля при заданной структуре и электрофизических параметрах исследуемой области геосреды (Великин, Франтов, 1962).

В связи с тем, что азимутальная (относительно источника электромагнитного поля) составляющая H_φ отсутствует в нормальном поле при возбуждении горизонтально-слоистого полупространства с одномерным распределением электропроводности вертикальным магнитным диполем, то наличие в нем локальной геоэлектрической неоднородности неизбежно отразится на появлении чистой аномалии в измеряемой составляющей H_φ, пространственно приуроченной к аномалиеобразующему объекту.

В качестве количественной характеристики влияния горизонтальных неоднородностей среды в работе (Хачай, Бакаев, 1994) было предложено использовать параметр

$$\delta = (|H_\varphi| / |H_r|)\times 100\ \%,$$

учет которого необходим при картировании зон аномальной электропроводности, а также критериальной оценке применимости модели горизонтально-слоистой среды при решении обратной задачи дистанционного зондирования.

При комплексном изучения геоэлектрического строения геологической среды с применением ВМД в качестве источника поля на основе усовершенствованной методики площадных электромагнитных индукционных исследований, аппроксимация этого параметра суперпозицией полей от семейства трехмерных токовых линий, позволяет локализовать в конечном итоге приуроченные к ним структурные неоднородности (Хачай и др., 1999; Хачай, Новгородова, 1997; 1999).

Ранее, в порядке развития электроразведочных методов, относящихся к категории «чистой аномалии», был предложен способ электроразведки (Шестаков и др., 2006) для изучения верхней части геологического разреза. Область преимущественного применения – обнаружение и локализация в плане неоднородностей, контрастных по электропроводности в сравнении с вмещающей средой, с целью поиска рудных образований и решения некоторых задач малоглубинного геоэлектрического картирования горных пород.

В дополнение к арсеналу известных и ранее рекомендованных к применению (Инструкция…, 1984) методов дистанционного зондирования и индуктивного профилирования, учитывающим поведение отношения измеряемых составляющих напряженности поля H_z, H_r, этот способ несет более детальную информацию о локализации геоэлектрических неоднородностей среды, заложенную в морфологии чисто аномальной азимутальной (относительно источника) составляющей магнитного поля H_φ.

Это связано с тем, что традиционные методики оценки $\rho_{эф}$, вычисляемые по известным формулам для ближней, промежуточной и дальней зоны источника поля, могут не дать истинных результатов, а в ряде случаев привести вообще к ошибочным и физически неправомерным параметрам и оценкам (Светов, 1973).

Поэтому при геоэлектрическом картировании среды с локальными неоднородностями неизбежно возникает целесообразность в изучении морфологии абсолютных значений с последующим выявлением характерных особенностей наблюдаемых компонент поля и сравнении их с расчетными для основных типовых модельных объектов при заданных электрофизических параметрах.

В наиболее простых случаях форм объектов типа шара или сфероида, расположенных в безграничном пространстве, а также в других вариантах модели среды и видов источников возбуждения электромагнитного поля, допускающих скаляризацию задачи, расчетные элементы поля удается определить в замкнутом аналитическом виде (Вешев и др., 1971; Светов, 1973; Светов, Губатенко, 1988; и др.), в общем случае (произвольной формы границы объекта) возникает необходимость математического моделирования на основе применения метода интегральных уравнений (см., например, Дмитриев, Захаров, 1987). В отдельных вариантах допустимо ограничиться Борновским приближением при расчетах элементов электромагнитного поля, если геометрические параметры модели и электрофизические характеристики вмещающей среды, а также частота возбуждения поля в совокупности не противоречат требуемым ограничениям (Бердичевский, Жданов, 1981).

Таким образом, изучение морфологических особенностей поля в измеряемых абсолютных значениях различных его компонент необходимо как на начальном этапе геоэлектрического картирования с целью определения участков съемки, пригодных для детализационных исследований с привлечением методов дистанционно-частотного зондирования, так и независимого обнаружения и локализации в плане неоднородностей, контрастных по электропроводности в сравнении с вмещающей средой.

Результаты моделирования при закрепленном источнике поля в варианте дистанционного зондирования

В качестве базовой элементарной модели было рассмотрено проводящее полупространство с локальным объектом в форме куба и размерами, соизмеримыми с глубиной его залегания.

При закрепленном источнике возбуждения поля в варианте дистанционного зондирования элементы поля рассчитывались на равномерной квадратной горизонтальной сети, расположенной на высоте источника h по алгоритму, изложенному в работе (Горшков, 2012) и адаптированному применительно к контрастным (по электропроводности) неоднородностям полупространства с плоской границей раздела земля-воздух. Удельное электросопротивление вмещающей среды $\rho_п$ и объекта ρ_a принимались равными 100 и 0,02 Ом·м соответственно, частота возбуждения электромагнитного поля ω = 500 Гц, которая является близкой к используемым в отечественной и зарубежной аппаратуре для низкочастотных индукционных методов электроразведки (см., например, Электроразведка…, 1989).

Соотношение геометрических характеристик и электрофизических параметров модели с частотой поля позволяет учитывать расположенность объекта в ближней зоне

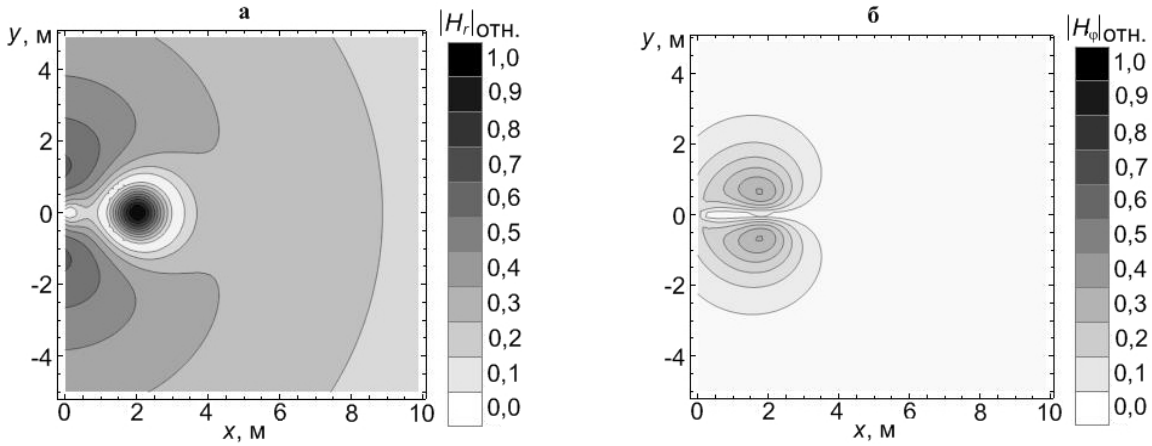


Рис. 1. Распределение в плане $|H_r|$ (а) и $|H_\varphi|$ (б) для изометричного объекта с центром [2,0,-2]

контролируемого источника – ВМД для приведенных в работе модельных примеров.

С целью изучения принципиальных особенностей морфологии различных элементов поля над возбуждаемым объектом неоднородности были рассмотрены различные варианты его удаления относительно источника, который был отнесен в плане к началу декартовой системы координат *X, Y, Z* с осью *Z*, направленной вертикально вверх. Все линейные размеры для определенности выражены в метрах.

В результате проведенного математического моделирования оказалось, что для выбранных характеристик среды и объекта аномальный эффект в вертикальной составляющей поля H_z крайне незначителен на фоне нормального поля ВМД, поэтому для экспресс анализа были выбраны горизонтальные компоненты поля в цилиндрической системе координат, связанной с источником.

Учитывая, что арсенал серийной электроразведочной аппаратуры в меньшей степени представлен образцами для амплитудно-фазовых измерений, далее приведены результаты математического моделирования, ориентированные на возможности измерения модульных составляющих вертикальной, радиальной и азимутальной компонент поля, с применением аппаратуры ДЭМП-СЧ (ЦКБ «Геофизика», г. Красноярск), МЧЗ-8 (Байдиков, Человечков, 2011; ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург) или ее аналогов.

На всех рисунках демонстрируется площадное распределение (по квадратной сети) компонент суммарного магнитного поля, возбуждаемого ВМД в проводящем полупространстве с модельными объектами, контрастными по электропроводности.

На рис. 1–3 представлено распределение модульных значений (нормированных на максимальное значение модуля гори-

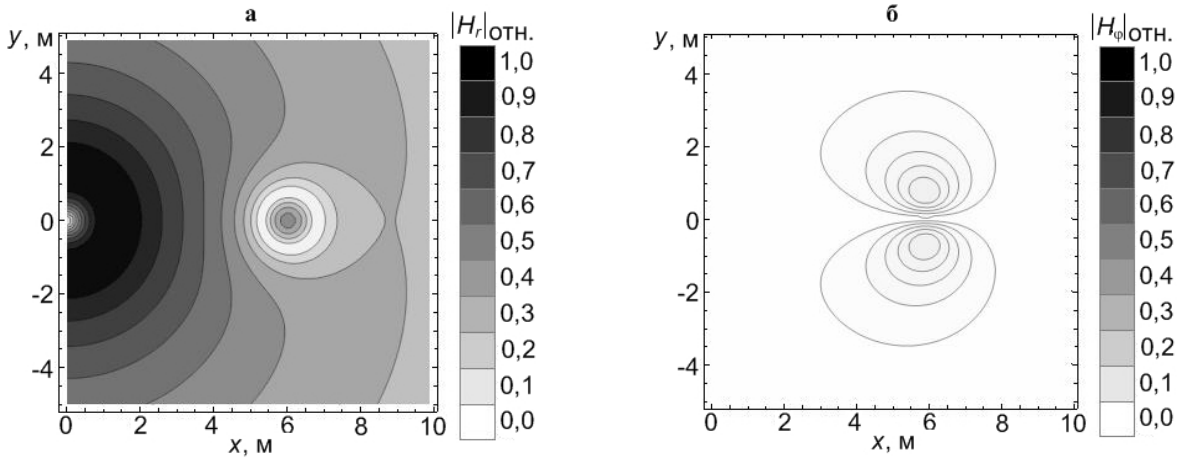


Рис. 2. Распределение в плане $|H_r|$ (а) и $|H_\varphi|$ (б) для

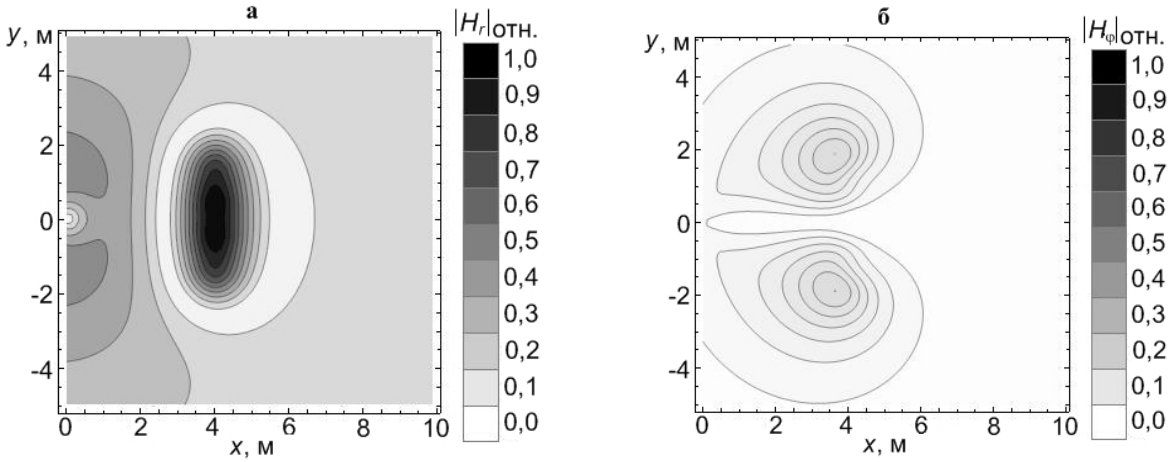


Рис. 3. Распределение в плане $|H_r|$ (а) и $|H_\varphi|$ (б) для протяженного объекта

зонтальной составляющей) радиальной H_r и азимутальной H_φ компонент в горизонтальной плоскости на участке [0,10] по оси X и [-5,5] по оси Y на высоте источника поля h = 0,5 м относительно границы полупространства. На рис. 1а, б центр аномалиеобразующего объекта в форме единичного куба 1 м расположен в точке [2,0,-2]. На рис. 2а, б центр того же объекта расположен в точке [6,0,-2].

На следующем рисунке в качестве модельной неоднородности рассмотрен линейный протяженный объект, аппроксимируемый совокупностью четырех кубов, расположенных на одинаковом удалении от границы полупространства. Ниже представлено площадное распределение компонент суммарного магнитного поля (на высоте источника) при удалении объекта от -3,5 до 4,5 м по оси X, -2 до 2 м по оси Y, -1,5 до 2,5 м по оси Z и поперечном расположении относительно ВМД с координатами [0, 0, 0,5]. Расчетные параметры электросопротивления вмещающей среды и объекта, частота электромагнитного поля принимают те же значения, что и ранее.

Из рис. 1–3 видно, что в радиальной составляющей аномальный эффект значительно выше, чем в азимутальной компоненте, и он неизбежно будет оказывать существенное помехообразующее влияние при вычислении $\rho_{эф}$ по известным расчетным формулам для ближней зоны источника над проводящим полупространством (см., например, Светов, 1973).

Это еще раз подтверждает необходимость предварительной разбраковки наблюдаемого сигнала в отношении обычно измеряемых компонент поля $|H_z|/|H_r|$ и оценки его применимости для интерпретации в рамках одномерной модели среды.

Другая особенность проявления аномального эффекта для рассматриваемой модели состоит в том, что $|H_r|$ имеет локально выраженный максимум непосредственно над объектом, а фокусы максимальных значений $|H_\varphi|$ смещены относительно нулевой линии значений, совпадающей с направлением на источник. Над протяженным объектом особенности морфологии поля в рассматриваемых значениях его компонент в целом сохраняются, при этом отмечается увеличение расстояния между экстремумами $|H_\varphi|$.

При выполнении практических измерений в принципе желательно оценивать независимо как радиальную, так и азимутальную составляющие (нормированные к модулю горизонтальной компоненты наблюденного поля), если в каждой из них аномальный эффект достаточно хорошо выражен. Однако опыт математического моделирования с маломощными объектами неоднородности показал, что это происходит в достаточной близости от источника поля. С некоторого удаления от источника аномальный эффект менее выражен и возможности выявления локальной неоднородности и приближенной ее локализации

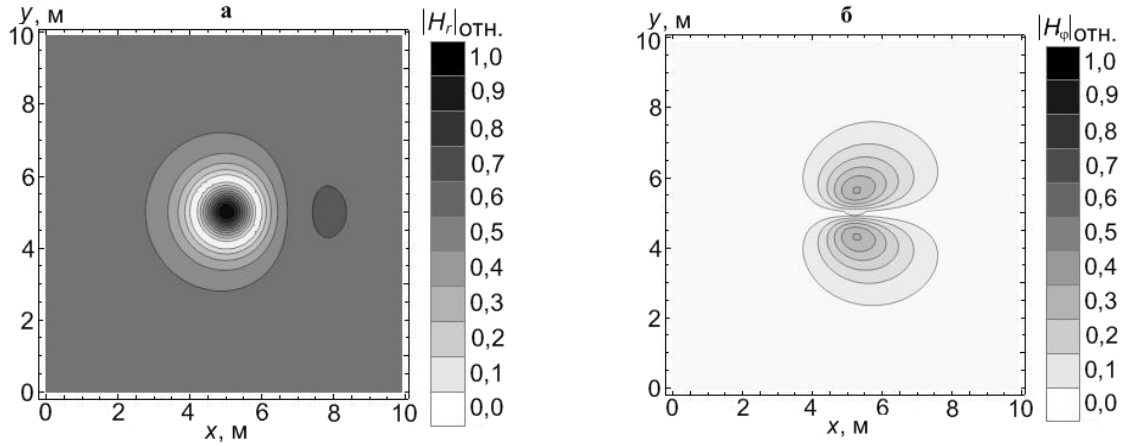


Рис. 4. Распределение в плане $|H_r|$ (а) и $|H_\varphi|$ (б) для изометричного объекта в форме куба

в плане при дистанционном зондировании могут быль весьма ограничены.

Результаты моделирования в варианте профилирования с перемещаемыми источником и приемником поля

Как и в предыдущем разделе, в качестве источника поля рассматривается ВМД, питаемый переменным током той же заданной частоты, а рассчитываются элементы суммарного (нормального и аномального) магнитного поля $|H_r|$, $|H_\varphi|$ в цилиндрической системе координат.

В качестве модельных неоднородностей были рассмотрены изометричный и протяженные объекты, расположенные в проводящем полупространстве на глубине, соизмеримой с разносом установки, представляющим расстояние между источником и приемником поля.

Подобный выбор связан с тем, что чувствительность установки определяется величиной аномального сигнала, который в свою очередь зависит от соотношения глубины залегания объекта с расстоянием между источником и приемником поля. Это обусловлено эффективной глубиной проникновения электромагнитного поля, а также методикой проведения радиального дистанционного зондирования среды (Титлинов, 1979).

На рис. 4–6 представлено распределение модульных значений радиальной $|H_r|_{\text{отн.}}$ и азимутальной $|H_\varphi|_{\text{отн.}}$ компонент в горизонтальной плоскости на участке [0,10] по оси X и [-5,5] по оси Y на высоте источника поля h = 0,5 м относительно границы полупространства. Разнос установки d принимался равным 2 м, направление профилирования – вдоль оси X.

На рис. 4 приведены расчетные элементы поля для объекта в форме единичного куба с центром в точке [5,5,-2].

Далее рассмотрены варианты как продольного, так и поперечного расположения

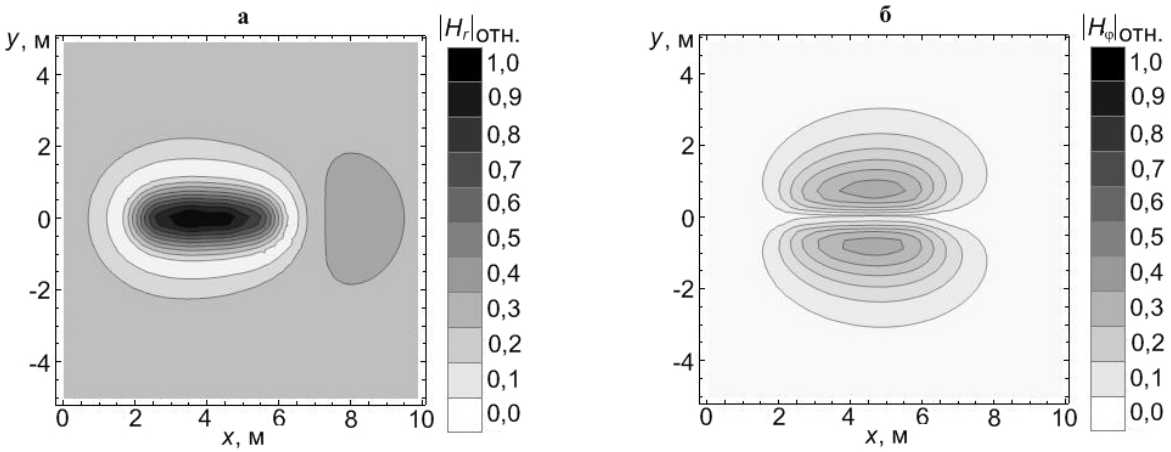


Рис. 5. Распределение в плане $|H_r|$ (а) и $|H_\varphi|$ (б) при продольном расположении объекта

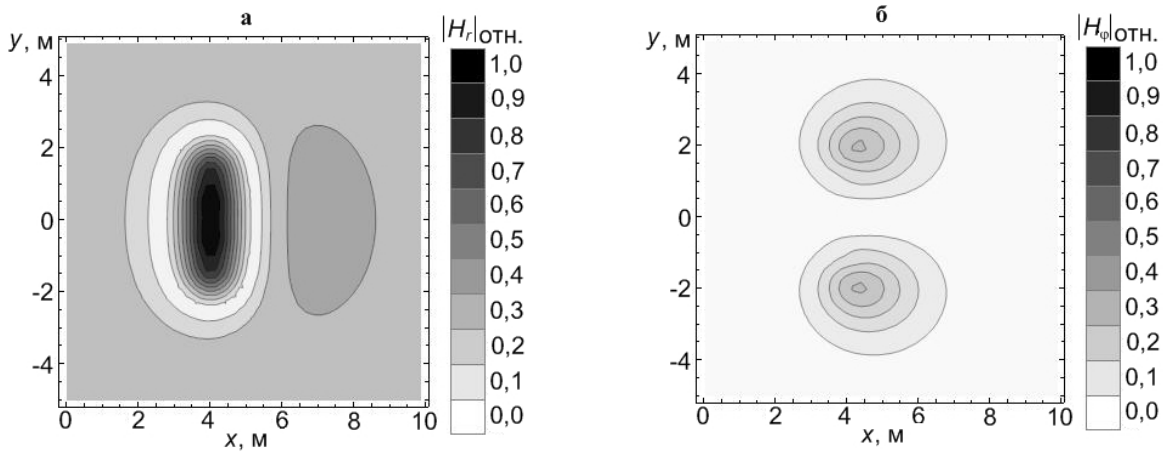


Рис. 6. Распределение в плане $|H_r|$ (а) и $|H_\varphi|$ (б) при поперечном расположении объекта

протяженного объекта относительно направления профилирования (вдоль оси X).

На рис. 5 объект, аппроксимируемый совокупностью четырех единичных кубов, расположен под линией $Y = 0$ с центром в точке [4,0,-2]. На рис. 6 рассмотрено поперечное расположение объекта под линией $X = 4$ с тем же центром.

На рис. 4а, 5а, 6а обращает на себя внимание незначительно выраженная (порядка 10 %) на фоновом уровне аномальная область, сопоставимая по размеру с основной аномалией в радиальной составляющей поля, а также некоторая асимметрия в ее значениях относительно эпицентральной линии, проходящей над объектом. Не исключено, что такая асимметрия вызвана особенностью расположения профилирующей установки относительно

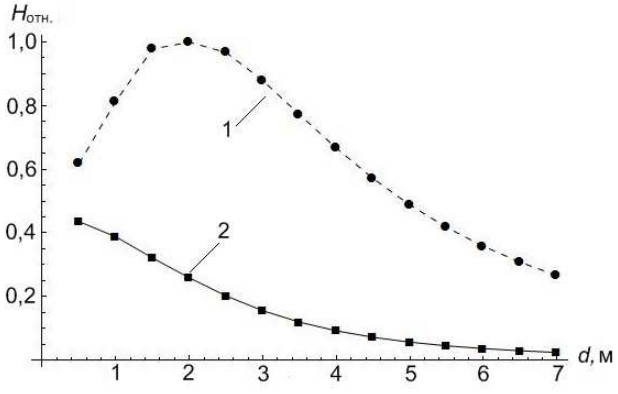


Рис. 7. Зависимость относительных максимальных значений компонент магнитного поля от разноса установки:
1 – максимальные значения $|H_r|/|H_r|_{max}$;
2 – максимальные значения $|H_\varphi|/|H_r|_{max}$

объекта, в данном случае источник поля располагается левее точки, в которой вычисляются элементы поля.

Следует заметить, что подобная асимметрия наблюдается для теоретически рассчитанного вторичного поля над проводящим шаром в работе (Светов, 1973) применительно к дипольному варианту профилирования. В этой работе также отмечаются характерные морфологические особенности кривых профилирования в различных компонентах поля при различном соотношении расстояния до центра шара и разноса установки. В частности, в случае использования ВМД в качестве источника, горизонтальная составляющая вторичного поля H_x над центром шара (совпадающая на этом профиле с радиальной компонентой) имеет близкую морфологию, свойственную случаю поперечного расположения объекта, когда аномалия имеет один экстремум и затухает на расстоянии порядка глубины залегания центра шара, причем интенсивность затухания немного выше со стороны приемного диполя.

Поскольку интенсивность аномального эффекта оказывает определяющую роль в поисково-картировочных исследованиях, для одной и той же модели были рассмотрены различные варианты удаления источника от приемника с целью установления зависимости максимальных наблюдаемых значений компонент магнитного поля от разноса установки при фиксированном поперечном расположении объекта с указанными выше параметрами (рис. 7).

Анализ результатов математического моделирования показал, что аномальный эффект в радиальной компоненте наиболее отчетливо выражен, когда расстояние между источником и приемником поля сравнимо с глубиной залегания аномалиеобразующего объекта. Ранее при изучении морфологии кривых радиального индукционного зондирования над слоистыми структурами была выявлена аналогичная особенность, идентифицирующая искомый проводящий слой, когда расстояние между генераторным и приемным диполями коррелирует с глубиной до его центра (Титлинов, 1979). С увеличением разноса профилирующей установки эффект ослабевает, причем более значительно в азимутальной составляющей магнитного поля.

На практике это позволяет рассчитывать на возможность оценки глубины залегания объекта при выполнении детализационных профильных измерений с варьированием величины разноса установки.

Обсуждение результатов

Сравнивая результаты математического моделирования при закрепленном источнике поля и перемещаемом вдоль системы профилей, заданных на площади, можно отметить следующие принципиальные различия, касающиеся морфологии радиальной и азимутальной составляющих напряженности магнитного поля.

1. В первом случае аномальный эффект накладывается на нормальное поле источника (за исключением азимутальной составляющей) и уменьшается по мере удаления от него объекта неоднородности в обеих компонентах.

На распределении азимутальной компоненты в плане выявляются «фокусы», которые приурочены к проекциям границ неоднородности на горизонтальную плоскость, нулевая линия между фокусами проходит над центральной частью объекта.

2. Во втором случае аномальный эффект для радиальной компоненты также выражен на фоне нормального поля, но значения последнего остаются неизменными при перемещении установки с фиксированным разносом, что приводит к более уверенной разбраковке аномалии.

В азимутальной составляющей поля аномальный эффект выражен более интенсивно, чем в варианте зондирования, а его морфология определяется в основном геометрическими параметрами модельного объекта, в частности, соотношением продольного и поперечного характерных размеров.

3. Распределение максимальных модульных значений (фокусов) азимутальной компоненты приурочено к проекциям поперечных границ объекта по отношению к направлению профилирования. При продольном варианте профилирования над протяженным объектом (см. рис. 5б) отмечается вытянутый характер изолиний, которые расположены над его границами.

При поперечном варианте профилирования (см. рис. 6б) характер изолиний близок к круговому, что отражает значительно меньший (в 4 раза) поперечный размер объекта по отношению к его длине.

4. Характерная глубина залегания аномалиеобразующего изометричного объекта близка к расстоянию между фокусами площадного распределения модульных значений азимутальной составляющей (см. рис. 1б, 2б, 4б). Более точную оценку глубины может дать сравнительный анализ максимальных значений радиальной компоненты в зависимости от разноса установки (см. рис. 7).

В целом, характер поведения радиальной составляющей поля над рассмотренными выше модельными объектами соответствует морфологии теоретически рассчитанных кривых H_x при профилировании над шаром с источником ВМД (Светов, 1973) для сопоставимых соотношений разноса установки и глубины залегания. Это позволяет рассчитывать на возможность применения некоторых общих методических приемов количественной интерпретации аномального эффекта от шара (в радиальной и вертикальной компонентах) к аномальным составляющим поля от локальных изометричных и ограниченных линейно протяженных неоднородностей.

Что касается азимутальной составляющей поля, то в ней содержится дополнительная информация о расположении и характеристиках аномалиеобразующего объекта, для извлечения которой необходимо разработать соответствующую методику.

В дальнейшем представляет интерес оценить также область влияния типичных локальных неоднородностей (расположенных как в однородном, так и слоистом полупространстве) на результат построения кривых $\rho_{эф}$ при дистанционном зондировании на ряде профилей для более выверенной оценки применимости последующей количественной интерпретации отбракованных данных в рамках одномерной модели среды.

Литература

Байдиков С.В., Человечков А.И. Аппаратура для индукционных зондирований МЧЗ-8 // Уральский геофизический вестник. 2011. № 1. С. 4–8.

Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного электромагнитного поля Земли. М.: Недра, 1981. 327 с.

Великин А.Б., Франтов Г.С. Электромагнитные поля, применяемые в индукционных методах электроразведки. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 352 с.

Вешев А.В., Ивочкин В.Г., Игнатьев Г.Ф. Электромагнитное профилирование. Л.: Недра, 1971. 216 с.

Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л.: Недра, 1980. 391 с.

Горшков В.Ю. Математическое моделирование вторичного магнитного поля локального проводящего объекта, возбуждаемого вертикальным магнитным диполем в однородной среде // Материалы XIII Уральской молодежной научной школы по геофизике. Екатеринбург, 2012. С. 43–45.

Дмитриев В.И., Захаров Е.В. Интегральные уравнения в краевых задачах электродинамики. М.: МГУ, 1987. 167 с.

Заборовский А.И. Электроразведка. М.: Гостоптехиздат, 1963. 424 с.

Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984. 335 с.

Светов Б.С. Теория, методика и интерпретация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. М.: Недра, 1973. 256 с.

Светов Б.С., Губатенко В.П. Аналитические решения электродинамических задач. М.: Наука, 1988. 344 с.

Тархов А.Г. Об электроразведочных методах чистой аномалии // Известия АН СССР. Сер. геофизическая. 1957. № 8. С. 979–989.

Титлинов В.С. Индукционное электромагнитное зондирование при поисках рудных месторождений (методические рекомендации). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 132 с.

Хачай О.А., Бакаев В.П. Об усовершенствовании методики площадных индукционных исследований на россыпных месторождениях // Горный журнал. 1994. № 1. С. 8–18.

Хачай О.А. Трехэтапный метод интерпретации переменных электромагнитных полей и его практическая реализация // Электромагнитные исследования с контролируемыми источниками. СПб., 1996. С. 30–31.

Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Опыт площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред // Физика Земли. 1997. № 5. С. 60–64.

Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Бодин Вд.В. О проблемах малоглубинной геоэлектрики и некоторых результатах их решения // Физика Земли. 1999. № 5. С. 47–53.

Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Использование трехмерной методики индукционных электромагнитных исследований строения горных массивов // Физика Земли. 1999. № 6. С. 61–65.

Шестаков А.Ф., Улитин Р.В., Бакаев В.П. Способ геоэлектроразведки и устройство для его осуществления. Патент RU № 2276389, класс G 01 V 3/08. Опубл. 10.05.2006. Бюл. № 13.

Электроразведка. Справочник геофизика. Кн. первая. М.: Недра, 1989. 438 с.

ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА ИВАНОВИЧА УТКИНА

10 января 2015 года, совсем немного, не дожив до своего 80-летия, ушел из жизни выдающийся российский геофизик, член-корреспондент РАН, доктор технических наук, профессор Владимир Иванович Уткин.

Владимир Иванович родился в 1935 году в г. Баку, в 1958 году окончил Уральский политехнический институт им. С.М. Кирова по специальности «Экспериментальная физика». Сразу после окончания института поступил на работу в лабораторию ядерной геофизики Института геофизики Уральского филиала АН СССР, став учеником основателя Института и уральской школы ядерной геофизики Юрия Петровича Булашевича. Будучи экспериментатором по образованию и, что важнее, по своей натуре, молодой ученый увлекся исследованиями закономерностей формирования поля рассеянных гамма-квантов в средах малого и среднего атомных номеров и на малых расстояниях от источника. В результате ему удалось дать новое объяснение плотностному эффекту инверсии рассеянного гамма-излучения. Теоретическое обобщение цикла экспериментальных исследований позволило разработать математическое описание распространения гамма-квантов. На базе этих исследований впервые в мировой практике геофизических исследований скважин В.И. Уткиным был разработан метод и аппаратура селективного гамма-гамма каротажа для исследования угольных месторождений, позволяющий производить детальную оценку тонкой структуры угольных пластов; определять зольность угля в естественном залегании. Этот метод нашел широкое применение практически на всех крупных угольных бассейнах СНГ при разведке угольных пластов (Кузбасс, Донбасс, Печора, Караганда, Урал, Дальний Восток, Восточная Сибирь). Аппаратура селективного гамма-гамма каротажа была удостоена золотых медалей ВДНХ и в течение ряда лет серийно выпускалась предприятиями бывшего СССР. Практически было создано новое направление исследований угольных месторождений. Результаты исследований обобщены в вышедшей в 1975 году монографии «Селективный гамма-гамма каротаж на угольных месторождениях». Эти работы послужили основой кандидатской (1966 г.) и докторской (1980 г.) диссертаций.

Немало сил было вложено Владимиром Ивановичем в создание станции космических лучей на базе геофизической обсерватории «Арти», успешно проработавшей с 1972-го по 1990-й год и давшей уникальные научные результаты. В 1976 году В.И. Уткин организовал и возглавил отдел геофизического приборостроения. Многие его идеи были реализованы в геофизических приборах значительно позже, с появлением микропроцессорной техники. В эти годы в отделе в соответствии с программой «Интеркосмос» была создана система сбора и переработки геофизической информации (ССПИ) с использованием автономных геофизических станций и спутникового канала связи. В.И. Уткин был одним из руководителей международного эксперимента «Север-78», при котором эта система прошла успешные испытания.

В 1986 году В.И. Уткин возглавил лабораторию ядерной геофизики. Будучи человеком широких научных интересов, он не только поддержал традиционные направления исследований, связанные с развитием методов разведки полезных ископаемых, но и инициировал ряд принципиально новых исследований, в числе которых:

– изучение распределения кларковых концентраций естественных радиоактивных эле-

ментов в околорудных и метасоматически измененных породах, позволяющее более надежно выделять зоны повышенного содержания золота в коренных месторождениях;

– комплексные исследования пространственного распределения поля радиогенных газов и плотности теплового потока на Урале и прилегающих территориях. Это направление оказалось чрезвычайно плодотворным: были уточнены границы уральской отрицательной аномалии теплового потока; выделены зоны вероятных сейсмогенных событий; разработан метод палеоклиматической интерпретации геотермических данных. Результаты тепловых и полеотемпературных исследований были обобщены в докторских диссертациях Д.Ю. Демежко и В.А. Щапова;

– геоэкологические исследования переноса и перераспределения радиоактивных загрязнений в районах АЭС, радиационных аварий и промышленных подземных ядерных взрывов. В результате этих исследований было доказано определяющее влияние геолого-геофизических факторов на процесс переотложения радиоактивного загрязнения. Открылась возможность прогнозировать возникновение экологически опасных зон в пределах гидрогеологических систем Урала. Завершением данного цикла исследований был выпуск коллективной монографии «Радиоактивные беды Урала», выдержавшей два издания;

– исследование динамики выделения радона из массива горных пород при изменении их напряженного состояния позволило обнаружить ранее неизвестное явление нелинейной пространственной зональности его выделения в зависимости от расстояния до эпицентра будущего сейсмического события. Это явление положено в основу принципиально нового метода прогноза горных ударов в глубоких шахтах и тектонических землетрясений. Обобщение выполненных работ по горным ударам на шахтах СУБРа, по проекту МНТЦ на Северном Тянь-Шане, Калифорнийскому проекту по материалам Chi-Yu Kinga было сделано в работе «Радон как индикатор геодинамических процессов», опубликованной в 2010 году в журнале Геология и геофизика. Прекрасно понимая, что проблему среднесрочного прогноза тектонических событий можно решить, только применяя комплекс геофизических методов, В.И. Уткин способствовал реализации гидродинамического метода в варианте температурных измерений. Перспективы применения этого метода были подтверждены измерениями температуры в период подготовки и реализации землетрясения «Тохоку». Результаты температурных изменений, вызванных землетрясением Тохоку (11.03.2011 г., M = 9,0), были изложены в работе «О природе температурных вариаций в скважине kun-1 (о. Кунашир), опубликованной в Докладах Академии наук. В последние годы В.И. Уткин изучал влияние изменения скорости вращения Земли на реализацию сейсмических событий. Результаты выполненного цикла исследований были опубликованы в работе «Вариации неравномерного вращения Земли как триггирующий эффект сейсмичности планеты», опубликованной в журнале Геология и геофизика Юга России.

В.И. Уткин – автор более 300 научных работ, 6 монографий, 60 изобретений. За свои научные достижения Владимир Иванович был награжден Орденом Трудового Красного Знамени, а в 2003 году – избран членом-корреспондентом РАН.

Деятельный, многогранный характер Владимира Ивановича позволял ему успешно сочетать научно-исследовательскую и научно-организационную работу. Он руководил рядом крупных международных научных проектов. Одним из которых был проект МНТЦ «Изучение изменений геодинамической обстановки на северном Тянь-Шане с целью прогноза тектонических землетрясений». В реализации этого проекта были задействованы ученые четырех институтов России и Киргизии. При его непосредственном участии были выполнены работы по поиску колчеданных месторождений на Среднем Урале с использованием аэроварианта метода заряда, а в 2006 года начались и продолжаются до настоящего времени исследования геодинамической обстановки на Южно-Курильском полигоне. С 1980-го по 1991-й год Владимир Иванович возглавлял Научный совет по выставкам достижений УрО РАН. При его участии были организованы крупные экспозиции работ ученых

Уральского отделения на Лейпцигской и Пловдивской ярмарках, специализированные выставки в Польше, Китае, Германии. Эта работа способствовала установлению научных связей зарубежных и российских ученых. С 1999-го по 2004 год В.И. Уткин был директором Института геофизики УрО РАН. По его инициативе с 2001 года проводятся Научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, Уральская молодежная научная школа по геофизике, выпускается специализированный журнал Уральский геофизический вестник.

Но, вероятно, главным увлечением Владимира Ивановича была молодежь. Рядом с ним всегда были студенты, аспиранты, молодые ученые. В общении с молодежью Владимир Иванович умел находить тот единственно верный неформальный тон, который многих из них приводил затем в науку.

Мы всегда будем помнить Владимира Ивановича как талантливого ученого и организатора, но, главное, – яркого, неординарного и доброго человека.

Коллектив Института геофизики
им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

****

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале «Уральский геофизический вестник» публикуются статьи, посвященные проблемам геофизики и геофизических исследований Урала. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются к опубликованию после *рецензирования экспертами*. Редакция журнала оставляет за собой право отклонять материалы, не соответствующие тематике журнала, и просит авторов журнала следовать изложенным ниже правилам.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц (в формате стилевого файла «Уральского геофизического вестника», см. сайт Института геофизики УрО РАН igeoph.net).

2. Рукописи представляются в окончательно проверенном и подписанном автором (авторами) виде в двух отпечатанных экземплярах с обязательным приложением электронного варианта.

3. Текст статьи должен быть набран в стандарте текстового редактора Microsoft Word (*.doc), шрифт Times New Roman, размер 12 пт, один межстрочный интервал, поля со всех сторон – 2 см, отступ абзаца – 0,75 см. Иллюстрированный материал может включаться в рукопись для удобства чтения. Статьи, содержащие рисунки, принимаются к публикации только после согласования с редакцией технических вопросов подготовки рисунков.

4. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации, в которой данное исследование выполнено (печать обязательна); 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса; 4) контактный телефон и электронный адрес автора (авторов) для решения вопросов, связанных с прохождением статьи.

5. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК); 2) название статьи (должно быть кратким, конкретным и отражать содержание работы), набирается с выравниванием по центру прописными буквами (полужирный шрифт); 3) фамилии и инициалы авторов (без отступа), а после тире – организация и город. Если авторы из разных организаций, фамилия (фамилии) авторов из каждой организации начинаются с новой строки. Указание организации следует за последним автором; 4) краткая аннотация. Аннотация начинается со слова «***Аннотация***» (полужирный курсив), без отступа на первой строке, размер шрифта 11 пт; 5) ключевые слова (курсив, отступ 0,75 см, размер шрифта 12 пт); 6) авторский перевод этих данных на английский язык; 7) текст статьи; 8) список литературы.

6. Статья должна быть разбита на разделы, отражающие ее содержание. Рекомендуются следующие стандартные рубрики статьи: «Введение», «Исходные данные», «Аппаратура и методика», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; иногда более целесообразен объединенный раздел «Результаты и их обсуждение». Также могут быть использованы необходимые автору рубрики.

При использовании в тексте статьи сокращений (кроме стандартных) следует давать им расшифровку при первом упоминании.

Рисунки и фотографии в электронном виде представляются в форматах: *.tif, *.gif, *.jpg, *.bmp (черно-белые или цветные) в виде отдельных графических файлов. Они должны быть контрастными и четкими. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений, обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Конечные размеры должны быть 5x23 см для размещения в одной колонке и 17x23 см – в двух колонках (т. е. не меньше 1000x2700 px и 2050x2700 px, соответственно, при разрешении 300 dpi). Количество рисунков не должно превышать шести на авторский лист.

Формулы и символы в строке текста набираются с помощью клавиатуры, либо – вкладки Символ меню Вставка. ***Курсивом набираются только латинские буквы.*** Сложные формулы набираются обязательно в редакторе формул Microsoft Equation 3.0.

Таблицы располагаются в тексте статьи, размер шрифта 11 пт, название таблицы – сверху полужирным шрифтом, выравнивание по левому краю.

Ссылки на литературные источники в тексте приводятся в круглых скобках с указанием только фамилии автора и года. При формальном совпадении ссылок после года ставится буква. Если авторов статьи два, то приводят обе фамилии, если их три и более, то делается ссылка на первого автора статьи, например (Петров и др., 2011). В списке литературы по алфавиту сначала перечисляются русские, потом иностранные издания без нумерации.

Файлы со статьей высылаются по адресу ugv@bk.ru с пометкой в строке Тема: статья в UGV-2015.

Научное издание

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 1 (25)

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН

Ответственный за выпуск
С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 22.05.2015.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 7,4
Уч. -изд. л. 7,5. Тираж 100
Заказ № 104

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620102, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, д. 83

Индекс 15608

Внимание читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

«УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК»

На страницах журнала публикуются оригинальные теоретические, экспериментальные и методические статьи по геофизике и связанной с ней тематике с учетом специфики геологии Урала и прилежащих территорий. Публикуются также результаты измерения закономерностей пространственного и временного распределения геофизических полей, методические и аппаратурные разработки, сообщения и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг читателей: геофизиков и геологов, научных работников, инженеров, преподавателей, аспирантов и студентов.
- Периодичность – 2 номера в год.
- Индекс 15608.
- Свидетельство о регистрации: ISSN 1991-0223 от 26.07.2006 г.
- Своевременное оформление подписки через агентство «АРСМИ» или заказы в редакции Института геофизики УрО РАН гарантируют Вам получение журнала. Возможно приобретение номеров журнала за прошлые годы.

Подписывайтесь, заказывайте и читайте
«Уральский геофизический вестник»