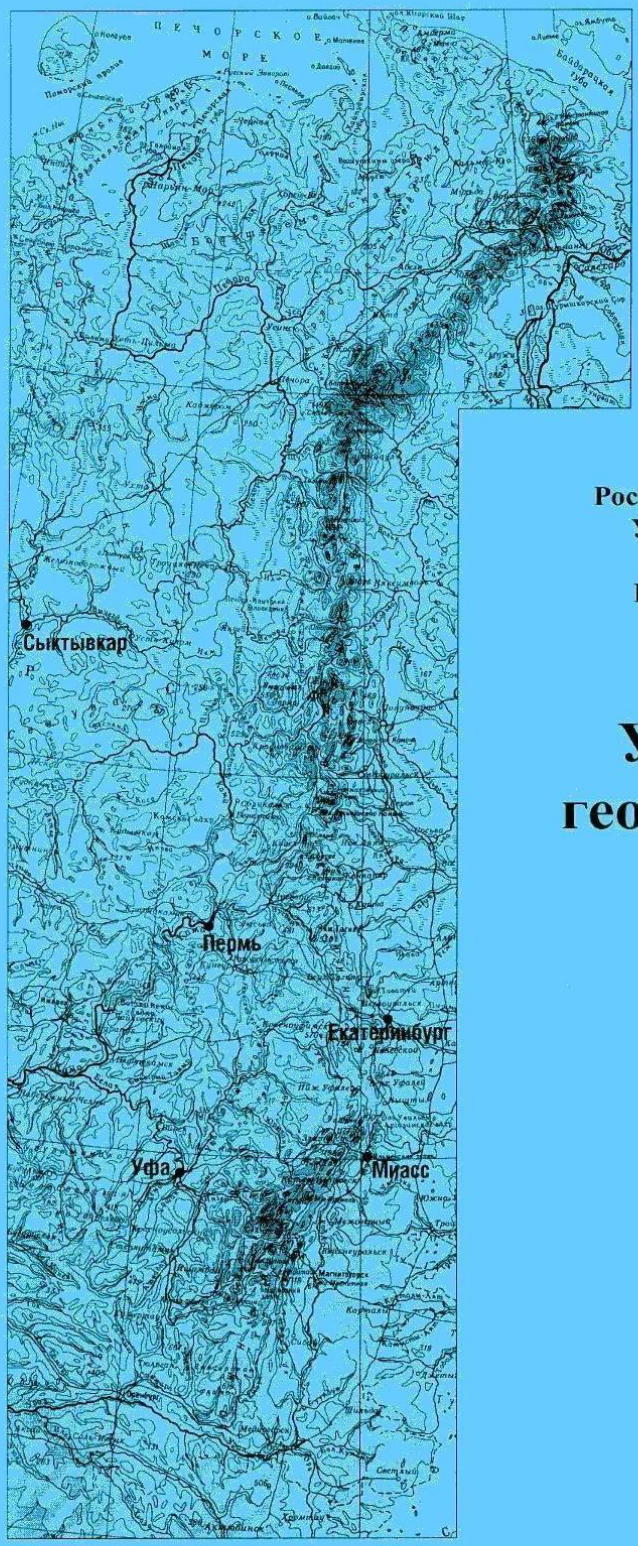
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 1
2018

Екатеринбург
2018

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

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 1 (31) 2018

Основан в 2000 г.
Выходит 4 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:

Беликов В.Т., Бычков С.Г., Глухих И.И.,
Демежко Д.Ю., Дружинин В.С., Иголкина Г.В.,
Начапкин Н.И., Романюк Т.В., Сенин Л.Н.,
Федорова Н.В., Хачай Ю.В., Хуторской М.Д.,
Шаров Н.В., Шестаков А.Ф., Эпов М.И.

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН
тел. (343) 267-88-68, факс (343)267-88-72
E-mail: mpsdir@mail.ru

Официальный сайт: http://www.igeoph.net

© Институт геофизики УрО РАН
© Авторы статей

СОДЕРЖАНИЕ

Антипин А.Н., Демежко Д.Ю., Горностаева А.А.
Влияние фазовых переходов на результаты геотермических реконструкций плейстоцен/голоценового потепления... 4

Бахтерев В.В.
Комплексный термический анализ брусита ……... 15

Давыдов В.А.
Лабораторная и полевая калибровка электромагнитных датчиков для геофизических исследований …….……. 24

Носкевич В.В., Угрюмов И.А., Петров Ф.Н., Батанина Н.С.
Микромагнитная съемка укрепленного поселения бронзового века на Южном Урале Левобережное (Синташта II) ….. 30

Угрюмов И.А.
Автоматизированная система регистрации и привязки к местности геофизических данных …….…. 34

Шестаков А.Ф.
К вопросу об использовании метода сопротивлений на переменном токе ……. 42

Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А.
Магнитные аномалии и модель строения земной коры Тараташского антиклинория (Южный Урал) ……..……. 49

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике……... 56

Юбилеи……...…..……....……... 59

==========

Вниманию читателей!

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

CONTENTS

Antipin A.N., Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A.
The influence of phase transitions on the geothermal recontruction of pleistocene/holocene warming ……. 4

Bakhterev V.V.
A comprehensive thermal analysis of the samples of brucite …….…….. 15

Davydov V.A.
Laboratory and field calibration of electromagnetic transducers for geophysical investigations ……...……. 24

Noskewich V.V., Ugryumov I.A., Petrov F.N., Batanina N.S.
The micromagnetic survey of the bronze age archaeological settlement Levoberezhnoe (Sintashta II) on South Urals …….…. 30

Ugryumov I.A.
The automatic system toregistrations and lication to terrian geophisical data .. 34

Shestakov A.F.
To the question about using a method of alternating current resistance …...…… 42

Fedorova N.V., Rublev A.L., Muravyev L.A.
Magnetic anomalies and model of the Earth's crust of the Taratash anticlinorium (Southern Urals) ……..... 49

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.

XIX Ural youth scientific school on geophysics ……...….. 56

Anniversaries…….. 59

==========

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, a fax (343)2678872, E-mail:ugv@bk.ru

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.1.04 УДК 550.361:551.583

ВЛИЯНИЕ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН/ГОЛОЦЕНОВОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

Антипин А.Н., Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Исследовано влияние фазовых переходов «лед/вода» на результаты долговременных реконструкций температурных историй земной поверхности по данным скважинной термометрии. Показано, что при отсутствии учета фазовых переходов в первую очередь искажается хронология событий – дата плейстоцен/голоценового потепления смещается в более поздние времена. Величина искажения тем значительнее, чем меньше плотность геотермического теплового потока и больше содержание льда в порах. При большом содержании льда (>10%) и низкой плотности геотермического теплового потоке (<30 мВт/м^2) искажается и форма температурной истории – фронт потепления становится менее резким, «заваливается». Амплитуда температурных колебаний прошлого искажается незначительно.

Скважина, температура горных пород, реконструкция палеоклимата, фазовые переходы, численное моделирование.

THE INFLUENCE OF PHASE TRANSITIONS ON THE GEOTHERMAL RECONTRUCTION OF PLEISTOCENE/HOLOCENE WARMING

Antipin A.N., Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The influence of ice/water phase transitions on the results of long-term ground surface temperature history reconstructions from borehole thermometry is studied. It is shown that if the phase transitions are not taken into account, the chronology of events is primarily distorted: the Pleistocene/Holocene warming date shifts to a later time. The smaller the geothermal heat flux and the greater the ice content in pores, the greater the time shift. Under a high ice content (>10%) and a low geothermal flow (<30 mW/m^2), the shape of temperature history is also distorted. Namely, the warming front becomes less sharp, "smoothed out". The amplitude of temperature fluctuations in the past is distorted insignificantly.

Borehole, underground temperatures, paleoclimate reconstruction, phase transitions, numerical modeling.

Введение

Метод реконструкции температурной истории земной поверхности (GSTH – ground surface temperature history) по данным геотермии скважин прочно вошел в арсенал методов палеоклиматических исследований (Демежко, 2001; Bodri and Cermak, 2007; Gornitz, 2009). Анализируя современное распределение температур горных пород с глубиной по скважине, можно оценить прошлые колебания среднегодовой температуры земной поверхности. Изменения температуры земной поверхности, связанные с климатическими вариациями, распространяются через толщу пород и вызывают возмущение стационарного геотемпературного поля, формируемого глубинным тепловым потоком и тепловыми свойствами среды (температурную аномалию). Годовые колебания не проникают ниже 20–30 м, колебания столетнего масштаба оставляют аномальный след в интервале первых сотен метров, а потепление в конце последней ледниковой эпохи (~10 тыс. л. н.) фиксируется температурной аномалией до глубины 1,5–2 км (Демежко и др., 2006; Demezhko et al., 2007). Плейстоцен/голоценовое потепление представляет особый научный интерес. Оно завершает ближайший к нам цикл ледниково/межледниковых колебаний, характерных для климата четвертичного периода. Несмотря на более чем столетнюю историю изучения этого вопроса, механизм ледниковых колебаний во многом остается неясным.

К настоящему времени в мире получено несколько десятков геотермических реконструкций GSTH, позволяющих оценить температурный режим в максимуме последнего оледенения ~20 тыс. л. н. и амплитуду голоценового потепления ~10 тыс. л. н. (Sass et al., 1971; Kukkonen, Šafanda, 1996; Rajver et al., 1998; Mareschal et al., 1999; Demezhko, Shchapov, 2001; Kukkonen, Jõeleht, 2003; Rolandone et al., 2003; Demezhko et al., 2007; 2013; 2018; Majorowicz, Šafanda, 2008; 2015; Chouinard, Mareschal, 2009; Mottaghy et al., 2006; Голованова и др., 2012). Все они выявили мощное голоценовое потепление, но его амплитуды и датировки значительно варьируют, даже в пределах одного региона, например, Канады (Rolandone et al., 2003; Chouinard and Mareschal, 2009; Pickler et al., 2016; Majorowicz, Šafanda, 2015; Демежко, 2016; Demezhko et al., 2018). Отчасти эти различия отражают региональные особенности температурного режима земной поверхности, связанные с наличием, либо отсутствием ледникового покрова в позднем плейстоцене. Нельзя исключить и искажающего влияния факторов неклиматической природы, таких как рельеф земной поверхности, теплофизические неоднородности, движение подземных вод. Не последнюю роль здесь играют и фазовые переходы поровой влаги.

Существенное влияние фазовых переходов на формирование климатического температурного отклика, особенно когда скважина пробурена в пористых осадочных породах, содержащих большое количество влаги, очевидно для большинства исследователей. Однако до настоящего времени этот фактор почти всегда игнорировался при реконструкциях GSTH. Обычно его учитывали лишь при решении прямой задачи – расчете теплового поля при заданной температурной истории в конкретных геологических условиях (Gosink and Osterkamp, 1990; Galushkin, 1997; Šafanda et al., 2004; Majorowicz et al., 2012). То, как сказывается пренебрежение влиянием фазовых переходов на результат решения обратной задачи – реконструкцию температурной истории – практически не обсуждалось.

Единственная работа, посвященная этой проблеме, была опубликована немецкими геофизиками Д. Моттаги и Ф. Ратом (Mottaghy and Rath, 2006). Они включили численный блок, учитывающий замерзание/таяние порового флюида, непосредственно в инверсионную программу реконструкции GSTH. Затем для заранее известной температурной истории и геологического разреза, содержащего большое количество порового флюида (30%), показали, что учет фазовых переходов существенно улучшает точность реконструкций. Этот вывод тривиален. Разработка такого рода инверсионных программ в будущем позволит значительно уменьшить неоднозначность длительных реконструкций. Проблема состоит в том, что уже полученные за два предыдущих десятилетия реконструкции GSTH нельзя инвертировать заново – значительная часть необходимых для этого данных недоступна. Но было бы полезно оценить в какой мере эти реконструкции могут быть искажены. Для этого, опираясь на результаты численного моделирования, необходимо ответить на несколько вопросов: 1. Какие характеристики реконструированной GSTH и в какой мере искажаются при отсутствии адекватного учета фазовых переходов. 2. Какие внешние факторы и в какой мере влияют на величину этих искажений. Ответам на эти вопросы посвящена настоящая работа. Мы использовали простейшую модель изменений температуры на верхней границе, определяемую минимальным числом параметров. На основе этой модели для условий реальной влагонасыщенной среды рассчитывались синтетические термограммы, которые затем инвертировались обратно в температурную историю, но уже без учета фазовых переходов. Для инверсии синтетических термограмм мы также применили простейший алгоритм, позволяющий оценить минимальное число параметров модели GSTH. Такой алгоритм, в отличие от более «продвинутых», позволяющих детально оценить температурную историю (напри-

мер, использованного в работе Mottaghy and Rath, 2006), не требует применения регуляризации, которая сама может вносить существенные искажения. Это позволяет выделить искажающий эффект фазовых переходов, что называется, «в чистом виде».

Моделирование фазовых переходов

Рассмотрим распределение температуры $T(z, t)$ в массиве пористых горных пород, содержащих влагу в виде воды или льда. Примем следующее упрощение: передача тепла происходит только за счёт теплопроводности, т. е. массоперенос жидкости в талой зоне и при движении фазовой границы отсутствует. Тогда задача о распределении температуры в слое грунта с учётом фазовых переходов сводится к классической многофазной задаче Стефана. Для простоты изложения ограничимся двухфазной задачей, которую можно представить в следующем виде.

Массив пород $\Omega = \{z \mid 0 < z < Z\}$ ограничен сверху и снизу $\Gamma = \{z \mid z = 0, z = Z\}$, так что $\overline{\Omega} = \Omega \cup \Gamma = \{z \mid 0 \le z \le Z\}$. Фазовый переход происходит при постоянной температуре T^*. Граница раздела фаз определяется в каждый момент времени следующим образом:

$$\xi(t) = \{z \in \Omega, \qquad T(z,t) = T^*\}. \qquad (1)$$

Эта граница разделяет массив на $\Omega^-(t) = \{z \mid z \in \Omega, T(z,t) < T^*\}$ – мёрзлую и $\Omega^+(t) = \{z \mid z \in \Omega, T(z,t) > T^*\}$ – талую фазы.

В каждой фазе распределение температуры описывается уравнением теплопроводности:

$$c(T,\omega)\rho(T,\omega)\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda(T,\omega)\frac{\partial T(z,t)}{\partial z}\right),$$
$$z \in \Omega^{\pm}(t), \quad t > 0, \qquad (2)$$

где $c(T, \omega)$ – теплоёмкость, ω – влажность, $\rho(T, \omega)$ – плотность, $\lambda(T, \omega)$ – теплопроводность.

В начальный момент времени $t = 0$ распределение температуры известно:

$$T(z,0) = T^0(z), \;\; z \in \overline{\Omega}. \qquad (3)$$

На границах массива задана температура:

$$T(z,t) = T_\Gamma(z,t), \;\; z \in \Gamma. \qquad (4)$$

На границе раздела фаз выполняются следующие условия: температура непрерывна

$$T(z,t)\Big|_{z=\xi(t)-0} = T(z,t)\Big|_{z=\xi(t)+0} = T^*, \qquad (5)$$

а тепловой поток имеет разрыв, его разность определяет скорость движения границы:

$$\lambda(T,\omega)\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=\xi(t)-0} - \lambda(T,\omega)\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=\xi(t)+0} =$$
$$= L\rho(T,\omega)\omega\frac{d\xi(t)}{dt}, \qquad (6)$$

где L – скрытая теплота плавления.

Теплоёмкость $c(T,\omega)$, теплопроводность $\lambda(T,\omega)$, и плотность $\rho(T,\omega)$ зависят от температуры и влажности грунта:

$$c(T,\omega) = \begin{cases} \omega c_м + (1-\omega)c_п, & T(z,t) < T^* \\ \omega c_ж + (1-\omega)c_п, & T(z,t) \ge T^*, \end{cases} \qquad (7)$$

где $c_м$ – теплоёмкость льда; $c_п$ – теплоёмкость скелета породы; $c_ж$ – теплоёмкость воды.

$$\lambda(T,\omega) = \begin{cases} \omega\lambda_м + (1-\omega)\lambda_п, & T(z,t) < T^* \\ \omega\lambda_ж + (1-\omega)\lambda_п, & T(z,t) \ge T^*, \end{cases} \qquad (8)$$

где $\lambda_м$ – теплопроводность льда, $\lambda_п$ – теплопроводность скелета породы, $\lambda_ж$ – теплопроводность воды.

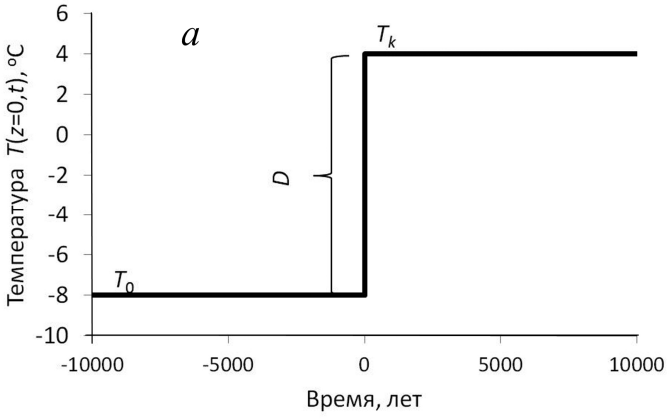
$$\rho(T,\omega) = \begin{cases} \omega\rho_м + (1-\omega)\rho_п, & T(z,t) < T^* \\ \omega\rho_ж + (1-\omega)\rho_п, & T(z,t) \ge T^*, \end{cases} \qquad (8')$$

где $\rho_м$ – плотность льда, $\rho_п$ – плотность скелета породы, $\rho_ж$ – плотность воды.

Численное решение

Задача Стефана (1)–(6) представляет собой нелинейную систему уравнений. В силу нелинейности она имеют только численное решение. Аналитические решения получены только для частных, модельных примеров.

Выделяют два основных подхода для численного решения задач с фазовыми переходами (Самарский, Вабищевич, 2003). Первый – это методы с выделением границы раздела фаз, второй – методы без выделения этой границы, т. е. методы сквозного



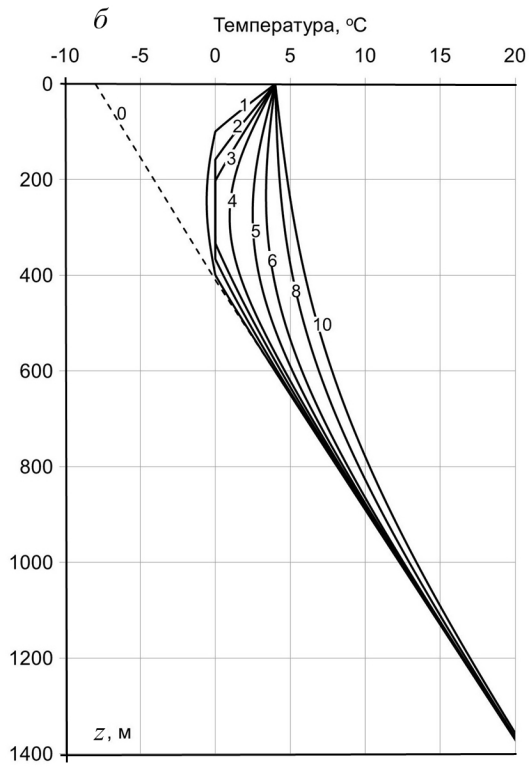


Рис. 1. Модель температурной истории земной поверхности за последние 20 тыс. л. (*а*) и распределение температуры пород в различные моменты времени (шифр кривых – в тыс. л.) после скачка температуры поверхности (*б*)

счёта (Самарский, Моисеенко, 1965; Будак и др., 1965). Основная идея метода сквозного счёта заключается в сведении задачи Стефана к обобщённому уравнению теплопроводности путём замены в области фазового перехода разрывных физических характеристик «сглаженными» функциями. Этот метод нашёл широкое применение при решении задач геотермии (Тихонов и др., 1969; Хачай, 1984), в частности при решении задач, связанных с промерзанием или оттаиванием грунта (Galushkin, 1997; Šafanda et al., 2004; Mottaghy, Rath, 2006). Однако полученные методом сквозного счёта результаты вблизи границы фазового перехода будут неточны (Будак и др., 1967; Нестеренко А., Нестеренко Н., 1984).

Для численного решения поставленной задачи в данном исследовании использовался метод вспомогательной сетки, предложенный в работе (Нестеренко А., Нестеренко Н., 1984). Данный метод относится к методам с выделением фазовой границы и применим для решения многофазных задач.

Синтетические термограммы

На рис. 1*а* приведена простейшая модель температурной истории земной поверхности за последние 20 тыс. л. Она включает единственное климатическое событие – скачок температуры на 12 К (от –8 до +4 °С) 10 тыс. л. н., известный как «плейстоцен/голоценовое потепление». Начальное распределение температуры $T(z,0)$ до скачка является стационарным и определяется среднегодовой температурой земной поверхности T_0, плотностью геотермического теплового потока на нижней границе q и теплопроводностью талой λ^+ и мерзлой λ^- зон. Для простоты геологический разрез представлен однородными, пористыми, заполненной водой породами. Вся поровая влага при температуре $T < 0$ находится в порах в виде льда (не учитывается присутствие связанной воды).

Предполагается, что источники тепла в интервале исследований отсутствуют. Соответственно, начальная термограмма (рис. 1*б* – кривая «0») состоит из двух линейных отрезков:

$$T(z,0) = \begin{cases} T_0 + \dfrac{q}{\lambda^-} z, & 0 \le z \le \xi(0), \\ T_0 + \dfrac{q}{\lambda^-} h + \dfrac{q}{\lambda^+}(z-h), & z > \xi(0), \end{cases} \quad (9)$$

Таблица 1. Тепловые свойства массива горных пород

Среда	ω, %	L, кДж/кг	λ, Вт/(м·К)		c, Дж/(кг·К)		ρ, кг/м^3		a, 10^{-6} м^2/с	
			λ^+	λ^-	c^+	c^-	ρ^+	ρ^-	a^+	a^-
Влага	100	333	0,6	2,2	4100	2200	1000	900	0,146	1,111
Массив	0		2,6	2,6	1200	1200	2500	2500	0,867	0,867
	5		2,5	2,58	1345	1250	2425	2420	0,766	0,853
	10		2,4	2,56	1490	1300	2350	2340	0,685	0,842
	20		2,2	2,52	1780	1400	2200	2180	0,562	0,826

где индексами «–» и «+» обозначены теплопроводности мерзлой и талой зон.

В табл. 1 приведены тепловые свойства массива пород в зависимости от его фазового состояния и объемного содержания влаги. Значения теплопроводности, теплоёмкости и плотности влаги соответствуют параметрам воды без содержания присей. Параметры массива горных пород без влаги соответствуют песчанику. Параметры массива горных пород для различной влажности вычислены по формулам (7), (8) и (8′).

Пример эволюции температурного поля при q = 50 мВт/м^2 и ω = 10% приведен на рис. 1*б*. После скачка температуры мерзлая толща начинает протаивать как сверху (за счет теплового потока с поверхности), так и снизу (за счет геотермического потока). Вследствие этого некоторое время сохраняется реликтовая мерзлота, после чего термограмма «прилипает» к границе фазового перехода – возникают безградиентные зоны. После исчезновения безградиентных зон еще долго сохраняются области отрицательных геотермических градиентов. Все эти признаки мерзлоты довольно часто наблюдаются на термограммах, записанных в Сибири (Duchkov, Devyatkin, 1992; Дучков и др., 1994) и даже на севере Европы (Šafanda et al., 2004).

На рис. 2 (цветная вкладка) приведены начальные и конечные (через 10 тысяч лет после скачка – на момент моделируемого термокаротажа) термограммы, рассчитанные для описанной выше модели изменения температуры земной поверхности и различных значений плотности геотермического теплового потока и влажности. Отметим, что при минимальном значении плотности потока q = 30 мВт/м^2 и влажности ω ≥ 10% безградиентные зоны сохраняются вплоть до настоящего времени. Этому способствует не только влияние этих двух факторов, но и то обстоятельство, что при фиксированном значении T_0 с уменьшением плотности потока увеличивается мощность мерзлой зоны. Следовательно, требуется больше времени для ее исчезновения.

Инверсия синтетических термограмм

Для реконструкции GSTH мы применили простейшую методику, в которой неизвестная температурная история представлена т. н. трехпараметрическим степенным законом (Lachenbruch, Marshall, 1986)

$$T(0,t) = T_0 + D\left(\frac{t - t_0}{t_k - t_0}\right)^{\frac{n}{2}}, \qquad (10)$$

$$t_0 \le t \le t_k, \quad n = 0,1,2...$$

где T_0 – температура поверхности до начала ее изменения, t_0 – момент начала изменения температуры поверхности, D – полная амплитуда изменения температуры на момент t_k. Семейство историй, описываемых трехпараметрическим законом (10), приведено на рис. 3. Для теплофизически однородного массива пород аналитическое выражение, описывающее распределение температуры по глубине в момент времени $t > t_0$ при изменении температуры поверхности согласно (10) и начальных условиях (9), имеет вид:

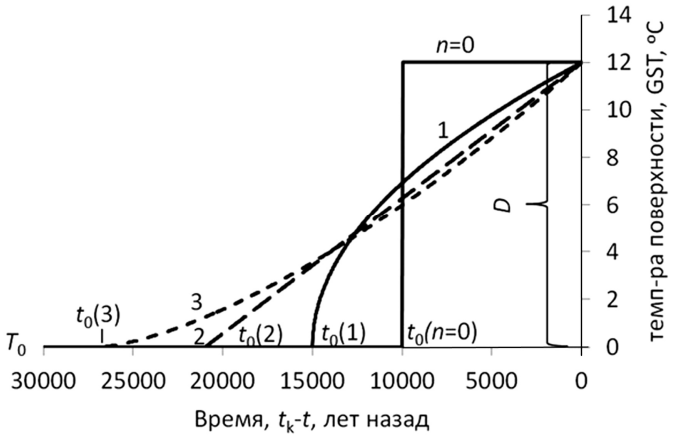


Рис. 3. Вид семейства температурных историй, описываемых трехпараметрическим степенным законом (10). Шифр кривых – значение параметра *n*

$$T(z,t)=\begin{cases} T_0+\dfrac{q}{\lambda^-}z+D\left(\dfrac{t-t_0}{t_k-t_0}\right)^{\frac{n}{2}}\times \\ \times\dfrac{i^n\mathrm{erfc}\left(\dfrac{z}{l}\right)}{i^n\mathrm{erfc}(0)}, \quad 0\le z\le\xi(t), \\ T_0+\dfrac{q}{\lambda^-}z+\dfrac{q}{\lambda^+}(z-h)+D\left(\dfrac{t-t_0}{t_k-t_0}\right)^{\frac{n}{2}}\times \\ \times\dfrac{i^n\mathrm{erfc}\left(\dfrac{z}{l}\right)}{i^n\mathrm{erfc}(0)}, \quad z>\xi(t), \end{cases} \tag{11}$$

$$l=2\sqrt{a\,(t-t_0)}, \tag{12}$$

где a – температуропроводность;
$i^n\,\mathrm{erfc}\,(U)$ – кратный интеграл вероятностей.

Процедура инверсии термограмм сводится к целенаправленному перебору значений параметров D и t_0 при различных n, вычислении соответствующего вертикального распределения температуры и минимизации среднеквадратической невязки

$$\sigma(n)=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{p}\left(\dot{T}(z_i)-T(z_i,T_0,\lambda_i,q,D,t_k-t_0)\right)^2}{2p-1}}\to\min, \tag{13}$$

где $\dot{T}(z_i)$ – синтетическая термограмма, $T\,(z_i, T_0, \lambda_i, q, D, t_k - t_0)$ – термограмма, рассчитанная по (11), p – количество точек термограммы. При этом параметры T_0, λ_i, q определяющие начальное стационарное распределение температуры (9) предполагались заранее известными. При реконструкциях температурных историй для каждой термограммы использовалось единое значение коэффициента температуропроводности, определяемое лишь влажностью талых пород (согласно табл. 1).

Результаты и обсуждение

Результаты инверсии синтетических термограмм приведены в табл. 2. Серым цветом выделены параметры моделей (10), обеспечивающие минимальную невязку для каждой термограммы. В отсутствие фазовых переходов (ω = 0%) вне зависимости от значения плотности теплового потока инверсионный алгоритм практически точно (σ = 0,0008 К) воспроизводит исходную историю с n = 0, $t_k - t_0$ = 10000 л. н. и D = 12 К. Для большинства термограмм наилучшей моделью также является скачок температуры (n = 0). Исключением являются термограммы, рассчитанные для условий минимальной плотности потока и максимальной влажности (q = 30 мВт/м^2, ω = 10–20%), – в этих случаях минимальную невязку обеспечивает модель линейного роста температуры (n = 2), что можно интерпретировать как искажение формы исходной температурной истории.

Искажение хронологии иллюстрирует рис. 4*а*. С уменьшением плотности потока и увеличением влажности оценка времени скачка сдвигается в более поздние времена. Наименьшие искажения наблюдаются при q = 70 мВт/м^2: ошибка оценки даты скачка во всем диапазоне изменений влажности не превышает 10%. При q = 30 мВт/м^2 эта ошибка возрастает до 30% уже при минимальной влажности ω = 5%.

Таблица 2. Результаты инверсии синтетических термограмм

q, мВт/м^2	ω, %	a, 10^{-6} м^2/с	№ п/п	Входные и выходные параметры инверсии				
					n			
					0	1	2	3
30	0	0,867	1	t, л. н.	9994	15413	21059	26788
				D, К	12,0	12,5	12,7	12,8
				σ, К	0,0008	0,1305	0,1918	0,2263
	5	0,766	2	t, л. н.	6722	10410	14215	18141
				D, К	11,9	12,4	12,6	12,7
				σ, К	0,0526	0,0703	0,1212	0,1505
	10	0,685	3	t, л. н.	3636	5750	7927	10151
				D, К	12,0	12,4	12,6	12,6
				σ, К	0,2134	0,1793	0,1735	0,1740
	20	0,562	4	t, л. н.	3663	5726	7855	10032
				D, К	11,8	12,2	12,3	12,4
				σ, К	0,1566	0,1075	0,1012	0,1042
50	0	0,867	5	t, л. н.	9995	15413	21059	26788
				D, К	12,0	12,5	12,7	12,8
				σ, К	0,0008	0,1305	0,1918	0,2263
	5	0,766	6	t, л. н.	9018	13909	19018	24220
				D, К	12,0	12,5	12,7	12,8
				σ, К	0,014	0,1360	0,1939	0,2265
	10	0,685	7	t, л. н.	8332	12858	17578	22402
				D, К	12,0	12,5	12,7	12,8
				σ, К	0,0231	0,1376	0,1927	0,2237
	20	0,562	8	t, л. н.	7282	11262	15413	19635
				D, К	12,0	12,5	12,7	12,8
				σ, К	0,0298	0,1272	0,1772	0,2055
70	0	0,867	9	t, л. н.	9995	15413	21059	26788
				D, К	12,0	12,5	12,7	12,8
				σ, К	0,0008	0,1305	0,1918	0,2263
	5	0,766	10	t, л. н.	9577	14784	20213	25769
				D, К	12,1	12,6	12,8	12,9
				σ, К	0,0223	0,1465	0,2054	0,2385
	10	0,685	11	t, л. н.	9302	14382	19659	25058
				D, К	12,2	12,6	12,9	13,0
				σ, К	0,0432	0,1627	0,2195	0,2515
	20	0,562	12	t, л. н.	9078	14057	19268	24523
				D, К	12,3	12,8	13,0	13,1
				σ, К	0,0830	0,1959	0,2495	0,2796

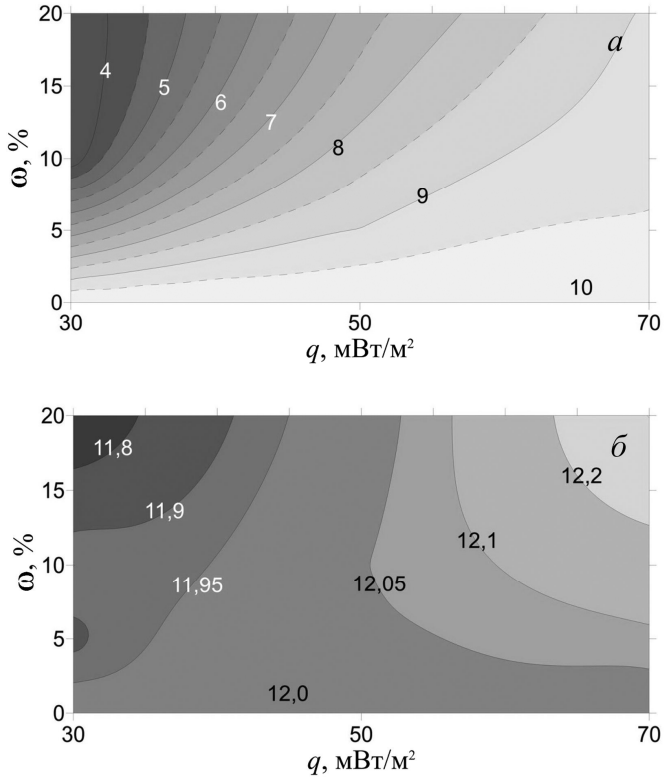


Рис. 4. Искажения даты и амплитуды реконструкций температурных историй в зависимости от плотности теплового потока q и влажности пород ω:
а – дата температурного скачка на поверхности (тыс. л. н.; истинное значение – 10 тыс. л. н.);
б – амплитуда температурного скачка на поверхности (К, истинное значение – 12 К)

Искажение амплитуды температурного скачка незначительно (рис. 4*б*) – во всем диапазоне моделируемых изменений плотности потока и влажности оно не превышает ±2,5%.

Это легко объяснить. Амплитуда скачка определяется температурой земной поверхности T_0, которая оценивается до проведения инверсионной процедуры (на этапе построения стационарной модели), и современной температурой поверхности T_k, равной температуре в верхней части термограммы. Инверсионная программа может лишь немного изменить величину T_k, чтобы более точно описать термограмму в целом.

Зависимости, представленные на рис. 4, не универсальны. С их помощью нельзя оценить ошибки реконструкций, полученных при других условиях на верхней границе (T_0 и T_k), другой мощности мерзлого слоя. Для каждого случая необходимо проводить моделирование заново. Приблизительно оценить ошибку оценки даты скачка можно предположив, что запаздывание климатического сигнала $t_{зап}$ определяется временем, необходимым на полное оттаивание мерзлоты:

$$t_{зап} = \frac{L\rho\omega\xi(0)}{q - b\lambda\dfrac{T_k - T^*}{\xi(0)}}. \qquad (14)$$

Числитель (14) представляет собой количество скрытого тепла в столбе породы сечением единичной площади, знаменатель – суммарная плотность потока тепла, обеспечивающего оттаивание мерзлой толщи. Идущий снизу геотермический поток q можно считать постоянным. Напротив, тепловой поток сверху, вызванный скачком температуры на поверхности, вначале очень большой, со временем уменьшается. Отношение разности температур $T_k - T^*$ к единственному, имеющемуся в нашем распоряжении характерному вертикальному размеру $\xi(0)$, очевидно, дает сильно заниженное значение среднего градиента и, соответственно, плотности потока. Для приведения этой оценки к среднему значению плотности потока в (14) введен эмпирический коэффициент b. Его величину можно подобрать, сравнивая результаты аналитических расчетов, выполненных по (14) на основании данных табл. 1, с результатами численного моделирования (см. табл. 2, $n = 0$). Минимальное среднеквадратическое от-

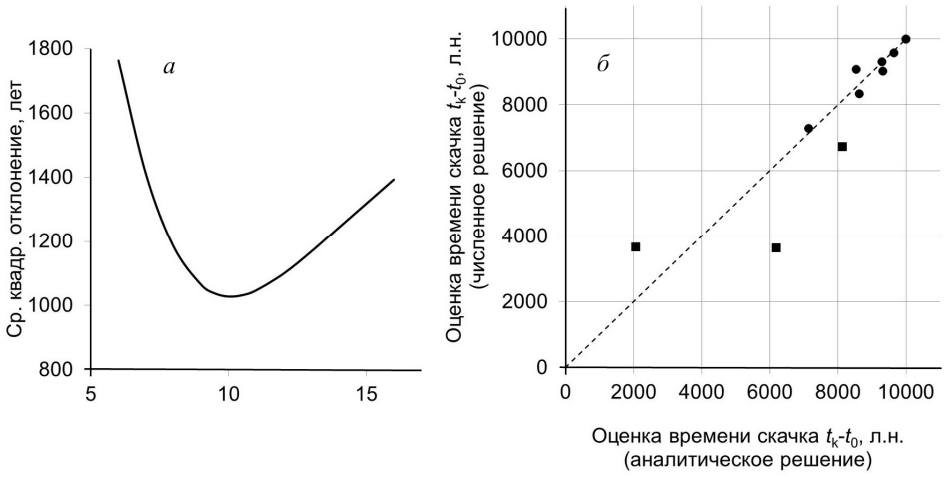


Рис. 5. Зависимость среднеквадратического отклонения аналитических оценок времени скачка от численных при различных значениях коэффициента *b* в (14) (*а*); соотношение между аналитическими и численными оценками времени скачка при *b* = 10 (*б*)

клонение аналитических оценок времени скачка , $t_k - t_0 = 10000 - t_{зап}$ от численных составляет ≈1000 лет при $b = 10$ (рис. 5). Основной вклад в погрешность аналитического метода вносят данные, рассчитанные для минимальных значений плотности геотермического теплового потока $q = 30$ мВт/м^2. Если их удалить из выборки, то погрешность не превысит 300 лет в диапазоне изменений *b* от 8 до 12.

Заключение

При реконструкции температурной истории земной поверхности по данным скважинной термометрии нередко анализируется температурное поле, прошедшее в своей эволюции границу фазового перехода «лед/вода». В первую очередь это касается долговременных реконструкций, охватывающих последнюю ледниковую эпоху плейстоцена и современный теплый период – голоцен. Все существующие на сегодняшний день программы реконструкции (инверсии) игнорируют влияние фазовых переходов, что значительно упрощает задачу, но приводит к закономерным искажениям получаемых температурных историй.

В проведенном исследовании был использован численный метод решения прямой задачи распределения температуры в грунте, при котором на каждом шаге по времени отслеживалось положение фазовой границы. Этот метод в отличие от широко применяемого метода сквозного счета (Gosink and Osterkamp, 1990; Galushkin, 1997; Šafanda et al., 2004; Majorowicz et al., 2012) позволяет избежать температурных искажений в области фазового перехода.

Выполненные исследования показали, что в первую очередь искажается хронология событий – дата плейстоцен/голоценового потепления смещается в более поздние времена. Величина искажения тем значительнее, чем меньше плотность геотермического теплового потока и больше содержание свободной воды (льда) в порах. При средних значениях плотности теплового потока 50 мВт/м^2 и влажности, не более 5%, искажение даты потепления не превышает 10%, что можно считать приемлемым. Аномально низкие значения плотности потока приводят к резкому росту искажений. Так, при $q = 30$ мВт/м^2 ошибка возрастает до 30% уже при минимальной влажности $\omega = 5\%$. Помимо этого, искажается и форма температурной истории – фронт потепления становится менее резким, «заваливается». В этих случаях для введения необходимых поправок в ранее реконструированные истории необходимо провести моделирование согласно описанному в статье численному алгоритму, либо – оценить величину запаздывания по приведенной здесь формуле. Амплитуда температурных колебаний прошлого искажается незначительно. Погрешность оцен-

ки амплитуды определяется главным образом качеством построения стационарной модели, а инверсионная программа вносит в эту оценку лишь небольшие корректировки.

Введение «фазовых» поправок в температурные истории – мера паллиативная. Она оправдана отсутствием необходимых инверсионных программ и исходных геотермических данных для проведения более тщательной палеоклиматической интерпретации. Окончательное же решение проблемы связано с разработкой инверсионных программ, включающих блок решения прямой задачи с учетом влияния фазовых переходов.

Исследование проведено при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00086).

Литература

Будак Б.М., Соловьева Е.Н., Успенский А.Б. Разностный метод со сглаживанием коэффициентов для решения задач Стефана // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1965. Т. 5. № 5. С. 828–840.

Будак Б.М., Гольдман Н.Л., Егорова А.Т., Успенский А.Б. Метод выпрямления фронтов для решения задач типа Стефана в многомерном случае // Вычислительные методы и программирование. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 103–120.

Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Реконструкции климата на Урале по геотермическим данным // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1776–1785.

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю. Геотермические оценки теплового режима в основаниях позднеплейстоценовых ледниковых щитов. Ч. I. Лаврентийский щит // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2(28). С. 22–32.

Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Геотермические оценки амплитуд голоценового потепления в Европе // Доклады Академии наук. 2006. Т. 406. № 5. С. 688–690.

Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Володько Б.В., Девяткин В.Н., Лысак С.В., Пузанков Ю.М., Ножкин А.Д., Соколова Л.С., Березкин В.И., Богомолова Л.М., Ботулу Е.А., Дорофеева Р.П., Дук В.Л., Егоров А.С., Зедгенизов А.Н., Зуй А.Н., Кицул В.И., Ковешников А.М., Котов А.Б., Курчиков А.Р., Медведев В.И., Попов Н.В., Русаков В.Г., Смелов А.П., Стогний В.В., Туркина О.М., Шендер Н.А. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. Новосибирск, 1994. 141 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН. Вып. 821).

Нестеренко А.И., Нестеренко Н.Г. Метод вспомогательной сетки для численного решения задач с подвижными границами фаз // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1984. Т. 24. № 3. С. 374–382.

Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Вычислительная теплопередача. М.: УРСС, 2003. 784 с.

Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономичная схема сквозного счета для многомерной задачи Стефана // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1965. Т. 5. № 5. С. 816–827.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли // ДАН ССР. 1969. Т. 188. № 2. С. 338–342.

Хачай Ю.В. Влияние нелинейных характеристик среды на восстановление геотемпературного поля по малоглубинной съемке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 3. С. 89–92.

Bodri L. and Cermak V. Borehole climatology. A new method on how to reconstruct climate. Elsevier Science, 2007. 352 pp.

Chouinard C., Mareschal J.C. Ground surface temperature history in southern Canada: temperatures at the base of the Laurentide ice sheet and during the Holocene // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277 (1). P. 280–289.

Demezhko D.Yu. and Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // Global and Planetary Change. 2001.

V. 29. No 3–4. P. 219–230.

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D. and Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data // Climate of the Past. 2007. V. 3. P. 559–568.

Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V. and Esipko O.A. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data // Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2013. No 6. P. 7–25.

Demezhko, D., Gornostaeva, A., Majorowicz, J., & Šafanda, J. Temperature and heat flux changes at the base of Laurentide ice sheet inferred from geothermal data (evidence from province of Alberta, Canada) // Int J Earth Sci (Geol Rundsch). 2018. V. 107. No 1. P. 113–121.

Duchkov A.D., Devyatkin V.N. Reduced geothermal gradients in the shallow West-Siberian Platform // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1992. V. 98. No 2–4. P. 245–250.

Galushkin Yu. Numerical simulation of permafrost evolution as a part of sedimentary basin modelling: Permafrost in the Pliocene-Holocene climate history of the Urengoy field in the West Siberian basin // Canadian Journal of Earth Sciences. 1997. V. 34. No 7. P. 935– 948.

Gosink, J.P., Osterkamp T.E. Models for permafrost thickness variation in response to changes in paleoclimate // Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost conference, Laval University, Collection Nordicana. 1990. No 54. P. 191–198.

Gornitz V. (ed.). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer Science & Business Media, 2009. 1047 pp.

Kukkonen I.T., Šafanda J. Palaeoclimate and structure: the most important factors controlling subsurface temperatures in crystalline rocks. A case history from Outokumpu, eastern Finland // Geophysical Journal International. 1996. V. 126. No 1. P. 101–112.

Kukkonen I.T., Jõeleht A. Weichselian temperatures from geothermal heat flow data // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2003. V. 108. No B3. P. 2163.

Lachenbruch A.H. and Marshall B.V. Changing climate: Geothermal evidens from permafrost in the Alaskan Arctic // Science. 1986. V. 234. No 4777. P. 689–696.

Majorowicz J., Šafanda J. Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1 // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). 2008. V. 97. No 2. P. 307–315.

Majorowicz J., Šafanda J., Osadetz K. Inferred gas hydrate and permafrost stability history models linked to climate change in the Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada // Climate of the Past. 2012. V. 8(2). P. 667–682.

Majorowicz J., Šafanda J. Effect of post-glacial warming seen in high precision temperature log deep into the granites in NE Alberta // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), 2015. V. 104 (6). P. 1563–1571.

Mareschal J.C., Rolandone F., Bienfait G. Heat flow variations in a deep borehole near Sept-Iles, Québec, Canada: Paleoclimatic interpretation and implications for regional heat flow estimates // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26 (14). P. 2049–2052.

Mottaghy D., Rath V. Latent heat effects in subsurface heat transport modelling and their impact on palaeotemperature reconstructions // Geophysical Journal International. 2006. V. 164 (1). P. 236–245.

Rajver D., Šafanda J., Shen P.Y. The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia // Tectonophysics. 1998. V. 291. P. 263–276.

Rolandone F., Mareschal J.C., Jaupart C. Temperatures at the base of the Laurentide Ice Sheet inferred from borehole temperature data // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. No 18. P. 1–4.

Šafanda J., Szewczyk J., Majorowicz J. Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. No 7. L07211, doi: 10.1029/2004GL019547.

Sass J.H., Lachenbruch A.H., Jessop A.M. Uniform heat flow in a deep hole in the Canadian Shield and its paleoclimatic implications // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76 (35). P. 8586–8596.

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.2.15 УДК 550.8:553.08:53/54

КОМПЛЕКСНЫЙ ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БРУСИТА

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

Аннотация. Методами электропроводности, дериватографии и рентгенофазового анализа исследованы образцы брусита из Кульдурского месторождения (Хабаровский край). Показана связь параметров процесса дегидратации брусита с электрическими параметрами. По температурным зависимостям активного электрического сопротивления при переменном напряжении и тангенса угла диэлектрических потерь впервые выявлена аномальная область в интервале температур 100–170 °С, связанная с фазовым переходом, что согласуется с данными С.В. Габелкова с соавторами (Габелков и др., 2011), которые впервые установили, что термообработка брусита в интервале температур 60–200 °С приводит к термическому разложению части брусита и образованию аморфного гидроксида магния с предполагаемой формулой $MgO\cdot(1\text{-}x)H_2O$. Температура этого перехода зависит от чистоты образца.

Омическое и активное сопротивление, диэлектрические потери, высокая температура, энергия активации, дифференциальный термический анализ, рентгенофазовый анализ, дегидратация, брусит.

A COMPREHENSIVE THERMAL ANALYSIS OF THE SAMPLES OF BRUCITE

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

Abstract. We investigated the electrical resistance, the tangent of dielectric loss angle, derivatography and x-ray diffraction analysis of samples of brucite (The Kuldurskoe field, Khabarovsk Krai). Shows the relationship of process parameters of dehydration of brucite with electric parameters. On curves of temperature dependence of active electrical resistance (with AC voltage) and tangent of dielectric loss angle first identified the anomalous region in the temperature range 100–170 °C. Anomalies associated with phase transition by heating brucite. S.V. Gabelkov with the authors (Gabelkov et al., 2011) for the first time found that heat treatment of brucite in the temperature range 60–200 °C causes decomposition of part of the brucite and the formation of amorphous magnesium hydroxide with the assumed formula $MgO\cdot(1\text{-}x)H_2O$. The temperature of this transition depends on the purity of the sample.

Ohmic and active electrical resistance, dielectric losses, high temperature, activation energy, differential thermal analysis, determination of phase composition, dehydration, brucite.

Введение

Методы термического анализа включают все виды измерений, устанавливающие зависимость какого-либо свойства исследуемого объекта от непрерывного или ступенчатого изменения температуры. При этом многие физико-химические исследования имеют сходные цели либо дополняют друг друга. Обычные физические методы могут включать произвольную группу методов слежения за изменениями состояния исследуемого образца на основе изменения выбранного физического параметра во времени в виде отклика на определенный набор экспериментальных условий измерения.

«Научный совет по термическому анализу АН СССР дает следующее определение понятия “термический анализ”: ТА – метод исследования физико-химических и химических превращений, происходящих в веществе в условиях программированного изменения температуры. Происходящие процессы, имеющие тепловую природу, регистрируются по отклонениям скорости нагревания вещества от заданной программы. Методом термического анализа обнаруживается сам факт протекания процесса, температурный интервал, в котором он происходит, и его эндо- или экзотермический характер. Совместно с термическим анализом могут проводиться измерения и регистрация любых физических или физико-химических характеристик вещества с целью установления природы наблюдаемого процесса. Такое сочетание методов называется комплексным термическим анализом» (Шестак, 1987, с. 18). То есть, на-

правлением развития термических методов исследования является такое, где химические и фазовые изменения в системе при нагреве фиксируются изменением иных, не тепловых характеристик образца. Комплексирование методов позволяет расширить и уточнить получаемую информацию. Фазовые превращения могут быть выявлены электрическими методами, например, по изменению тангенса угла диэлектрических потерь (Сканави, 1949; Бахтерев, 2005; Асаналиев, 2015).

Цель настоящей работы: исследовать температурные зависимости активного электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь при переменном напряжении образцов бруситов и оценить возможность выделения по ним фазового перехода при термическом разложении брусита.

Образцы и методы исследования

Изучены полосчатые образцы бруситовой породы Кульдурского месторождения (Хабаровский край). Исследованные образцы различны по минеральному составу, количеству и содержанию примесей, цвету. «Различие в цвете связано не с вхождением инородного вещества, а с неодинаковыми структурно-морфологическими характеристиками относительно темных и белых слоев: темные слои являются структурно совершенными, менее пористыми, в них выявляются более крупные (по толщине) микрокристаллы» (Колодяжная, 1993, с. 22). Исследовано шесть образцов: по три образца каждого цвета. В каждой тройке образцов получены аналогичные результаты по всем измеряемым параметрам. Поэтому дальше будем говорить о двух образцах: образец Б1 – светлый, Б2 – темный.

Таблица 1. Минеральный состав исследованных образцов

Минеральный состав бруситовой породы	Содержание, %	
	Образец Б1	Образец Б2
Магнезит $MgCO_3$	29,4	1,8
Брусит $Mg(OH)_2$	35,3	54,4
Доломит $CaMg(CO_3)_2$	8,0	19,8
Серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$	3,5	0,8
Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$	1,3	1,2
ППП	37,0	32,3

Минеральный анализ образцов (табл. 1) выполнен в Институте Уралмеханобр (Г.А. Куприянова). Термическое разложение образцов Б1 и Б2 (рис. 1) исследовали

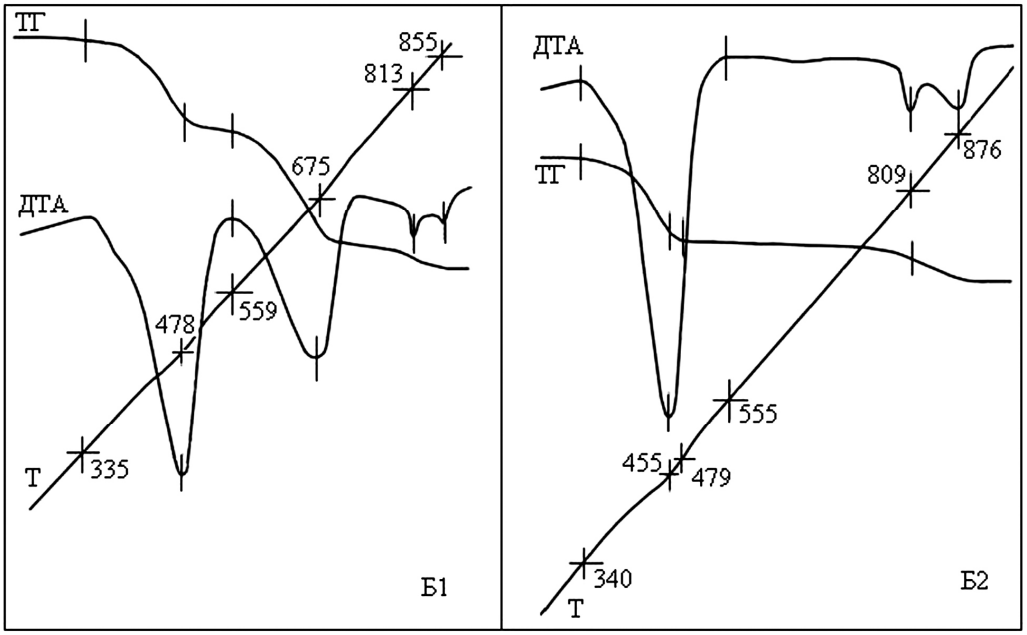


Рис. 1. Результаты термического анализа исследованных образцов брусита

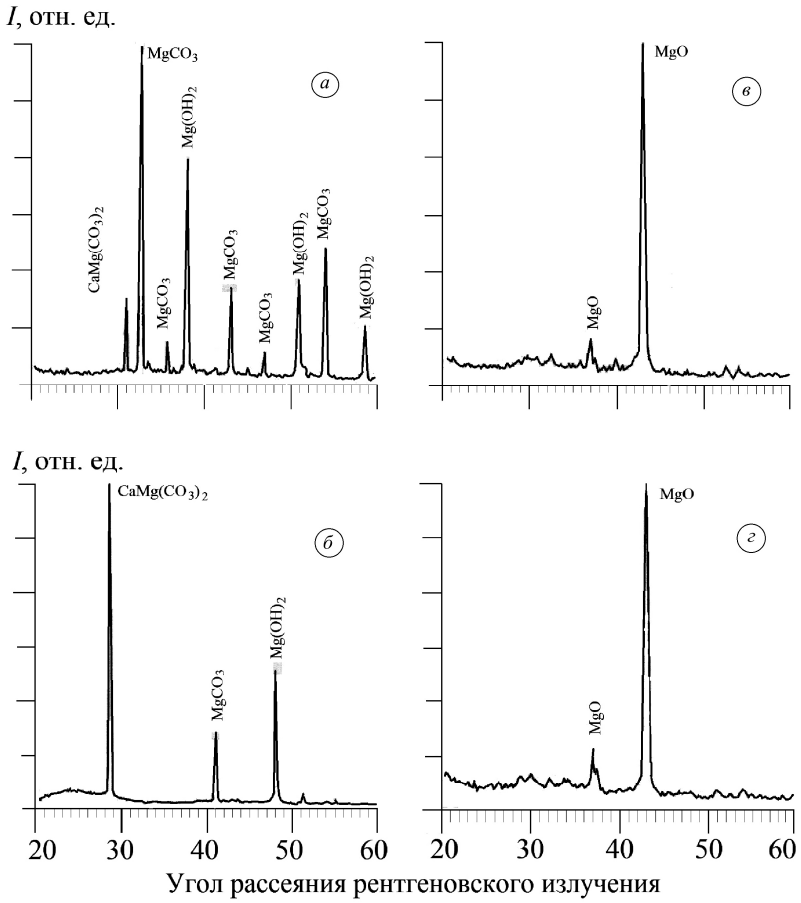


Рис. 2. Дифрактограммы исследованных образцов брусита Б1 (*а*, *в*), Б2 (*б*, *г*): *а*, *б* –исходные образцы; *в*, *г* – образцы после дериватографии

методом термогравиметрического и дифференциального термического анализов на дериватографе Q-1500D в интервале температур 20–1000 °С при скорости нагрева 10 °С/мин (масса навески 0,8 г). На кривой ДТА образца Б1 фиксируются эндотермические пики с максимумами при 478, 675 и 813, 855 °С, обусловленные присутствием в составе породы брусита, магнезита, доломита. Других минералов не обнаружено. На кривых ДТА образца Б2 фиксируются эндотермические пики с максимумами при 455, 809 и 876 °С, обусловленные присутствием в составе породы брусита и доломита. Положение пиков зависит от минерального состава и структуры вещества. Фазовый состав до и после дериватографии определяли методом рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре ДРОН-1,5 (Cu K_α) в Институте химии твердого тела УрО РАН (О.В. Сивцова и Н.И. Игнатьева). Рентгеноструктурный анализ, выполненный после дериватографии, установил одинаковую структуру оксида магния из обоих образцов (рис. 2). Аналогичные результаты получены в работе (Устьянцев и др., 1993) при исследовании бруситовой породы, состоящей из брусита, кальцита, доломита, серпентина, каолинита.

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, Кузнецов, 2012; Бахтерев, 2016). Образцы для исследований вырезали из темных и белых слоев породы 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 платиноплатинородиевой термопарой в 0,01 м от

образца. Измерения электрического сопротивления осуществляли при постоянном напряжении. Прибор для измерения электрического сопротивления на постоянном токе – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и пределами допустимой относительной погрешности измерений от ±2,5 до 4% в конце диапазона. В качестве измерительного прибора для определения электрических параметров на переменном токе использован «Измеритель L, C, R цифровой» Е7-8. Прибор позволяет измерять тангенс угла диэлектрических потерь и активное сопротивление. Рабочая частота прибора 1000 Гц. Все электрические параметры измеряли одновременно.

Описание процесса разложения брусита (несколько примеров)

В природе имеются уникальные запасы магнезиального сырья в виде бруситов (Перепелицын и др., 1988), отличающихся от других видов магнезиального сырья максимальным содержанием оксида магния (до 69%) и значительно меньшей энергоемкостью, так как температура разложения брусита по реакции $Mg(OH)_2 \rightarrow MgO + H_2O$ порядка 450–500 °С. Хотя изучению эффекта термического разложения брусита посвящено огромное количество работ, сущность механизма этого процесса раскрыта далеко не полностью. Приведем несколько примеров.

С.В. Лановецкий с соавторами (Лановецкий и др., 2011) считают, что «в начальный момент времени гидроксид магния содержит довольно много физически связанной влаги и имеет состав, который можно выразить формулой $Mg(OH)_2 \cdot xH_2O$. Символом xH_2O обозначена физически связанная влага в образце. Она удаляется при нагревании в интервале температур от 25 до 167 °С. Процесс потери физической влаги характеризуется минимумом на кривой ДСК при температуре 114 °С. Процесс удаления влаги из образца требует поглощения теплоты, что выражается эндотермическим эффектом. Процесс удаления физической влаги заканчивается при температуре 167 °С, и дальнейшее повышение температуры до 261 °С не приводит к изменению массы образца. Начиная с температуры 261 °С, кривая ТГ вновь уходит вниз, таким образом, начинается процесс разложения непосредственно гидроксида магния на MgO и H_2O. На кривой ДСК этому процессу соответствует два минимума при температуре 316 и 638 °С. А сам процесс дегидратации протекает в два этапа: $Mg(OH)_2 \rightarrow MgO_{0,5}(OH) + 0,5H_2O$ (при температуре 261–345 °С);
$MgO_{0,5}(OH) \rightarrow MgO + 0,5H_2O$ (при температуре 460–800 °С)» (там же, с. 24).

П.П. Федоров с соавторами (Федоров и др., 2007) на кривых ДТА выделили два термических эффекта. Первый из них, как они считают, по-видимому, отвечает удалению адсорбированной влаги – в районе 100 °С. Второй эффект при 320–393 °С отвечает разложению гидроксида магния до оксида по реакции $Mg(OH)_2 = MgO + H_2O$.

В.А. Королев с соавторами (Королев и др., 2016) исследовали образец брусита из Кульдурского месторождения (минеральный состав, %: брусит – 61, магнезит – 28, кальцит, доломит, кварц – до 10%). На кривых ДТА зафиксировали эндотермические пики с максимумами при 460, 650, 820 °С, обусловленные присутствием в составе брусита, магнезита и доломита. Температура разложения брусита по реакции $Mg(OH)_2 \rightarrow MgO + H_2O$ составляет 450–500 °С. Разложение брусита сопровождается эндотермическими эффектами при температурах 470 и 740 °С. Первый эффект соответствует разложению $Mg(OH)_2$, второй – разложению небольшого количества примесного доломита. В интервале температур от 350 до 700 °С обжиг брусита способствует образованию оксида магния, а при температуре 1000 °С и выше образуется периклаз.

Л.Я. Крамар (Крамар, 2007) утверждает, что «полная дегидратация $Mg(OH)_2$ происходит при температурах 400–550 °С. Обжиг брусита при температурах от 350 до 700 °С способствует образованию оксида магния с высоким световым двупреломлением и увеличенными размерами кристаллической решетки на 0,5 %, по сравнению

с хорошо закристаллизованным периклазом. Все это позволяет предположить образование при обжиге в данном интервале температур вместо оксида магния, так называемого метабрусита с деформированной решеткой» (там же, с. 18). Отмечается, что вместо оксида магния в этом интервале температур образуется метабрусит с деформированной решеткой.

В работе (Гумерова, 2012) обжигали порошок брусита с характерной для него плотностью 2,42 г/см^3. При обжиге плотность повышается и достигает плотности периклаза (3,43 г/см^3) при достижении температуры 1100 °С.

Результаты исследований температурной зависимости электрического сопротивления на постоянном токе брусита описаны в работах (Пархоменко, Бондаренко, 1972; Пархоменко, Мкртчян, 1975; Пархоменко и др., 1978).

Все исследователи считают, что в области 80–120 °С происходит удаление адсорбционной влаги, а в области 300–500 °С (в зависимости от минерального состава и количества примесей, условий эксперимента) происходит разложение брусита. Только П.П. Федоров с соавторами (Федоров и др., 2007) с осторожностью заявляют об этом.

Пример сложного и неодинакового влияния минерального состава и примесей на термическое разложение карбонатов приведен в работе (Браун и др., 1983). Авторы работы установили, что, например, при разложении магнезита $MgCO_3$ в присутствии CO_2 энергия активации увеличивается, но несколько уменьшается в присутствии ZnO. Еще более удивительный случай разложения доломита $CaMg(CO_3)_2$, энергия активация которого значительно больше отдельно взятых минералов $CaCO_3$ и $MgCO_3$.

Результаты и их обсуждение

Для исследованных образцов измерены температурные зависимости электрического сопротивления на постоянном токе, активного сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь на переменном токе в интервале 20–800 °С при двух прокаливаниях. Для образца Б1 температурные зависимости активного сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь на переменном токе – при трех. Результаты приведены на рис. 3–5.

При первом прокаливании в интервале 20–800 °С электрическое сопротивление на постоянном токе образца Б1 меняется почти на три порядка, образца Б2 – на пять порядков (рис. 3). При нормальной температуре образцы различаются на два порядка. Это различие исчезает при 800 °С. Во всем температурном интервале характер зависимости электрического сопротивления каждого образца изменяется различным и сложным образом. Это связано с некото-

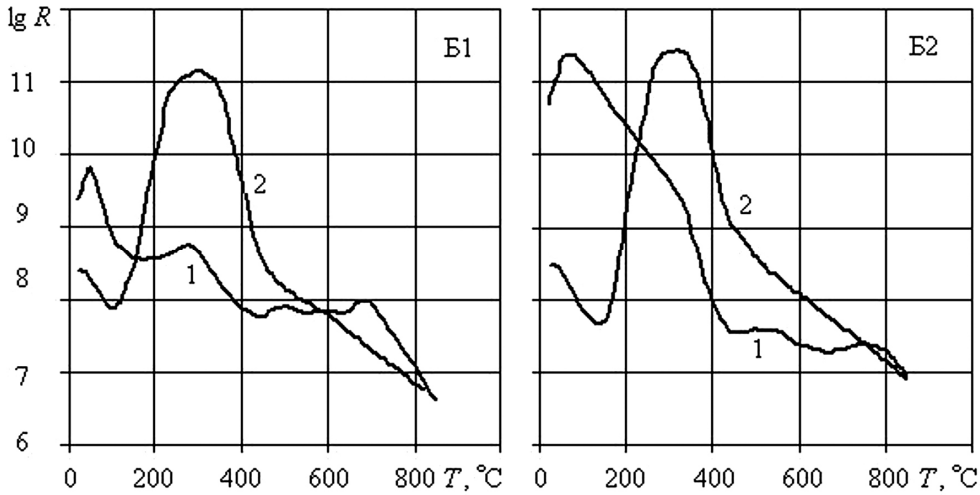


Рис. 3. Температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном напряжении образцов брусита Б1 и Б2 при первом (кривые 1) и втором (кривые 2) прокаливании

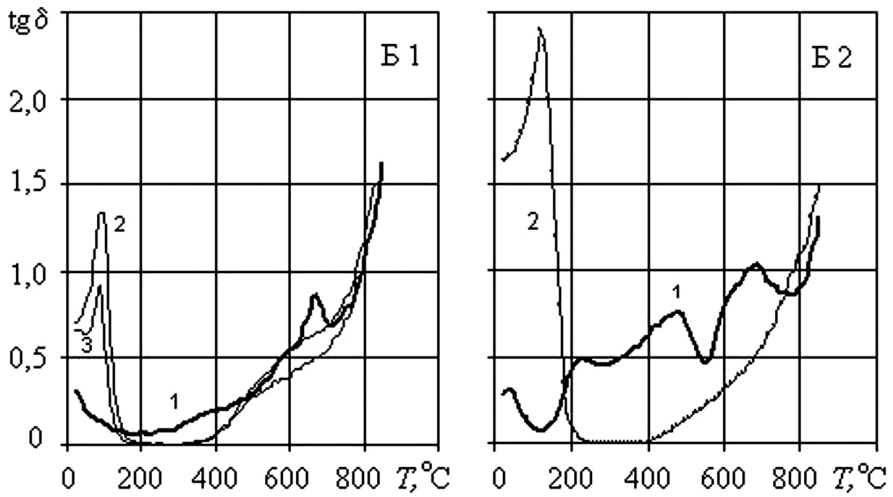


Рис. 4. Температурные зависимости тангенса угла диэлектрических потерь образцов брусита Б1 и Б2 при первом (кривые 1), втором (2) и третьем (3) прокаливании

рым различием минерального состава образцов и, в связи с этим, своеобразием процесса дегидратации и декарбонатизации. При повторном прокаливании температурные зависимости электрического сопротивления во всем температурном интервале почти одинаковые. В интервале температур 500–800 °С (область линейной зависимости) энергия активации E_o образцов Б1 и Б2 равна, соответственно 0,94 и 0,96 эВ. При исследовании чистого периклаза в этой температурной области энергия активации составила 1,04 эВ. Э.И. Пархоменко с соавторами (Пархоменко и др., 1978) прокалили брусит до 900 °С и в температурной области 700–900 °С определили E_o = 1,1 эВ.

Температурные зависимости электрического сопротивления на постоянном токе при повторном прокаливании бруситовой породы получены впервые. Хотя эти результаты не дают информации о происходящем в области температур 60–150 °С, но согласуются с данными рентгенофазового анализа в том, что подтверждают одинаковый фазовый состав образцов после повторного прокаливания.

В температурном ходе тангенса угла диэлектрических потерь и активного сопротивления исследованных образцов бруситов при втором, а для Б1 и третьем прокаливании выделены максимумы в интервале температур 100–170 °С (рис. 4, 5). Эти максимумы обусловлены фазовыми пере-

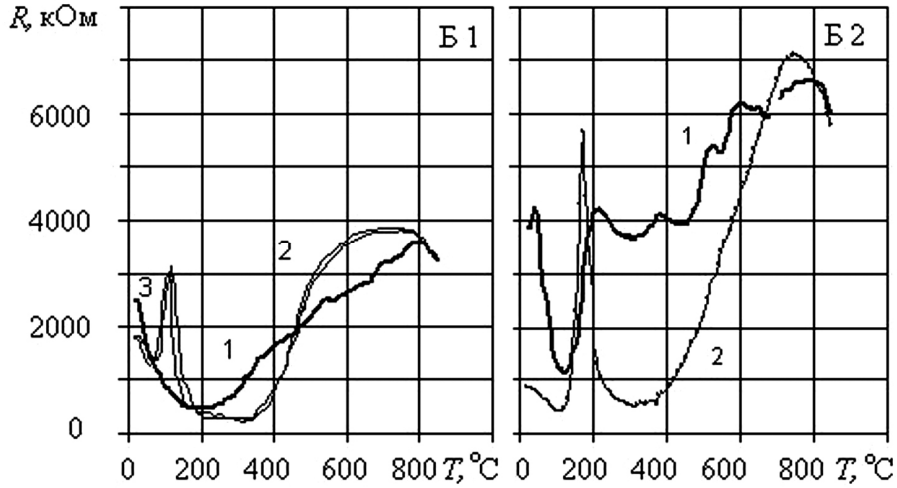


Рис. 5. Температурные зависимости активного сопротивления при переменном напряжении (частота 1 кГц) образцов брусита Б1 и Б2 при первом (кривые 1), втором (2) и третьем (3) прокаливании

Таблица 2. Оценочные параметры фазового перехода образцов Б1 и Б2

Оценочный параметр	Величина параметра		Соотношение параметров Б1/Б2
	Б1	Б2	
R, кОм	3000	5500	0,545
tgδ	1,4	2,4	0,583
$Mg(OH)_2$, %	35,3	54,4	0,648

ходами, так как поровой влаге после прокаливания образцов до 800 °С, тем более после третьего прокаливания, исключает всякую возможность остаться там воде. На температурных зависимостях тангенса угла диэлектрических потерь и активного сопротивления образца Б1 максимумы зафиксированы при температурах 100–110 °С, а образца Б2 – 120–170 °С. Вероятно, это связано с тем, что для возбуждения фазового перехода необходима различная энергия (температура нагрева) в зависимости от структуры вещества. Так как образец Б2 имеет более совершенную структуру, сложен более крупными микрокристаллами, менее пористый по сравнению с образцом Б1, процесс фазового перехода происходит в нем при более высокой температуре. При этом интенсивность максимумов, вероятно, связана с количеством гидроксида магния в породе (табл. 2).

Обоснованием такого утверждения может служить следующее.

Первое. При исследовании температурной зависимости диэлектрических потерь образцов серпентинитов и хромитовых руд в работе (Бахтерев, 2005) выделены два максимума в области температур 100–150 и 600–730 °С. Максимум в области температур 100–150 °С обусловлен присутствием поровой влаги, которая с повышением температуры удаляется, и при повторном нагреве уже не фиксируется. Второй максимум в области температур 600–730 °С для серпентинитов связан с присутствием кристаллизационной воды, которая удаляется, и при повторном нагреве максимум отсутствует. Максимум в хромитах имеет иную причину, чем в серпентинитах. В массивной хромитовой руде, нацело состоящей из хромшпинелида, нет ни кристаллизационной, ни иной воды при этих температурах. Здесь появление максимума в температурном ходе связано с изменением структуры вещества при нагревании. Известно (Карякин, Пятикоп, 1955), что при нагревании закись железа, входящая в состав хромшпинелидов, переходит в оксид железа, который входит в кристаллическую решетку хромшпинелида, вследствие чего нарушается ее строение. Установлено, что на поверхности зерен кемпирсайского хромшпинелида, нагретого до 530 °С, появляются анизотропные участки, а при температуре 600–650 °С в таких участках уже различимы (под микроскопом) мельчайшие игольчатые образования, представленные гематитом. При повторном нагревании образца величина этого максимума усиливается.

Второе. Уникальные исследования эволюции фазового состава при термическом разложении гидроксида магния продемонстрированы в работе (Габелков и др., 2011). Исследовали порошок чистого гидроксида магния, предварительно подвергнутого сушке при температуре 30–40 °С в течение 20–25 часов. После этого проводили термообработку при температурах 200, 300, 400, 500, 600 и 800 °С в течение 1 ч. Фазовый состав определяли до и после термообработки методом рентгенофазового анализа. Впервые установили, «что термообработка при температурах 60–200 °С приводит к термическому разложению части брусита (вероятно, поверхностных слоев частиц) и образованию аморфного гидроксида магния с предполагаемой формулой $MgO{\cdot}(1\text{-}x)H_2O$. В интервале температур 300–400 °С наряду с термическим разложением брусита до кристаллического оксида магния происходит разложение аморфного гидроксида $MgO{\cdot}(1\text{-}x)H_2O$ до аморфного оксида… Проведенный комплекс исследований позволил установить, что с повышением температуры… эволюция фазового состава происходит по следующей схеме: брусит $Mg(OH)_2$ →(60–200 °С) аморфный гидроксид $MgO{\cdot}(1–x)H_2O$ + бру-

сит $Mg(OH)_2$ →(300–400 °C) аморфный MgO + кристаллический MgO» (там же, с. 75).

Заключение

По температурным зависимостям активного электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь на переменном токе при термическом разложении брусита впервые установлен фазовый переход в температурной области 100–170 °C. Полученный результат согласуется с данными С.В. Габелкова с соавторами (Габелков и др., 2011), впервые установивших, что термообработка брусита в интервале температур 60–200 °C приводит к термическому разложению части брусита и образованию аморфного гидроксида магния.

Положение и интенсивность максимумов на температурных зависимостях активного электрического сопротивления на переменном токе и тангенса угла диэлектрических потерь зависят от структуры и минерального состава образцов.

Температурные зависимости электрического сопротивления на постоянном токе образцов различной структуры (светлые и темные) и минерального состава, полученные при повторном прокаливании, аналогичны, что согласуется с результатами рентгенофазового анализа, установившего одинаковую структуру дубликатов этих образцов после термической обработки.

Автор благодарен Г.А. Куприяновой (Институт «Уралмеханобр»), выполнившей минералогические анализы образцов бруситов; О.В. Сивцовой и Н.И. Игнатьевой (Институт химии твердого тела УрО РАН), выполнивших дериватографию и рентгенофазовый анализ.

Исследование выполнено при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 18-5-5-52).

Литература

Асаналиев А.С. Особенности измерения тангенса угла диэлектрических потерь образцов геоматериалов // Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета (КРСУ). 2015. Т. 15. № 9. С. 103–105.

Бахтерев В.В. Особенности высокотемпературной электропроводности хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 8. С. 796–805.

Бахтерев В.В. О возможной связи частотной дисперсии активного сопротивления и диэлектрических потерь образцов серпентинитов, вмещающих хризотил-асбест, с прочностью хризотил-асбеста (*на примере Баженовского месторождения хризотил-асбеста*) // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1(27). С. 4–17.

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. 2012. Т. 53. № 2. С. 270–276.

Браун М., Доллимор Д., Галвей А. Реакции твердых тел. М.: Мир, 1983. 360 с.

Габелков С.В., Тарасов Р.В., Полтавцев Н.С. Эволюция фазового состава при термическом разложении гидроксида магния // Вопросы атомной науки и техники. 2011. № 2. Серия: Физика радиационных повреждений и радиационное материаловедение (97). С. 72–76.

Гумерова Ю.А. Влияние температуры обжига на свойства брусита // Перспективы развития фундаментальных наук. IX международная конференция студентов и молодых ученых. Томск, 2012. С. 345–347.

Карякин Л.И., Пятикоп П.Д. Изменение хромшпинелидов при нагревании // Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. №. 3. С. 601–603.

Колодяжная Е.В. Минералогия и генезис брусита (по данным комплекса физических методов): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. М., 1993. 23 с.

Королев В.А., Самарин Е.Н., Панфилов В.А., Романова И.В. Сорбционные свойства брусита и глинистых смесей на его основе // Экология и промышленность России. 2016. Т. 20. № 1. С. 18–24.

Крамар Л.Я. Теоретические основы и тех-

нология магнезиальных вяжущих и материалов: Автореф. дис. … д-ра техн. наук. Южно-Уральский государственный университет. Челябинск, 2007. 42 с.

Лановецкий С.В., Зыков Д.И., Пойлов В.З. Влияние температурного режима и поверхностно-активных веществ на процесс формирования частиц MgO // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Химическая технология и биотехнология. 2011. № 12. С. 21–28.

Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М: Недра, 1972. 278 с.

Пархоменко Э.И., Мкртчян С.А. Исследование процесса декарбонатизации сидерита, магнезита и арагонита методом электросопротивления при высоких давлениях // Геохимия. 1975. № 6. С. 829–834.

Пархоменко Э.И., Пилоян Г.О., Мкртчян С.А. О характере изменения электропроводности натролита и брусита в процессе дегидратации при давлении до 20 кБар // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С. 177–184.

Перепелицын В.А., Борискова Т.И., Штерн Э.К., Галкин Ю.М. Минеральный состав и микроструктура брусита Кульдурского месторождения // Огнеупоры. 1988. № 3. С. 19–25.

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

Устьянцев В.М., Третникова М.Г., Галкин Ю.М., Штерн Э.К. Изучение фазообразования при термообработке брусита // Огнеупоры. 1993. № 4. С. 15–17.

Федоров П.П., Ткаченко Е.А., Кузнецов С.В., Воронов В.В., Лаврищев С.В. Получение наночастиц MgO // Неорганические материалы. 2007. Т. 43. № 5. С. 574–576.

Шестак Я. Теория термического анализа: физико-химические свойства твердых неорганических веществ / Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 456 с.

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.3.24 УДК 621.317:550.8.08

ЛАБОРАТОРНАЯ И ПОЛЕВАЯ КАЛИБРОВКА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАТЧИКОВ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

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

Аннотация. Рассмотрены методические приемы калибровки магнитоиндукционных датчиков и электрических антенн в лабораторных и полевых условиях. Представлены функциональные схемы лабораторных калибровочных стендов и описание их работы. Показана возможность проведения полевых калибровок с помощью различных видов источников электромагнитных сигналов. Теоретические расчеты амплитудно-частотных характеристик датчиков хорошо согласуются с результатами экспериментальных работ. Среднеквадратическое отклонение лабораторных и полевых калибровок обоих типов датчиков не превышают допустимой погрешности полевых измерений. Выделены положительные моменты и недостатки различных способов тестирования датчиков, приведены примеры полученных амплитудно-частотных характеристик.

Магнитоиндукционные датчики, электрические антенны, амплитудно-частотная характеристика.

LABORATORY AND FIELD CALIBRATION OF ELECTROMAGNETIC TRANSDUCERS FOR GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

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

Abstract. Methodical ways of calibration magnetic transducers and electric aerials in laboratory and field conditions are considered. Function charts laboratory test benches and the description of their operation are presented. Possibility of carrying out of field calibrations by means of various kinds of electromagnetic signal transmitters is shown. Theoretical calculations of gain-frequency characteristics of transducers are well concordanted with results of experimental works. Mean square deviation of laboratory and field calibrations of both transducers types do not exceed an admissible error of field measurements. Positive moments and deficiencies of various ways of transducers testing are noted, examples of the observed gain-frequency characteristics are resulted.

Magnetic transducers, electric aerials, gain-frequency characteristic.

Введение

В практике геофизических исследований для измерения переменных электромагнитных (ЭМ) полей используют различные типы электрических и магнитных датчиков сигналов. К наиболее распространенным из них относятся электрические антенны (ЭА) и магнитоиндукционные датчики (МИД). В электроразведочных методах, основанных на изучении импеданса среды, необходимо проводить синхронные измерения различных составляющих электромагнитного поля. К таким методам относятся: радиокомпарация и пеленгация сверхдлинноволновых радиостанций (радикип СДВР), дистанционно-частотные измерения и все магнитотеллурические методы исследований, включая аудиомагнитотеллурические зондирования (АМТЗ). Импеданс, или волновое сопротивление среды, определяется отношением взаимно перпендикулярных компонент напряженности электрического и магнитного полей (Хмелевской, 1984):

$$Z_{xy} = E_x/H_y;\ \ Z_{yx} = E_y/H_x,$$

где E_x, E_y – горизонтальные компоненты электрического поля, В/м; H_x, H_y – горизонтальные компоненты магнитного поля, А/м.

На фиксированной рабочей частоте f формулу для определения импеданса можно представить в общем виде (Электроразведка, 1989):

$$Z = (U_e / U_m)\cdot(g/ h_a),$$

где U_e – напряжение на выходе электрической антенны, В; U_m – напряжение на выходе магнитного датчика, В; g – чувствительность магнитного датчика, В/(А/м); h_a – действующая длина электрической антенны, м.

Если измерения проводятся в широкой

полосе частот, необходимо учитывать частотную зависимость коэффициентов преобразования электрических и магнитных датчиков:

$$Z(f) = (U_e / U_m)\cdot(g(f)/ h_a(f)),$$

где $g(f)$ – амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) МИД; $h_a(f)$ – АЧХ электрической антенны.

Так как разные типы ЭМ датчиков имеют различные АЧХ, то важнейшей задачей электрометрических исследований на переменном токе является определение характеристик $g(f)$ и $h_a(f)$ для корректных вычислений импеданса на различных частотах. Диапазон рабочих частот упомянутых методов электроразведки лежит от долей герц до десятков килогерц. Нами будет рассмотрена калибровка электрических и магнитных датчиков в расширенном диапазоне звуковых частот от 10 Гц до 40 кГц. Вопросы согласования измерительных каналов с датчиками сигналов затрагиваться не будут, т. к. были подробно рассмотрены ранее (Давыдов, 2017).

Требования к проведению геофизических работ регламентируют поверку электроразведочной аппаратуры (вместе с датчиками) не менее двух раз в год – перед проведением полевых работ и после их завершения. Такие периодические испытания обычно выполняются в лабораторных условиях. В процессе проведения полевых работ нередко приходится ремонтировать приборы или производить замену датчиков, после чего по правилам требуется повторное тестирование. В этом случае необходимы методики полевых испытаний аппаратуры и датчиков сигналов.

Калибровка магнитных датчиков

Магнитоиндукционные датчики для измерения переменных магнитных полей представляют собой многовитковые катушки, часто с сердечником из ферромагнитного материала (феррит, пермаллой). В индукционных методах исследований обычно используются катушки, настроенные в резонанс на фиксированных рабочих частотах аппаратуры (Иголкин и др., 2013). При наблюдениях в широкой полосе частот применяются активные схемы включения МИД с усилением и обратной связью. Это позволяет повысить чувствительность датчиков и сделать линейным их АЧХ. Лабораторная калибровка датчиков магнитного поля со снятием амплитудно-частотной характеристики проводится на специальном стенде (рис. 1).

Схема функционирует следующим образом: задающий генератор (Г) вырабатывает синусоидальный сигнал, который усиливается по мощности усилителем тока (УТ) и подается на излучатель магнитного поля (ИМ), представляющего собой воздушный соленоид большого диаметра. В качестве задающего применяется лабораторный генератор сигналов, а схемотехника УТ ориентирована на работу с низкоомной индуктивной нагрузкой. Для непрерывного контроля за величиной тока в цепи соленоида устанавливается шунт $R_ш$.

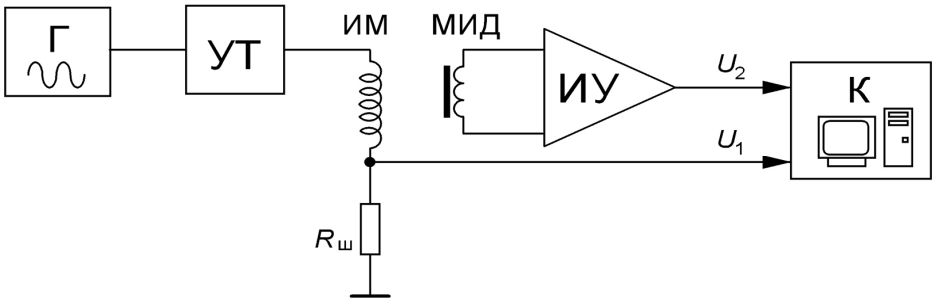


Рис. 1. Блок-схема стенда для калибровки датчиков переменного магнитного поля:
Г – генератор сигналов; УТ – усилитель тока; ИМ – излучатель магнитный (соленоид); МИД – магнитоиндукционный датчик; ИУ – измерительный усилитель; К – компьютер; U_1 –контроль за величиной магнитного поля; U_2 – выходной сигнал

Падение напряжения на шунте U_1 подается на один из линейных входов звуковой карты компьютера (К). Величина магнитного поля, создаваемого соленоидом, вычисляется по известным формулам из общего курса физики. Для более точного расчета используется программа ViziMag (Beeteson, 2001), позволяющая моделировать поведение магнитных полей от различных видов излучателей с заданными характеристиками. Тестируемый магнитоиндукционный датчик (МИД) располагается на одной оси с соленоидом, на некотором расстоянии от него, чтобы исключить взаимное влияние генерирующей и приемной катушек. Сигнал с датчика усиливается измерительным усилителем (ИУ) и в виде напряжения U_2 поступает на второй аудио вход компьютера. В составе современных звуковых карт имеется специальный аудио-процессор, содержащий двухканальный 16/24-разрядный аналого-цифровой преобразователь (АЦП) с независимыми частотами дискретизации до 96 кГц, что позволяет в реальном масштабе времени оцифровывать сигналы частотой до 48 кГц. Дальнейшая регистрация и обработка сигналов в цифровом виде выполняются программой SpectraLAB (Sound Technology Inc.), главной задачей которой является спектральный анализ на основе быстрого преобразования Фурье. С помощью этой же программы осуществляется калибровка АЦП звуковой карты опорным сигналом. Чувствительность МИД определяется по отношению напряжения отклика с датчика к величине магнитного поля в точке наблюдения. Измерения проводятся в заданном частотном диапазоне (10 Гц–40 кГц) с помощью свип-сигнала, а также на отдельных фиксированных частотах, для контроля точности. По результатам калибровки строится амплитудно-частотная зависимость чувствительности магнитного датчика *g(f)*. Активные датчики обычно получают питание от внешней аппаратуры и работают вместе с ней. Таким образом, тестированию подвергается сквозной тракт датчика с измерительным усилителем. В качестве ИУ используется универсальный геофизический приемник ОМАР-2 (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург) (Давыдов, 2016), который применяется при проведении полевых работ различными электромагнитными методами исследований.

Полевая калибровка МИД осуществляется путем сравнения отклика установленных рядом эталонного и испытуемого датчиков на внешний сигнал переменного магнитного поля. Поблизости не должно находиться возмущающих магнитное поле металлических объектов (труб, столбов, железобетонных конструкций и т. п.). В качестве источника сигнала используются стандартные электроразведочные генераторы с излучателем типа вертикального магнитного диполя. Так как полевая аппаратура работает на фиксированных частотах, снимаются калибровочные данные в отдельных точках частотного диапазона. Например, генератор ФАГР-10 (НПО Сибцветметавтоматика, г. Красноярск) имеет всего три рабочих частоты: 500 Гц, 2 и 8 кГц. У индукционной аппаратуры МЧЗ-8 (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург) (Байдиков, Человечков, 2011) уже восемь частот, но часть из них выходит за пределы используемого диапазона, поэтому применяется только шесть рабочих частот. В зависимости от модификации прибора используются две частотные сетки:

- 1; 2; 4; 8; 16; 32 кГц;
- 1,25; 2,5; 5; 10; 20; 40 кГц.

Для эталонных измерений переменного магнитного поля в полевых условиях применяются аттестованные приборы зарубежных фирм Phoenix (Канада) и Metronix (Германия), либо магнитные датчики, прошедшие лабораторную поверку.

Калибровка электрических антенн

Снятие характеристик электрических антенн в лабораторных условиях несколько отличается от калибровки магнитных датчиков и имеет свою специфику. Однако функциональные схемы калибровочных стендов похожи и имеют много общих элементов (рис. 2).

Основное отличие заключается в использовании усилителя напряжения (УН) в

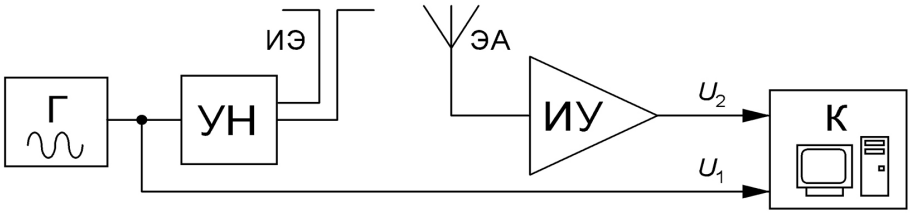


Рис. 2. Блок-схема стенда для калибровки электрических антенн:
Г – генератор сигналов; УН – усилитель напряжения; ИЭ – излучатель электрический; ЭА – электрическая антенна; ИУ – измерительный усилитель; К – компьютер; U_1 – контрольное напряжение с генератора; U_2 – выходной сигнал

качестве усилителя мощности. При этом выходной каскад УН ориентирован на работу с высокоомной емкостной нагрузкой для лучшего согласования с электрическим излучателем (ИЭ). Излучателем служит симметричная емкостная антенна, сделанная из двух отрезков коаксиального кабеля с подключением оплеток. Тестируемая электрическая антенна (ЭА) укладывается параллельно ИЭ, в непосредственной близости. При правильном согласовании с измерительным усилителем (ИУ) максимальная действующая длина приемной ЭА равна половине ее реальной длины (Вишняков, Вишнякова, 1974), поэтому не требуется вычислять коэффициент преобразования антенны, достаточно снять ее частотную характеристику. В качестве ИУ, как и в предыдущем случае, выступает полевой геофизический приемник ОМАР-2, имеющий высокое входное сопротивление и малую входную емкость. Напряжение U_1, поступающее с задающего генератора, необходимо для нормирования выходного сигнала U_2. Если результат калибровки в виде нормированных отношений U_2/ U_1 приведем к уровню 0,5, то получим идеализированную АЧХ действующей длины приемной антенны $h_a(f)$. Следует отметить, что за счет высокого входного сопротивления ИУ может возрасти амплитуда сетевых наводок. Для улучшения соотношения сигнал/шум следует увеличить габариты ИЭ или повысить выходное напряжение усилителя мощности.

Полевая калибровка ЭА позволяет получить истинные значения действующей длины антенны h_a, но только на отдельных частотах. Их значения определяются частотной сеткой используемых электроразведочных генераторов, например, для аппаратуры ЭРА-МАКС (НПП ЭРА, г. Санкт-Петербург) рабочие частоты составляют 625 Гц, 1250 Гц, 2,5 кГц и 5 кГц. Полевые наблюдения проводятся на ровном участке земной поверхности с однородным геологическим строением. Подключенная к генератору и заземленная на концах питающая линия *AB* располагается в нескольких метрах от тестируемой ЭА. Рядом с электрической антенной, соединенной с геофизическим приемником ОМАР-2, растягивают заземленную приемную линию *MN*, подключаемую к электроразведочному приемнику ЭРА-МАКС. Все электрические линии располагаются параллельно, при этом длина линии *MN* должна равняться длине ЭА, для исключения влияния приповерхностных неоднородностей. Тогда действующая длина антенны соответствует отношению: $h_a = U_e /U_{MN}$, где U_{MN} – напряжение на выходе заземленной приемной линии. Для расширения полевой калибровки в диапазоне низких частот можно использовать «естественные» генераторы электрических полей – линии электропередачи (ЛЭП) (Титлинов, 1992). В этом случае к частотам калибровки можно добавить частоту электрической сети 50 Гц с рядом гармоник: 100, 150, 250 Гц и других.

На рис. 3 приведены примеры лабораторной и полевой калибровки активного магнитоиндукционного датчика АМД-6 и 10-метровой симметричной электрической антенны, изготовленной из каротажного кабеля КТШ-0,3 (КГЗ-3-70Ш).

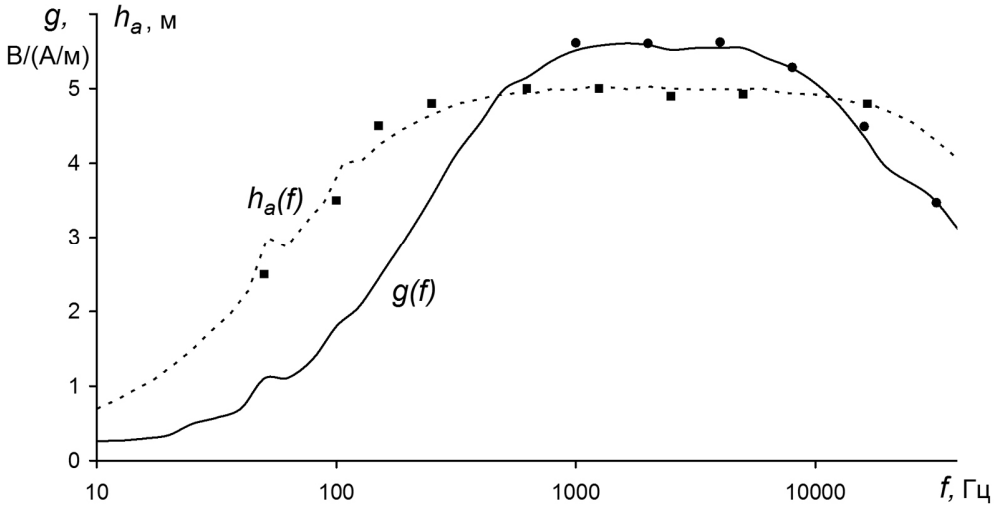


Рис. 3. Амплитудно-частотные характеристики магнитоиндукционного датчика *g(f)* и электрической антенны $h_a(f)$. Линиями показаны результаты лабораторной калибровки, кружочками и квадратиками – полевой калибровки МИД и ЭА

Теоретические расчеты характеристик электромагнитных датчиков довольно хорошо согласуются с данными лабораторных калибровок. Отклонение нормированных теоретических и практических АЧХ не более 3%, за исключением сетевых помех 50 и 100 Гц. Полевое тестирование электрической антенны с помощью ЛЭП более точно соответствует теоретической кривой на промышленных гармониках 50, 100, 150 и 250 Гц, т. к. в данном случае они выступают в качестве калибровочного сигнала. Еще одна возможность использования при полевой калибровке незаземленных электрических линий с контролируемым источником сигнала (Kuras et al., 2006) подтверждается успешным применением бесконтактной аппаратуры Электротест ЕИС-3к (НТК Диоген, г. Москва) на частоте 16,5 кГц. Среднеквадратическое отклонение лабораторных и полевых калибровок обоих типов датчиков не превышают 5%, что меньше допустимой погрешности полевых наблюдений.

Заключение

С помощью описанных методических приемов проводилась калибровка и поверка разработанных в Институте геофизики УрО РАН различных датчиков электромагнитных сигналов. В их число входят резонансные и широкополосные магнитные датчики индукционного типа (рамочные и ферритовые), стелющиеся электрические линии и портативные емкостные антенны. Протестированные датчики успешно используются в составе различных модификаций измерительной аппаратуры серии ОМАР-2 (Давыдов, 2015а) при проведении научно-исследовательских и производственных работ электромагнитными методами геофизической разведки (Давыдов, 2014; 2015б; Давыдов и др., 2017).

Литература

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

Вишняков А.Э., Вишнякова К.А. Возбуждение и измерение полей в электроразведке. Л.: Недра, 1974. 129 с.

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

Давыдов В.А. Измерительная аппаратура ОМАР-2 для электромагнитных методов исследований // Уральский геофизический вестник. 2015а. № 1 (25). С. 37–41.

Давыдов В.А. Электроразведочные технологии при поисках подземных вод в скальных массивах // Инженерные изыскания.

2015б. № 2. С. 58–64.

Давыдов В.А. Универсальный полевой геофизический приемник ОМАР-2 // Приборы и техника эксперимента. 2016. № 6. С. 127–128.

Давыдов В.А. Новые электромагнитные датчики для среднечастотной электроразведки // Датчики и системы. 2017. № 11. С. 58–62.

Давыдов В.А., Байдиков С.В., Астафьев П.Ф. Изучение поляризационных эффектов индукционными методами электроразведки на примере Чусовского месторождения // Разведка и охрана недр. 2017. № 8. С. 39–44.

Иголкин В.И., Хохлов М.Ф., Тронин О.А., Алешечкин А.М. Аппаратура электромагнитных (индуктивных) методов переменного гармонического тока и эффективность её применения в рудной и инженерной геологии. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2013. 138 с.

Титлинов В.С. О возможности использования полей-гармоник 50-периодного тока промышленных ЛЭП в многочастотной электроразведке // Теория и практика электромагнитных методов геофизических исследований: Сб. науч. трудов. Екатеринбург: Наука. Урал. отделение, 1992. С. 64–77.

Хмелевской В.К. Электроразведка. М.: Изд-во МГУ, 1984. 422 с.

Электроразведка. Справочник геофизика. В 2-х кн. 2-е изд. перераб. и доп. / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. М.: Недра, 1989. Кн. 1. 438 с.

Beeteson J.S. Visualising magnetic fields: numerical equation solvers in action. London: Academic Press, 2001. Vol. 1. 159 p.

Kuras O., Beamish D., Meldrum Ph.I., Ogilvy R.D. Fundamentals of the capacitive resistivity technique // Geophysics. 2006. 71(3). G135–G152.

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.4.30 УДК 550.8.056

МИКРОМАГНИТНАЯ СЪЕМКА УКРЕПЛЕННОГО ПОСЕЛЕНИЯ БРОНЗОВОГО ВЕКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ЛЕВОБЕРЕЖНОЕ (СИНТАШТА II)

Носкевич В.В., Угрюмов И.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Петров Ф.Н. – Челябинский государственный историко-культурный заповедник «Аркаим», Челябинская обл.
Батанина Н.С. – УНЦ Челябинского государственного университета, Челябинск

Аннотация. На Южном Урале проведена микромагнитная съемка уцелевшей части укрепленного поселения бронзового века. Получены магнитные карты городища. По картам уверенно определяются положения остатков внешних валов, рвов, оборонительных стен. Результаты использовались для реконструкции внутренних интерьеров поселения. Данные магнитной съемки были значительно «зашумлены» аномалиями от приповерхностных источников.

Магнитная съемка, археология, бронзовый век.

THE MICROMAGNETIC SURVEY OF THE BRONZE AGE ARCHAEOLOGICAL SETTLEMENT LEVOBEREZHNOE (SINTASHTA II) ON SOUTH URALS

Noskewich V.V., Ugryumov I.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Petrov F.N. – Chelyabinsk State Historical and Cultural Reserve "Arkaim", Chelyabinskaja region
Batanina N.S. – UC of Chelyabinsk State University, Chelyabinsk

Abstract. In the Southern Urals, a micromagnetic survey of an undamaged part of a fortified Bronze Age settlement was carried out. Magnetic maps of the settlement are obtained. The positions of the remains of external shafts, ditches, defensive walls are determined by maps. The results were used to reconstruct the interior of the settlement. The magnetic survey data were significantly "noisy" by anomalies from near-surface sources.

Magnetic survey, archaeology, Bronze Age.

Введение

В современной археологии на первоначальном этапе поиска и локализации древних памятников используются неразрушающие методы, такие как дешифрирование аэро и космических снимков, а также геофизические методы.

В конце 70-х годов двадцатого века на Южном Урале были открыты обширные укрепленные поселения с замкнутой системой обороны. К настоящему времени по результатам дешифрирования аэрофотоснимков открыто более 20 таких поселений эпохи бронзы, датируемых XXI–XVIII вв. до н. э. Поселения сосредоточены на достаточно компактной территории в 80000 кв. км, получившей название «Страна городов» (Зданович, Батанина, 2007). В течение многих лет на территории проводилась распашка земли под посевные культуры и выпас скота. Архитектура ряда поселений почти полностью разрушена, жилищные впадины и грунтовые насыпи курганов распаханы. Во многих случаях для разрушенных и погребенных под землей объектов с помощью дешифрирования снимков удалось определить лишь контуры памятников.

Геофизические методы позволяют получать более детальную информацию об особенностях строения исторических памятников, не охваченных раскопками, и дают возможность восстановить внутреннюю планировку поселений.

Изучение памятников «Страны городов» геофизическими методами проводятся с 1995 г. (Тибелиус, 1995; Муравьев и др., 2009; Пунегов, 2009; и др.). Исследования, выполненные в рамках проекта Уральского отделения РАН «Междисциплинарное исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала» в 2009–2011 гг.,

показали, что наиболее информативным из геофизических методов является микромагнитная съемка (Носкевич и др., 2010).

Описание памятника

Памятник расположен в Брединском районе Челябинской области на левом берегу реки Синташта, в 19 км от районного центра – города Бреды. На противоположном берегу реки находится современный поселок Комсомольский.

Поселение было открыто в 1989 г. в результате дешифровки аэрофотоснимков И.М. Батаниной и решениями Челябинского областного Совета народных депутатов от 1992 г. и Законодательного собрания Челябинской области от 1998 г. включено в состав охраняемого комплекса памятников т. н. «Страны городов» эпохи бронзы.

При последующих обследованиях городища Н.М. Меньшениным, И.М. Батаниной и А.Д. Таировым были зафиксированы развалы оборонительных стен, ров и жилищные впадины (Таиров и др., 1995). На поверхности памятника были собраны фрагменты керамики бронзового века. В настоящее время памятник сильно поврежден, так как его пересекают несколько грунтовых дорог и современная автострада. Грунт для сооружения автострады брался непосредственно с территории поселения, из-за чего были полностью разрушены его центральная и восточная части. Анализ аэрофотоснимков позволил реконструировать памятник, представляющий собой сложную систему наложенных друг на друга нескольких поселений.

Геофизические и археологические работы на уцелевшей части памятника начаты в 2015 году (Петров и др., 2017). На рис. 1 показано расположение участков

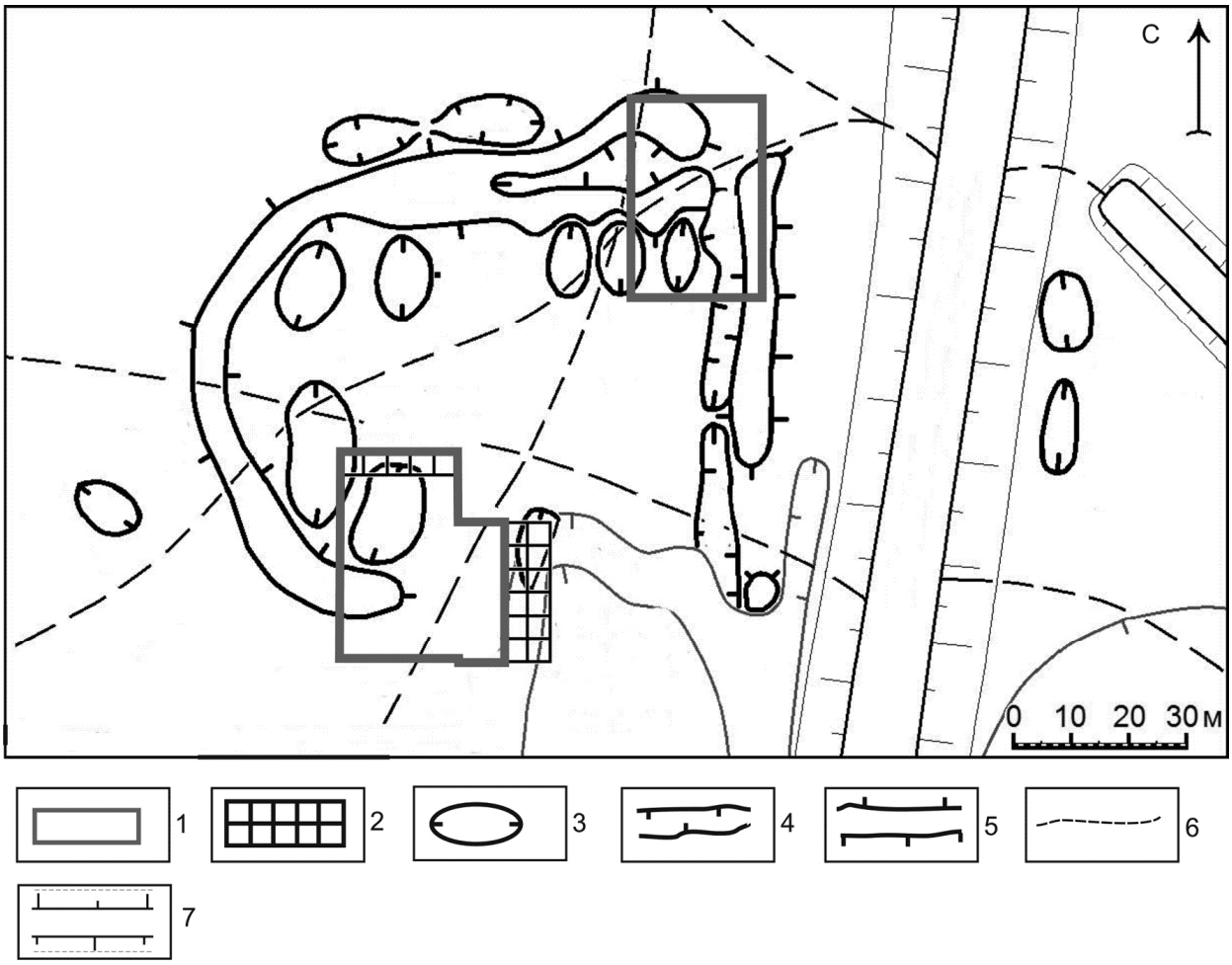


Рис. 1. План-схема уцелевшей части поселения Синташта II:
1 – участки магнитной съемки; 2 – археологические раскопы; 3 – жилищные впадины; 4 – рвы; 5 – валы; 6 – грунтовые дороги; 7 – асфальтированная дорога

магнитной съемки на план-схеме памятника. Площадь южного участка составляла 860 кв. м, а северного – 700 кв. м.

Методика магнитных измерений

Для съемки использовался отечественный магнитометр-градиентометр ММПГ-1. Перед выполнением съемки с помощью металлодетектора проведена очистка участков от техногенного железного мусора, который вносит существенные помехи в измерения.

Съемка проводилась по предварительно подготовленной сети с шагом наблюдений 0,5×0,5 м. Профили были ориентированы на магнитный север. Для исключения ошибок направление профиля не менялось на противоположное с каждым следующим профилем. Измерения проводились с полной остановкой прибора на каждой точке наблюдений. Измерения модуля вектора магнитной индукции выполнено на высотах 0,3 и 2,0 м от земной поверхности. Магнитные аномалии получены как разность показаний нижнего и верхнего датчиков. После съемки были построены карты аномального поля как разность значений между нижним и верхним датчиками.

Результаты исследований

На рис. 2 (цветная вкладка) показана карта магнитных аномалий разности модуля вектора индукции магнитного поля на разных высотах датчиков магнитометра для южного участка.

Для выяснения природы положительной дугообразной магнитной аномалии субширотного простирания, на рис. 3*а* и 3*б* (цветная вкладка) приведено сравнение профиля магнитной съемки на отметке 28 м с результатами раскопок по западной стенке проведенных в 2017 году. Данная аномалия величиной +34 нТл по профилю совпадает с положением рва, проложенного вокруг поселения. Предположительно, эта аномалия обусловлена повышенным содержанием минералов с повышенной магнитной восприимчивостью на дне и стенках рва и их скоплением за счет атмосферных осадков, а также сползанием облицовки оборонительного вала, состоящего из обожженной глины. Небольшая линейная аномалия в нижней части участка субмеридианального направления в интервале профилей на отметках 10–14 м обусловлена наличием грунтовой дороги. Положительные аномалии в восточной части участка вызваны остатками сварочных работ, проводимых при строительстве автодороги.

На рис. 4 (цветная вкладка) представлены результаты магнитной съемки на северном участке поселения. Магнитная съемка северного участка выявила некоторые детали внутреннего интерьера поселения (см. рис. 4, цветная вкладка). Положительные сублинейные аномалии отмечают рвы поселения. Вал и внутренние жилища выделяются небольшими отрицательными аномалиями.

Заключение

В результате проведенных геофизических исследований на обоих участках выделены аномалии, соответствующие интерьеру и фортификационным сооружениям поселения Синташта II. Это подтверждается проведенными раскопками на южном участке городища.

По результатам раскопок и магнитной съемки положительными дугообразными аномалиями выделяются рвы поселения, а отрицательными аномалиями, предположительно, – внутренние жилища и валы. Для уточнения положения фортификационных сооружений и внутренней архитектуры поселения Синташта II предполагается магнитная съемка всей западной части городища.

Литература

Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – «Страна городов». Пространство и образы. Челябинск: Крокус, 2007. 260 с.

Муравьев Л.А., Носкевич В.В., Федорова Н.В. Результаты магнитометрических исследований археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 44–49.

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А. Использование магнитометрии при

изучении археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Геофизика. 2010. № 4. С. 69–75.

Петров Ф.Н., Батанина Н.С., Малая Н.В., Плаксина А.Л., Маркова Л.М., Носкевич В.В., Ын Ч.Я. Поселение Левобережное (Синташта II) по материалам комплексных исследований 2015–2017 гг. // Археологические памятники Оренбуржья / Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург, 2017. Вып. 13. С. 113–139.

Пунегов Б. Н. Микромагнитная съемка при археологических исследованиях (на примере Аркаима) // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 50–58.

Таиров А.Д., Батанина И.М., Кузнецова О.А. Исследования памятников Страны городов в 1994 году. Отчет. Т. 1. Челябинск, 1995. (Архив заповедника «Аркаим»).

Тибелиус В.Я. Результаты геофизических исследований на Аркаиме // Россия и Восток: Проблемы взаимодействия. Материалы 3-й Международной научной конференции. Челябинск, 1995. Ч. V. Кн. 2. С. 76–79.

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.5.34 УДК 550.837 + 550.838

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА РЕГИСТРАЦИИИ И ПРИВЯЗКИ К МЕСТНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Угрюмов И.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье рассматривается вопрос повышения эффективности геофизических методов путем автоматизации процесса измерений. Предложена структурная схема автоматизированного комплекса для сбора геофизической информации для методов магнитометрии, электрометрии, поля естественной радиоактивности, приведены данные опытных работ на инженерно-геологических и археологических объектах.

Геофизические методы, магнитометрия, электрометрия, поле естественной радиоактивности, автоматизация измерений, геологические и археологические объекты.

THE AUTOMATIC SYSTEM TOREGISTRATIONS AND LICATION TO TERRIAN GEOPHISICAL DATA

Ugryumov I.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In article is considered question of increasing to efficiency of the geophisical methods by way to automations of the process of the measurements. Is given proposal structured scheme of the automatic complex for collection of geophisical information for magnetic methods, the electric methods, field to natural radioactivity. Experienced work are shown on engineering-geological and archeological object.

The geophisical methods, the magnetic methods, the electric methods, field to natural radioactivity, automation of the measurements, geological and archeological objects.

Введение

Роль геофизических методов при решении геологических задач настолько значительна, что геофизические методы применяются практически на всех стадиях геологоразведочных исследований, способствуя повышению их эффективности и снижению затрат на их проведение.

Kniga.seluk.ru

Приведенная выше цитата в полной мере соответствует геологическим задачам по поискам и разведке полезных ископаемых, изучения строения земной коры и мантии. Однако в смежных областях, например в инженерной геологии и археологии, геофизические методы исследований применяются не всегда. На это имеются объективные и субъективные причины. К объективным можно отнести значительно более скромный бюджет инженерно-геологических и тем более археологических задач, к которым в то же время предъявляются повышенные требования к точности и надежности результатов геофизических исследований. Субъективная причина – это слабая информированность руководителей многочисленных инженерно-изыскательских организаций о возможностях геофизики. Как правило, геофизические исследования включаются в состав инженерно-геологических изысканий только в том случае, если это непосредственно предписано ГОСТом или СНИПом, и в условиях жесткой конкуренции и экономии рассматриваются как лишние дополнительные затраты. В археологии интерес к геофизическим методам разведки постепенно растет, однако часть исследователей в нашей стране считают их неприемлемы-

ми, так как они нарушают сложившиеся в археологии традиционные методики проведения работ. Эти настроения отразились на законодательном уровне. Так в 2013 году статья 7.15 Кодекса об административных правонарушений РФ, устанавливающая ответственность за «*ведение археологических разведок или раскопок без разрешения…*», была дополнена понятием использования для поиска специальных технических средств. «*Под специальными техническими средствами поиска в настоящей статье понимаются металлоискатели, радары, магнитные приборы и другие технические средства, позволяющие определить наличие археологических предметов в месте залегания*». Путем разрешения этих противоречий может быть создание геофизического аппаратурно-методического комплекса, ориентированного на инженерно-геологические и археологические исследования, который бы мог максимально автоматизировать сбор и обработку геофизических данных (магнитных, электромагнитных, радиоактивного фона и др.), обеспечить их хорошую топографическую привязку с учетом рельефа местности. Это позволит собирать большие объемы информации, и тем самым полно и точно решать геологические задачи так, что полученный эффект применения геофизических методов разведки при их низкой себестоимости должен развеять сомнения многих скептиков.

Состав аппаратуры

Для решения вышеперечисленных задач в Институте геофизики разработана автоматизированная система регистрации и привязки к местности геофизических данных (*АСРиПГД*) (далее по тексту – Система). В настоящее время многие современные геофизические приборы (магнитометры) снабжены навигаторами, что позволяет сразу определять координаты пунктов измерений, однако, как правило, погрешность таких навигаторов лежит в метровом диапазоне, что не обеспечивает необходимую точность топографических привязок при детальных съемках. В предлагаемой Системе устранен этот недостаток, она представляет собой гибкий программно-аппаратурный комплекс, позволяющий осуществлять регистрацию геофизических данных и производить их спутниковую привязку к местности с точностью до 0,1 м. Аппаратура создана на основе микроконтроллеров, систем передачи данных и навигации GPS/ГЛОНАС, компактна и рассчитана на проведение измерений в движении. Тип регистрируемых данных определяется типом датчика, подключенного к входу Системы. Состав Системы представлен на рис. 1.

Полевой компьютер осуществляет управление всеми режимами работы Системы, синхронизирует и осуществляет запись в файл на твердотельный накопитель геофизических данных, координат точек

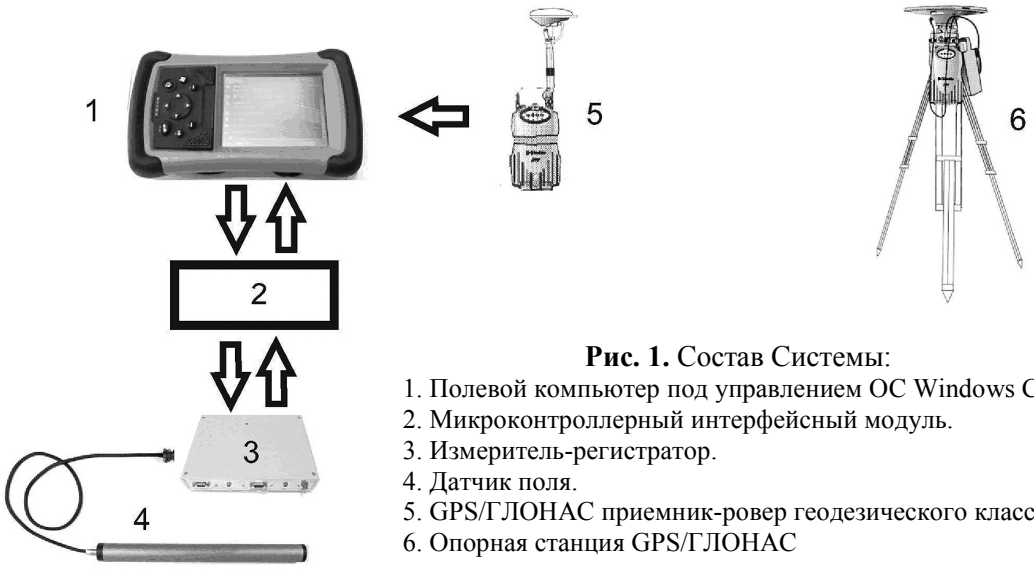


Рис. 1. Состав Системы:
1. Полевой компьютер под управлением ОС Windows CE.
2. Микроконтроллерный интерфейсный модуль.
3. Измеритель-регистратор.
4. Датчик поля.
5. GPS/ГЛОНАС приемник-ровер геодезического класса.
6. Опорная станция GPS/ГЛОНАС

наблюдения и вспомогательных параметров, характеризующих качество наблюдений. На сенсорном экране можно в реальном времени наблюдать процесс регистрации в графическом и цифровом виде.

Микроконтроллерный интерфейсный модуль обеспечивает коммуникацию и передачу данных полевому компьютеру по интерфейсам COM, USB или BlueTooth, а так же осуществляет управление измерителем-регистратором по командам полевого компьютера.

Измеритель-регистратор обеспечивает работу датчика поля, осуществляет необходимое усиление сигнала и преобразование аналоговых данных в цифровой код.

Датчик поля преобразует значения поля (магнитного, электрического, электромагнитного) в электрический сигнал. Могут использоваться датчики как от серийно выпускаемой геофизической аппаратуры (совместно с измерителем регистратором), так и специальные.

GPS/ГЛОНАС приемник-ровер осуществляет прием сигналов навигационных спутников, вычисление координат точек наблюдения и передачу этих данных полевому компьютеру вместе с метками точного времени, так же запись данных на карту памяти для вычисления координат при постобработке.

Опорная станция GPS/ГЛОНАС осуществляет прием сигналов навигационных спутников, вычисление и передачу поправок приемнику-роверу, а так же запись данных на карту памяти для вычисления координат при постобработке.

Основу системы составляет программное обеспечение полевого компьютера, разработанное автором, а так же аппаратные и программные средства микроконтроллерного интерфейсного модуля, работающие совместно.

Опытные работы

Первое пробное применение *АСРиПГД* было осуществлено в ходе экспедиции Ямал-Арктика 2013. Решались две задачи: первая – площадная магнитная съемка небольших участков на побережье Обской губы с целью выбора места заложения пункта наблюдения за вековым изменением магнитного склонения, вторая – оценка радиоактивного фона вдоль береговой линии с целью поиска мест возможного радиоактивного загрязнения. В экспедиции 2013 года в составе Системы было использовано следующее оборудование: полевой компьютер RECON (процессор Intel PXA255, 200 МГц, ОЗУ 64MB, Flash 128MB), интерфейсный модуль версия 1.1, для магнитных измерений – цезиевый датчик квантового магнитометра М33, для измерений радиоактивности – в качестве измерителя-регистратора радиометр СРП 68, навигационное оборудование – GPS/ГЛОНАС приемники роверная и опорная станции – ProMark200 (любезно предоставленные компанией АО «ПРИН» для испытаний). Использование Системы позволило оперативно выполнить магнитную съемку на трех участках, а так же измерить уровень естественной радиоактивности на нескольких десятках километров береговой линии. Шаг наблюдений составил порядка 1 м, измерения выполнялись одним оператором при пешем передвижении со средней скоростью 3–5 км/ч при частоте записи одно измерение в секунду. В итоге были выполнены измерения магнитного поля в ~2500 точках и более 50 000 точек измерений естественной радиоактивности.

Анализ полученных материалов показал эффективность применения *АСРиПГД* и выявил необходимость некоторых доработок. Доработки касались в основном порядка обмена данными с измерителем-регистратором и записи дополнительных параметров (характеризующих качество измерений) в файл данных.

Следующим этапом опытных работ с Системой было ее использование в электроразведке для метода дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП) в задачах инженерных изысканий и археологии. Был доработан микроконтроллерный интерфейсный модуль для стыковки его с измерителем индукционного прибора ЭФА (электронный фиксатор анизотропии, г. Днепропетровск). ЭФА представляет со-

бой ортогонально размещенные на штанге генераторный и измерительный диполи. В модификации ДЭМП генераторный диполь ориентируется вертикально, приемный – горизонтально, в направлении радиальной компоненты электромагнитного поля. Для удобства передвижения длина штанги была выбрана 5 м. Съемка выполняется оператором и помощником непрерывным перемещением установки по профилю, точка записи относится к середине установки, частота записи одно измерение в секунду.

Работы с Системой в такой конфигурации были проведены в рамках инженерных изысканий на объекте: «Базовая станция BTS-66-790GU сети подвижной радиотелефонной связи стандартов GSM-900/UMTS-2100 на окраине г. Полевской, "Малаховая гора" (юго-западный склон)». Цель изысканий – определение глубины залегания скальных грунтов или мощности рыхлых отложений на участке строительства. Были выполнены работы методом ДЭМП – 948 точек наблюдения и ВЭЗ – 20 точек наблюдения с разносами АВ/2 до 40 м. Результаты представлены на рис. 2 в виде плана относительной продольной проводимости грунтов на участке по результатам ДЭМП (*а*) и плана участка с определением глубины залегания кровли коренных пород по результатам ВЭЗ (*б*). Можно легко видеть хорошую корреляцию аномалий повышенной продольной проводимости в северо-западной части участка с увеличением мощности рыхлых отложений. Точки зондирований ВЭЗ 1–5, 14–15. Конечно, метод ДЭМП в данной реализации с прибором ЭФА дает только качественную оценку электрических свойств исследуемой площади, в отличие от ВЭЗ, нельзя определить параметры разреза, однако оперативно оценить неоднородности грунтов и выбрать местоположения точек зондирований методом ВЭЗ вполне возможно.

Сравним производительность методов. Время, затраченное на выполнение измерений с использованием Системы методом ДЭМП (948 измерений, одно измерение в секунду), составляет немногим более 15 минут (больше времени уходит на развертывание аппаратуры). Бригада состоит из двух человек – оператор и помощник.

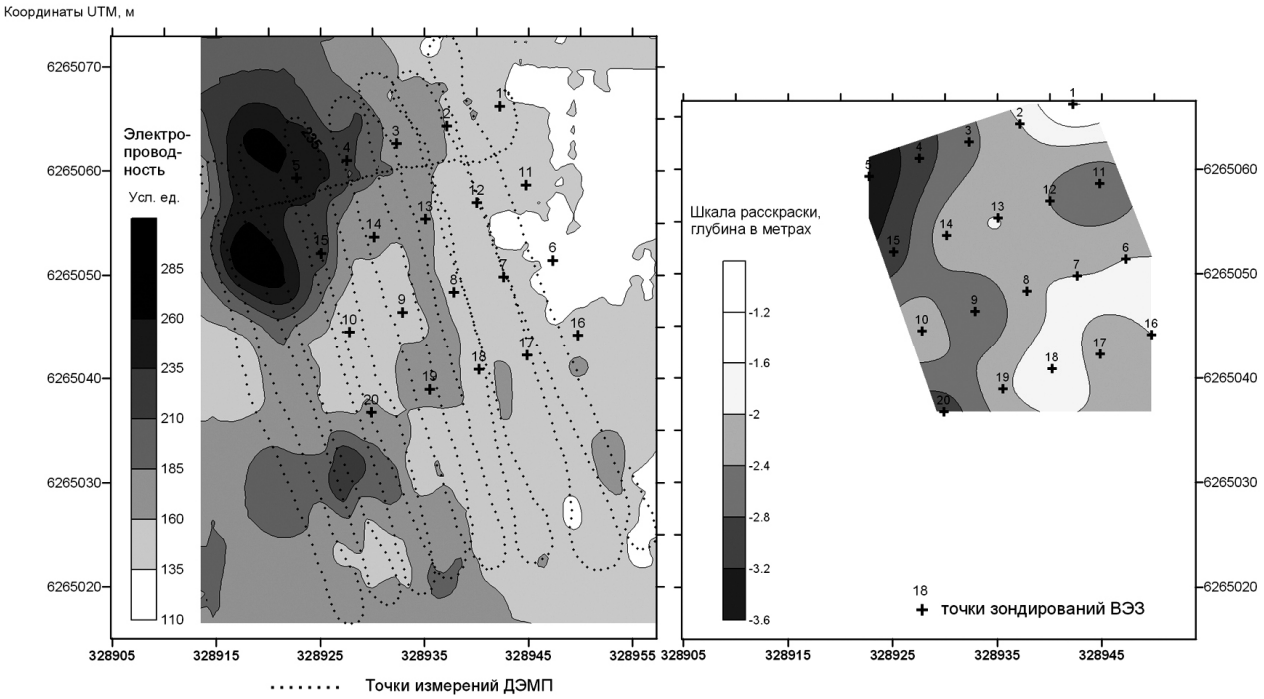


Рис. 2. Результаты инженерно-геофизических исследований на объекте «Малаховая гора»:
а – план относительной продольной проводимости грунтов по результатам ДЭМП. Изолиниями и раскраской показано распределение электрической проводимости грунтов верхней части (до 2,5 м) в условных единицах;
б – план участка с определением глубины залегания кровли коренных пород по результатам ВЭЗ

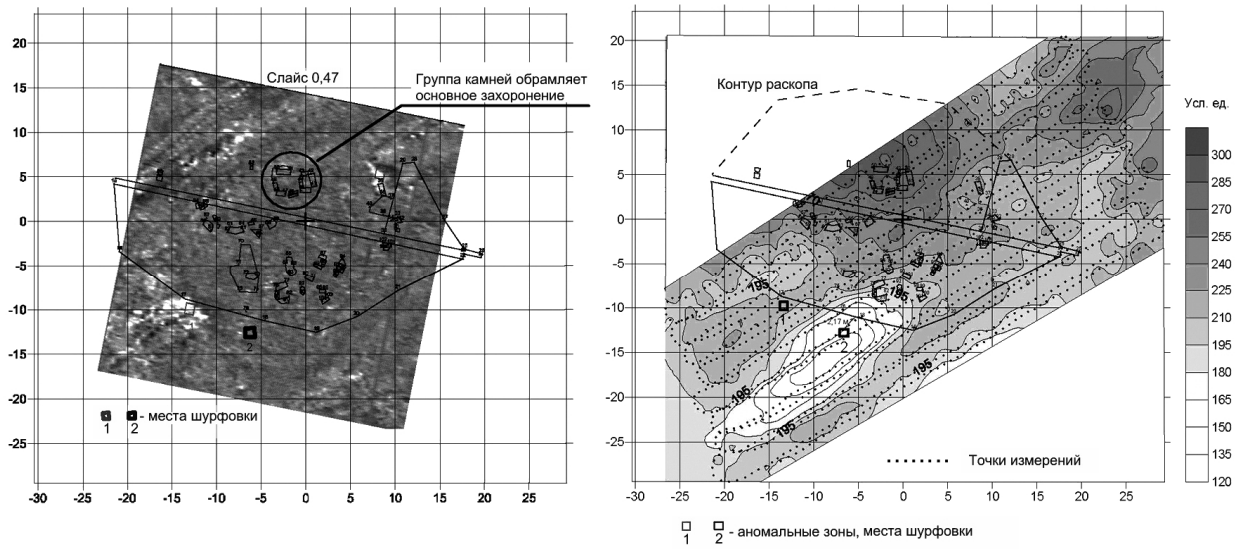


Рис. 3. Сопоставление данных георадарной съемки и результатов ДЭМП на объекте курган №1
а – данные георадарной съемки с положением артефактов;
б – карта относительной проводимости грунта кургана, места шурфовки

Время, затраченное на выполнение работ методом ВЭЗ традиционным способом (20 ВЭЗ с установкой AMNB), составило почти полторы рабочих смены – 10 часов (бригада из трёх человека – оператор и два рабочих).

Как видно из приведенного примера, производительность метода ДЭМП с использованием Системы значительно выше. При использовании его в комплексе с ВЭЗ можно без снижения качества исследований сократить число зондирований, увеличив тем самым производительность инженерно-геофизических изысканий в целом.

В целях повышения производительности отдельным вопросом встает тема совершенствования самого метода ДЭМП для инженерных изысканий, измерительной аппаратуры и методики количественной интерпретации результатов.

Опробование Системы на археологических объектах было выполнено в 2016 году. В это время в рамках проекта Уральского отделения РАН «Междисциплинарные исследования памятников эпохи бронзы Южного Урала» вблизи деревни Неплюевка выполнялась детальная магнитная съемка и георадарные исследования могильных курганов. Полученные данные любезно предоставлены сотрудником Института геофизики В.В. Носкевичем (Федорова, Носкевич, 2017). С целью сопоставления результатов на объекте курган №1 были выполнены работы с Системой методом ДЭМП и на кургане №28 – магнитная съемка. Съемка проводилась непосредственно перед началом археологических раскопок. Результаты по объекту курган №1 представлены на рис. 3. По результатам раскопок на план нанесены контуры камней, обрамляющие основные захоронения, всего захоронений на площади кургана было выявлено более 30.

Как можно заметить, положение обнаруженных артефактов не отражается в геофизических полях. Лишь в юго-западной части кургана, за пределами раскопа, имеем вытянутую в том же направлении аномалию пониженной проводимости по данным ДЭМП (2) и немного северо-западнее георадарную аномалию (1).

Георадарная аномалия (1) находится в зоне повышенных значений электрической проводимости грунтов (ДЭМП), а пониженные значения проводимости на радарограмме никак не отражаются. Было сделано предположение, что это аномалия геологической природы. Для проверки природы аномалии командой археологов было заложено два шурфа размером 1×1 м. В шурфе №1 на глубине 0,42 м под почвенно-растительным слоем был встречен плотный

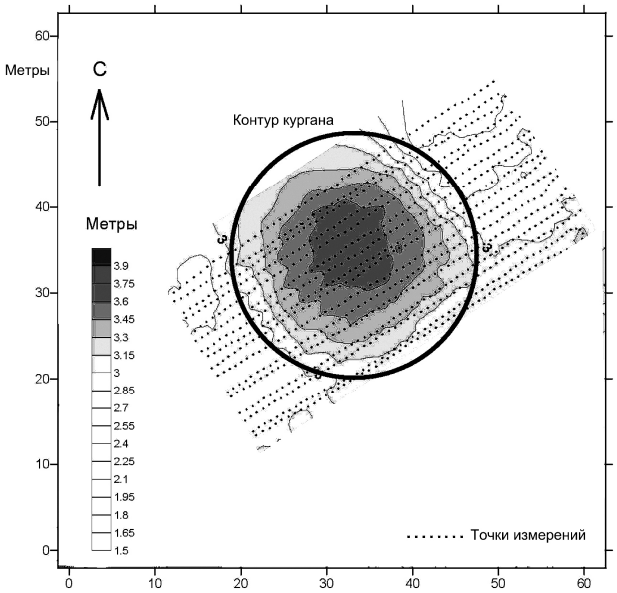


Рис. 4. Карта высот постройки кургана №1

слой глины светло-желтого цвета. В шурфе №2, несмотря на то, что он находился всего в 7,5 м от шурфа №1, под почвенно-растительным слоем с глубины 0,3 м залегали продукты выветривания коренных пород в виде полусцементированной кварцевой крошки. По этим породам шурф был пройден до глубины 1 м. Таким образом, данные геофизической разведки были успешно подтверждены: для георадарной съемки отражающим горизонтом являлся слой глины, для ДЭМП – зона пониженной проводимости, связанная с выходом коренных пород. Что касается археологических объектов, то отсутствие контрастных отражающих границ и небольшие размеры камней, обрамляющих захоронения, не позволили их выделить.

При обследовании кургана №1 с помощью Системы были выполнены измерения 1230 точках. Поскольку координаты точек наблюдения с точностью 0,1 м определяются не только в плане, но и по высоте, полученные данные позволили построить карту высот постройки кургана №1 (рис. 4). Высота кургана составила чуть более 0,8 м, с северо-западной стороны постройку кургана нарушает современная дорога. Характерная волнистость изолиний рельефа кургана обусловлена тем, что при пешем передвижении антенна навигационного приемника совершает вертикальные колебательные движения вместе с телом оператора.

Результаты магнитной съемки на кургане №28 представлены на рис. 5 и 6. На рис. 5*а* приведены данные магнитной съемки, выполненные протонным градиентометром ММПГ-1 по сети с шагом наблюдения 0,5×0,5 м. Измерение модуля магнитной индукции выполнено на высоте

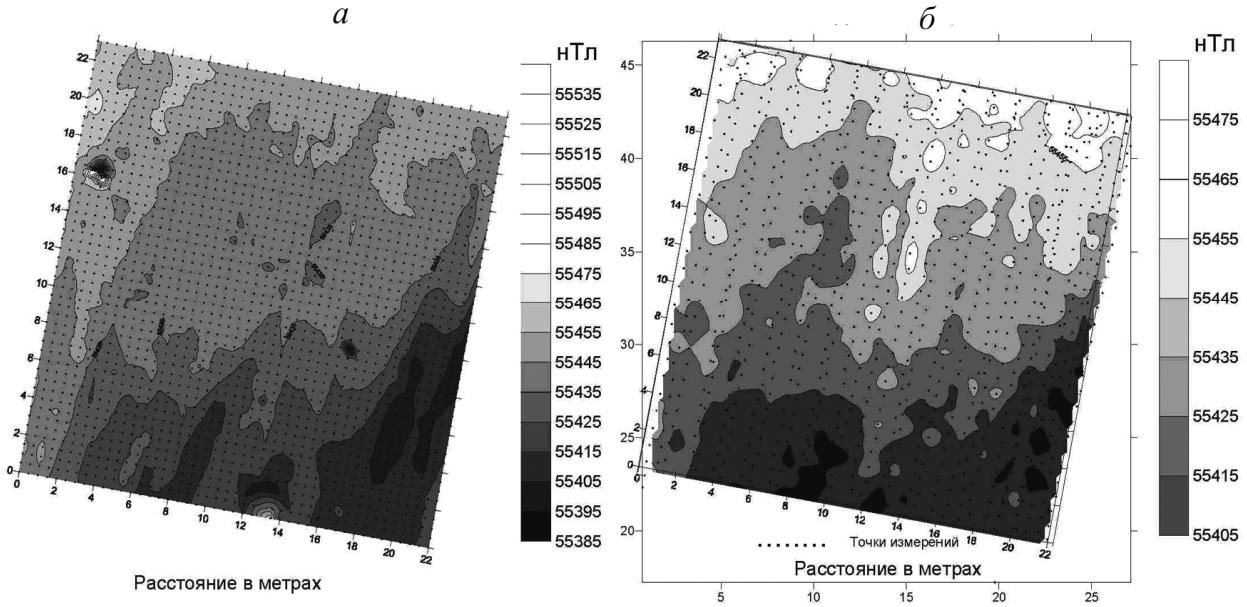


Рис. 5. Результаты магнитной съемки на кургане №28:
а – карта изодинам магнитной индукции, высота датчика градиентометра – 0,35 м;
б – карта изодинам магнитной индукции, полученная при работе с Системой, высота датчика – 0,5 м

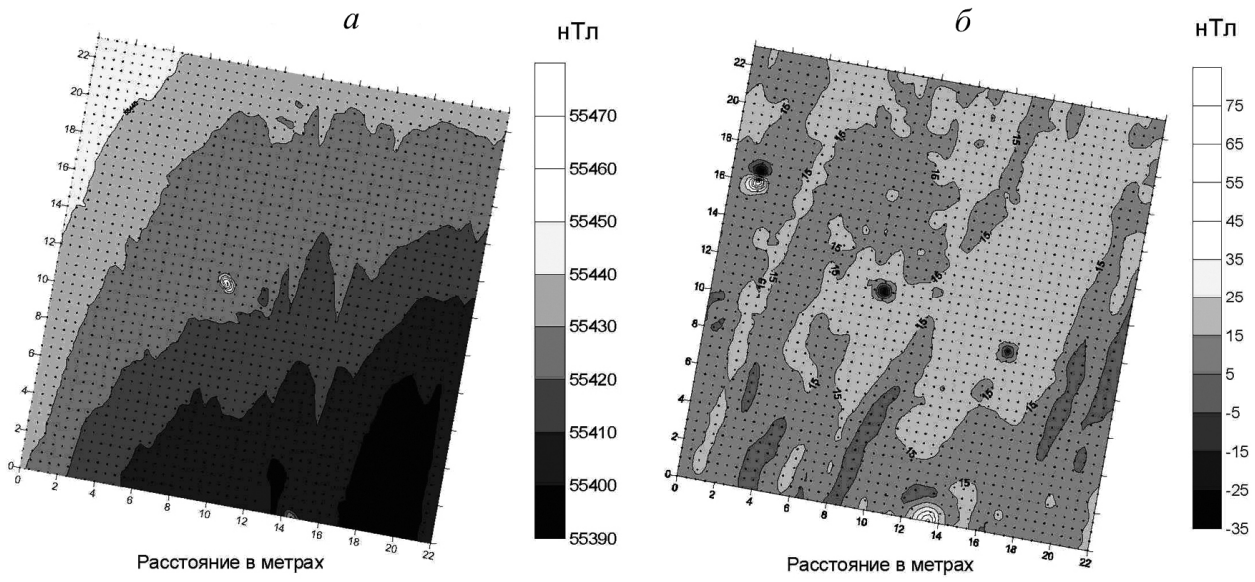


Рис. 6. Результаты магнитной съемки на кургане №28:
а – карта изодинам магнитной индукции верхнего датчика градиентометра;
б – карта изодинам магнитной индукции *dT*

0,35 м от поверхности земли с остановкой датчика на каждой точке наблюдения. Размер планшета 22×23 м, число точек наблюдений – 2024. На рис. 5*б* приведены данные магнитной съемки с использованием Системы. Использован цезиевый датчик магнитометра M33 как более быстродействующий в отличие от протонного, измерение модуля магнитной индукции выполнено на высоте 0,5 м от поверхности земли в движении, частота записи – одно измерение в секунду. Для привязки результатов наблюдений применялись GPS приемники Trimble 5700 в качестве роверной и опорной станции. Число точек наблюдения ~1216, время измерений – 20 минут. Вариации магнитного поля регистрировались магнитометром G859 с частотой записи 1 Гц и составили за время наблюдений не более 2 нТл.

Как можно видеть из приведенных материалов, полученная структура магнитного поля в рамках участка в обоих случаях практически одинаковая. Имеются характерные участки пониженных значений в южной и юго-восточной частях планшета и повышенные в северной. Однако форма участков с аномальными значениями не всегда повторяется. Это может быть связано с более редкой сетью наблюдений при измерениях с Системой (см. рис. 5*б*), а так же высотой расположения датчика. На рис. 6*а* приведены данные измерения модуля магнитной индукции на высоте 2,15 м и (рис. 6*б*) градиента поля (разности между верхним и нижним датчиком).

Как видно из приведенных материалов, детальность магнитной съемки существенно зависит от высоты расположения датчика, в то же время возрастают аномалии от поверхностных неоднородностей, не являющихся объектами поиска. Как справедливо отмечено в работах (Муравьев и др., 2009; Федорова, Носкевич, 2012), предпочтение следует отдавать градиентной съемке. Выбирая оптимальную высоту датчиков, можно «настраиваться» на поиски нужных объектов. Применение *АСРиПГД* может существенно ускорить этот процесс, а так же учесть изменения высоты положения датчика возникающие при движении.

Заключение

Разработанная автоматизированная система регистрации и привязки к местности геофизических данных успешно прошла опробование на инженерно-геологических и археологических объектах. За короткий промежуток времени регистрируется большой объем данных. Оп-

ределяя три координаты точки наблюдений, Система позволяет получать одновременно с геофизическими картами карту рельефа местности.

Литература

Муравьев Л.А., Носкевич В.В., Федорова Н.В. Результаты магнитометрических исследований археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 44–49.

Федорова Н.В., Носкевич В.В. Реконструкция планировки укрепленных поселений эпохи бронзы на Южном Урале (Ольгино, Коноплянка) по результатам детальной магнитной съемки // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 52–59.

Федорова Н.В., Носкевич В.В. Геофизические исследования курганов Неплюевского археологического комплекса (Южный Урал) // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1. С. 52–59.

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.6.42 УДК 550.837

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕТОДА СОПРОТИВЛЕНИЙ НА ПЕРЕМЕННОМ ТОКЕ

Шестаков А.Ф. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье обсуждаются особенности использования метода сопротивлений на переменном токе с гармонической зависимостью от времени. Получено выражение, определяющее напряженность переменного электрического поля для трехполюсной установки Шлюмберже, расположенной на однородном проводящем полупространстве. Для малого параметра поля выведены формулы, аппроксимирующие кажущееся сопротивление по данным измерения электрической составляющей для трехполюсной установки.

Электроразведка, метод сопротивлений, переменный ток, трехполюсная установка, кажущееся электросопротивление.

TO THE QUESTION ABOUT USING A METHOD OF ALTERNATING CURRENT RESISTANCE

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

Abstract. The article discusses the features of the use of a method of resistance to alternating current with harmonic time dependence. The resulting expression defining the tension of an alternating electric field for a three-pole installation Schlumberger, situated on a uniform conducting half-space. For small field parameter, formulas, approximating the apparent resistivity according to the measurement of the electric component for a three-pole installation are obtained.

Electrical survey, resistivity method, alternating current, three-pole installation, the apparent resistivity.

Введение

Хорошо известно, что электроразведка методом сопротивлений на переменном токе широко используется в геоэлектрических исследованиях.

Это обусловлено тем, что применение генераторной и измерительной аппаратуры на фиксированных частотах позволяет избежать нежелательного эффекта поляризации электродов при установке питающих и приемных заземлений, а также избавиться от помех в приемном сигнале, вызванных блуждающими токами в земле естественного и техногенного происхождения.

Но основное преимущество ее использования связано со способностью более избирательного возбуждения зондирующего электромагнитного (ЭМ) поля и приема полезного сигнала на отдельных фиксированных частотах в зависимости от характера решаемой задачи и глубины проникновения поля в землю.

Так, например, в применяемой ранее низкочастотной электроразведочной аппаратуре для кондуктивных методов АНЧ-3 (Вешев, 1980) использовалась только одна частота 4,88 Гц, которая позволяла успешно проводить измерения классическим методом сопротивлений (Заборовский, 1963).

В современной серийной электроразведочной аппаратуре для методов сопротивлений, в частности ЭРА-МАКС (производство НПО «ЭРА», г. Санкт-Петербург), уже используется целый ряд частот от 1,22 до 2500 Гц с шагом удвоения частоты в низкочастотном и высокочастотном диапазонах (Аппаратура электроразведочная … , 2008). Если диапазон низких частот расширяет возможности применения традиционных кондуктивных электроразведочных методов с гальваническими заземлениями, то использование повышенных частот стало успешно применяться в электроразведке методом бесконтактного измерения электрического поля (БИЭП), разработанного Б.Г. Сапожниковым еще в прошлом веке (Сапожников, 1978; Электропрофилирование … , 1985 и др.), но не нашедшего широкого применения из-за недостатка в те годы требуемой аппаратуры в серийном исполнении.

Следует отметить, что в большинстве случаев способы обработки и интерпретации данных кондуктивных электрозондирований на переменном токе основаны на вычислительных конструкциях и алгоритмах, применяемых в электроразведочных методах на постоянном токе.

Если для низких частот, не превышающих первые десятки герц, сравнительно высокоомной вмещающей среде и не слишком большой длине кабеля для питающих заземлений стационарная аппроксимация вполне обоснована (Заборовский, 1963; Матвеев, 1982 и др.), то в других случаях возможно появление искажений приемного полезного сигнала, обусловленных возникновением индукционных токов как во вмещающей среде, так и в приемной линии от переменного тока в возбуждающем поле кабеле (Гуревич и др., 1973).

В этой же работе приведены оценки значения верхней частоты, до которой можно пренебречь влиянием наведенных индукционных токов. Согласно приведенным расчетам, эти частоты находятся в прямой пропорциональной зависимости от удельного сопротивления среды и в обратной зависимости от длины кабеля. Так, например, при использовании километрового кабеля и удельного сопротивления пород 1000 Ом·м значение верхней частоты при измерениях вблизи центра кабеля составляет величину 61 Гц, а для сопротивления 100 Ом·м снижается до 6,1 Гц.

Таким образом, с повышением частоты, либо уменьшением электросопротивления вмещающей среды индукционная составляющая неизбежно будет вносить погрешность в определение кажущегося сопротивления ρ_k, вычисленного по формулам для стационарного поля, и возникает необходимость корректировки вычисленных значений для их дальнейшей интерпретации.

Один из способов такой корректировки был предложен А.В. Вешевым в конце прошлого века (1980), но из-за трудоемкости он не получил широкого распространения в практике геоэлектрических исследований на переменном токе.

Методика применения способа базируется на изучении морфологи нормального ЭМ поля возбуждающего источника и установления допустимого диапазона измерения «расстояния и частот, при которых наблюдается однозначная зависимость … от ρ» (Вешев, 1980).

Сравнительно недавно эта методика нашла применение для учета влияния ЭМ индукции питающей линии на результаты измерений методом частотной дисперсии с установкой срединного градиента (Ткачев, Хасанов, 2014).

В этой работе отмечается, что использование повышенных частот (десятки и сотни герц) и длинных питающих линий могут привести к существенному завышению (до 100 раз и более!) фиктивного параметра электросопротивления ρ_ω (вычисляемого по формулам для постоянного тока), по сравнению с эффективным $\rho_{эф}$, в зависимости от параметров установки, частоты поля и силы тока в питающей линии. Там же проведено математическое моделирование и оценка зависимости $\rho_\omega / \rho_{эф}$ от положения точки наблюдения для прямолинейного заземленного кабеля на однородном проводящем полупространстве.

Для нивелировки искажений ρ_ω, вызванных влиянием индукционного эффекта, предложенная А.В. Вешевым методика реализована в виде программного комплекса (Ткачев, Хасанов, 2014), позволяющего оперативно осуществлять выбор местоположения профилей измерения в методе срединного градиента для минимизации влияния индукционных эффектов, а также проводить корректировку измеренных значений ρ_ω в зависимости от частоты поля, электрофизических параметров среды и геометрических характеристик установки заземлений. Показана результативность корректировки при проведении экспериментальных работ методом частотной дисперсии во избежание получения ложных аномалий на планшетах измерения поля и, как следствие, – ошибочного представления о структуре среды.

Вместе с тем нельзя не отметить, что

при возбуждении ЭМ поля системой заданных источников, кроме индукционной вихревой составляющей электрического поля в земле возникает также и потенциальная переменная его составляющая, зависящая помимо свойств среды и частоты поля, также от установки заземлений.

В методе срединного градиента она не учитывается, поскольку вносит гораздо меньшие искажения в определение ρ_ω по формулам для постоянного тока, так как измерения проводятся в средней части планшета, достаточно удаленной от питающих заземлений для обеспечения однородности возбуждающего поля. Однако при использовании других установок, применяющихся в электроразведочных методах зондирования и профилирования на переменном токе, такие искажения могут быть весьма существенны.

Анализ нормального электромагнитного поля установок значительно упрощается, если в рассчитываемых элементах поля предварительно выделять вихревую и потенциальную составляющие, первая из которых обусловлена индукционными токами в земле и порожденными векторными монополями в питающем кабеле, а вторая – возникновением гальванических токов от переменных скалярных монополей в местах токовых заземлений (Сапожников, 2011).

В настоящей работе приводится расчет и анализ вклада в нормальное ЭМ поле от гальванического заземления для прямолинейной трехполюсной установки Шлюмберже (Заборовский, 1963), широко используемой в практике геоэлектрических исследований.

Постановка задачи

Рассмотрим прямолинейную трехполюсную установку Шлюмберже с питающим электродом в точке *A* (электрод *B* отнесен в практическую «бесконечность») и измерительными электродами в точках *M* и *N* (рис. 1)

```
A                    M  O  N
●------------------------●---●---●      (B→∞)
```

Рис. 1. Схема трехполюсной установки

Тогда известная формула для вычисления кажущегося сопротивления при постоянном токе в кабеле (см., например Заборовский, 1963)

$$\rho_k = K\frac{\Delta U_{MN}}{I} \qquad (1)$$

легко преобразуется к виду

$$\rho_k = 2\pi\frac{r_{AM}\cdot r_{AN}}{r_{MN}}\frac{\Delta U_{MN}}{I}, \qquad (2)$$

где r_{AM}, r_{AN} – расстояния от точки питающего заземления *A* до точек измерения *M* и *N*, определяющие коэффициент установки *K*; r_{MN} – расстояние между приемными заземлениями *M* и *N*; ΔU_{MN} – измеренная в *MN* разность потенциалов; *I* – сила тока в источнике *A*.

Эта установка называется «предельной» установкой (Жданов, 1986) при достаточно малом расстоянии между приемными заземлениями, так что

$$\frac{\Delta U_{MN}}{r_{MN}} \approx E_{MN}, \qquad (3)$$

где E_{MN} – составляющая напряженности электрического поля вдоль линии *MN*.

Тогда ρ_k может быть непосредственно выражено через напряженность электрического поля в точке *O*, удаленной на расстояние *r* от источника *A*:

$$\rho_k = 2\pi r^2\frac{E(r)}{I}. \qquad (4)$$

Хорошо известно, что вычисленное по этой формуле значение ρ_k характеризует истинное удельное сопротивление зондируемой среды только для однородного полупространства, а в других случаях, в частности для слоистой или горизонтально неоднородной сред, ρ_k есть некоторая фиктивная величина, зависящая от геометрических размеров установки заземлений, структуры и электрофизических свойств среды (Заборовский, 1963).

Если для постоянного электрического поля накоплен большой арсенал способов обработки данных вычисленных значений ρ_k, последующей качественной и количественной интерпретации и завершающего

геологического истолкования результатов, то в случае переменного ЭМ поля уже на самом начале обработки результатов измерения возникает ряд вопросов, требующих отдельного прояснения.

Остановимся на наиболее важных из них: 1) что представляет собой величина $\widetilde{\rho}_k$ для переменного ЭМ поля, возбуждаемого в гармоническом режиме и 2) в каких случаях можно получить аналог формулы (4) для непосредственного применения в методе сопротивлений на переменном токе.

Обсуждению первого и проработке второго вопросов посвящена настоящая статья.

О кажущемся и об эффективном сопротивлениях среды

Остановимся кратко на методике оценки кажущегося электросопротивления среды при ее зондировании электромагнитным полем, возбуждаемом в гармоническом режиме с круговой частотой ω, посредством заземленного кабеля конечных размеров (Вешев, 1980).

Исходными данными являются измеренная напряженность переменного электрического поля E_ω или ее модуль $|E_\omega|$ в приемной линии *MN*, сила тока *I* в питающем кабеле, а также коэффициент установки *K*, зависящий от местоположения питающих и приемных электродов.

По этим данным сначала определяется параметр ρ_ω по формуле, характерной для установок зондирования на постоянном токе:

$$\rho_\omega = K\frac{E_\omega}{I}, \qquad (5)$$

который лишь условно принимается за «кажущееся сопротивление» на переменном токе. При этом, ρ_ω вовсе не характеризует истинное удельное сопротивление среды ρ в однородном полупространстве, в отличие от метода сопротивлений на постоянном токе. Для установления подобной аналогии для переменного поля, возбуждаемого с циклической частотой *f*, введено понятие эффективного сопротивления $\rho_{эф}$, вычисление которого представляет реальный практический интерес, поскольку оно характеризует удельное электросопротивление в однородном полупространстве (Вешев, 1980).

Для определения $\rho_{эф}$ предварительно рассчитаны зависимости $\rho_\omega/\rho_{эф}$ от ρ_ω/R^2f по аналитическим формулам для электрических составляющих переменного ЭМ поля, где *R* – расстояние между серединой питающей линии *AB* и точкой наблюдения. Дальнейшая процедура вычисления состоит в следующем (Вешев, 1980). Сначала по измеренным значениям E_ω с учетом известных *R* и *f* находят ρ_ω/R^2f, а затем с использованием номограммы определяют величину $\rho_\omega/\rho_{эф}$, по которой окончательно вычисляют искомое значение $\rho_{эф}$.

Во введении было замечено, что эта методика с успехом может применяться в методе сопротивлений на переменном токе с использованием четырехточечных установок конечных размеров, в частности методе срединного градиента. Однако для трехточечных установок, когда один из питающих электродов отнесен в практическую бесконечность, для применения методики необходим предварительный пересчет соответствующих номограмм исходя из геометрических параметров установки.

Как оказалось, для предельной трехполюсной установи Шлюмберже можно получить аналог формулы для непосредственного определения кажущегося сопротивления среды по значениям напряженности переменного электрического поля.

Расчеты и обсуждение результатов

Остановимся подробнее на выражении (4). Как отмечалось выше, величина ρ_ω, вычисленная по формуле для постоянного тока, имеет фиктивный характер и не соответствует понятию кажущегося сопротивления на переменном токе $\widetilde{\rho}_k$. Основная причина в том, что эта формула выведена для трехполюсной установки измерения стационарного электрического поля.

С другой стороны, математический формализм позволяет ее преобразовать к виду

$$E(r) = \rho \frac{I}{2\pi r^2} = \frac{1}{\sigma} \frac{I}{2\pi r^2} \qquad (6)$$

и трактовать как электрическое поле точечного источника в однородном проводящем полупространстве с электропроводностью σ.

Поэтому, если иметь выражение, аналогичное (6), но для переменного электрического поля, то входящий в его параметр (ρ или 1/σ) позволял бы определять в результате формулы обращения именно кажущееся сопротивление неоднородной среды $\widetilde{\rho}_k$, реально совпадающее с удельным сопротивлением однородного полупространства.

Такое выражение можно получить исходя из результатов работы (Шестаков, 2016), в которой выведены формулы для составляющих переменного ЭМ поля, возбуждаемого электрическим зарядом в однородном проводящем полупространстве с гармонической зависимостью от времени.

Приведем выражение лишь для комплексной амплитуды $\widetilde{E}_x$ составляющей поля, пренебрегая токами смещения и полагая, что линия трехполюсной установки Шлюмберже (см. рис. 1) ориентирована вдоль оси *X* декартовой системы координат {*X,Y,Z*}:

$$\widetilde{E}_X = \frac{I}{4\pi\sigma}\left[-\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\exp(ik\,|\mathbf{r}-\mathbf{r}_0|)}{|\mathbf{r}-\mathbf{r}_0|} + \frac{\exp(ik\,|\mathbf{r}+\mathbf{r}_0|)}{|\mathbf{r}+\mathbf{r}_0|}\right) - \right.$$
$$\left. -\frac{ikx}{R^2}\exp(ikz_0) + \frac{ikx}{R^2}\exp[ik\sqrt{R^2+z_0^2}]\right], \qquad (7)$$

где $R = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2}$; $\mathbf{r}_0 = (x_0, y_0, z_0)$ – радиус-вектор места расположения заряда; $\mathbf{r} = (x, y, z)$ – радиус-вектор точки вычисления поля; $k = \sqrt{i\omega\sigma\mu}$ – волновое число в квазистационарном приближении; μ – магнитная проницаемость среды; *I* – амплитудное значение силы тока в источнике; остальные величины сохраняют прежние значения.

Полагая, что заряд расположен на поверхности проводящего полупространства в начале координат, отнесенном в точку *A*, а расчет поля проводится вдоль оси *X*, это выражение значительно упрощается:

$$\widetilde{E}_x(r) = \frac{I}{4\pi\sigma}\left(\frac{2}{r^2}\exp(ikr) - \frac{ik}{r} - \frac{ik}{r}\exp(ikr)\right). \qquad (8)$$

При ω→0 из (8) следует известная формула для вычисления напряженности стационарного поля, возбуждаемого в однородном проводящем полупространстве.

Существенным отличием этого выражения от (5) является то, что входящая в него величина электропроводности (а следовательно и обратная к ней величина электросопротивления) характеризуют материальные электрофизические параметры модели среды, что при практической обработке данных зондирования неоднородной среды с применением (8) позволит непосредственно (минуя процедуру использования номограмм) определить искомую величину кажущегося сопротивления на переменном токе $\widetilde{\rho}_k$.

Конечно, это выражение достаточно громоздко для его обращения (разрешимости) относительно σ, чтобы потом им можно было пользоваться для вычисления $\widetilde{\rho}_k$, поэтому остановимся на малых значения волнового параметра поля $\rho = |k|r$, довольно часто встречающихся в практике применения методов электромагнитных зондирований и соответствующих понятию ближней зоны источника (Электроразведка … , 1989).

Если $\rho < 1$, то в первом приближении при разложении в ряд Тейлора экспоненты

$$\exp(ikr) = 1 + ikr - \frac{1}{2}k^2r^2 + O(k^3r^3) \qquad (9)$$

можно ограничиться первыми двумя слагаемыми, в результате чего

$$\widetilde{E}_x(r) = \frac{I}{4\pi\sigma}\left(\frac{2}{r^2} + k^2\right) = \frac{I}{2\pi\sigma r^2}\left(1 + \frac{i\omega\sigma\mu}{2}r^2\right). \qquad (10)$$

Из структуры выражения (10) видно, что при малых значениях параметра поля по реальной компоненте напряженности $\mathrm{Re}\,\widetilde{E}_x(r)$ можно непосредственно определить кажущееся сопротивление на пере-

менном токе по формулам для стационарного поля:

$$\widetilde{\rho}_k = \frac{2\pi r^2}{I} \operatorname{Re} \widetilde{E}_x(r) \ . \qquad (11)$$

Что касается мнимой составляющей напряженности, то в рассматриваемом приближении она не зависит от электрофизических свойств среды, а только от частоты поля и поэтому играет роль помехи при проведении модульных измерений полезного сигнала.

В этом случае из (10) нетрудно получить аналогичную формулу вычисления $\widetilde{\rho}_k$ по модульным измерениям напряженности поля для малых значений параметра ρ:

$$\widetilde{\rho}_k = \frac{2\pi r^2}{I} \left|\widetilde{E}_x(r)\right| \sqrt{1 - \frac{\omega^2 \mu^2}{16\pi^2} \frac{I^2}{|\widetilde{E}_x(r)|^2}} \ . \qquad (12)$$

В приведенном выше выражении сомножитель перед квадратным корнем определяет кажущееся сопротивление только в варианте зондирования среды стационарным электрическим полем. Второй сомножитель представляет собой поправку к вычисленным значениям по формуле для постоянного тока, которую необходимо учитывать при проведении измерений на повышенных частотах, в том числе для проведения исследований методом частотной дисперсии во избежание получения ложных представлений о дисперсионных свойствах среды.

Выводы и заключение

1. Конкретизировано понятие кажущегося сопротивления, определяемого непосредственно по данным измерения электрической составляющей переменного ЭМ поля, возбуждаемого в гармоническом режиме с использованием прямолинейной трехполюсной установки Шлюмберже.

2. Из полученного ранее решения задачи об электрическом заряде в однородном проводящем полупространстве с гармонической зависимостью от времени оказалось возможным вывести аналитическое выражение для электрической составляющей напряженности переменного ЭМ поля, измеряемой в электроразведочных методах исследования.

3. Достаточно простой аналитический вид его аппроксимации для малого параметра позволил получить формулу для вычисления кажущегося сопротивления на переменном токе по модульным измерениям напряженности поля, которая учитывает помехообразующее влияние вклада в измеряемом сигнале, вызванное частотной зависимостью мнимой компоненты.

Полученные расчетные формулы для кажущегося сопротивления могут оказаться полезными при обработке данных кондуктивных электрозондирований на переменном токе, для оценки дисперсионных свойств среды, в том числе при проведении исследований методом частотной дисперсии.

Литература

Аппаратура электроразведочная для методов сопротивлений и естественного поля «ERA-MAX». СПб., 2008. 27 с.

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

Гуревич Ю.М., Кормильцев В.В., Улитин Р.В. Физико-теоретические основы метода вызванной поляризации на переменном токе // Фазовые и амплитудные измерения вызванной поляризации на рудных месторождениях. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 35–55.

Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 316 с.

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

Матвеев Б.К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 375 с.

Сапожников Б.Г. Опыт наблюдения составляющих электрического поля в воздухе при электропрофилировании на переменном токе. Ленинград: НПО «Геофизика», 1978. 24 с.

Сапожников Б.Г. Скалярные и векторные монополи – элементарные источники нормальных электрических полей // Вопросы геофизики. СПб., 2011. Вып. 44. С. 114–123.

Ткачев А.В., Хасанов И.М. Учет влияния электромагнитной индукции питающей линии на результаты измерений методом

частотной дисперсии с установкой срединного градиента // Геофизика. 2014. № 4. С. 74–79.

Шестаков А.Ф. Задача об электрическом заряде в однородном проводящем полупространстве с гармонической зависимостью от времени // Уральский геофизический вестник № 1(27). 2016. С. 58–69.

Электропрофилирование с незаземленными рабочими линиями / Сост. А.С. Нахабцев, Б.Г. Сапожников, А.И. Яблучанский. Л.: Недра, 1985. 96 с.

Электроразведка. Справочник геофизика. Книга 1. М.: Недра, 1989. 438 с.

DOI: 10.25698/UGV.2018.1.7.49 УДК 550.83

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТАРАТАШСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (Южный Урал)

Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория наблюдается крупная магнитная аномалия, эпицентр которой расположен над Тараташским выступом. В работе, для того чтобы уточнить природу магнитных аномалий, проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля. Выделены аномалии от различных слоев земной коры и построены модели источников. Согласно распределению источников можно сделать вывод, что верхний комплекс в Тараташском антиклинории – это приподнятая часть глубинного базит-ультрабазитового пояса Восточно-Европейской платформы.

Тараташский антиклинорий, земная кора, базит-ультрабазитовый пояс, магнитная аномалия, интерпретация, моделирование.

MAGNETIC ANOMALIES AND MODEL OF THE EARTH'S CRUST OF THE TARATASH ANTICLINORIUM (Southern Urals)

Fedorova N.V., Rublev A.L., Muravyev L.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Within the northern part of the Bashkir megaanticlinoria, a large magnetic anomaly is observed, the epicenter of which is located above the Taratashsky protrusion. In work, in order to clarify the nature of the magnetic anomalies, the structural features of the anomalous magnetic field were studied. Anomalies from various layers of the earth's crust are identified and source models are constructed. According to the distribution of sources, it can be concluded that the upper complex in the Taratash anticlinorium is an elevated part of the deep basic-ultrabasic belt of the East European platform.

Taratash anticlinorium, earth's crust, basic-ultrabasic belt, magnetic anomaly, interpretation, modeling.

Введение

В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория, сложенного мощным комплексом (5–10 км) почти неметаморфизованных терригенно-карбонатных отложений рифея и венда, в Тараташском антиклинории на поверхность выведены древнейшие на Урале метаморфические горные породы. По современным оценкам возраст субстрата достигает 3500 млн лет (Краснобаев и др., 2011; Степанов, Ронкин, 2016). Протяженность Тараташского антиклинория 40–45 км и ширина 12–15 км. Скважина, пробуренная в 5 км от западного края антиклинория, под гнейсами и мигматитами нижнего докембрия вошла на глубине 1000 метров в породы девона. Однако скважина, пробуренная в 15 км от западного края антиклинория, до глубины 5 км не вышла из рифея (Милановский, 1989).

По набору пород и особенностям наиболее раннего гранулитового метаморфизма (около 2700 млн лет) тараташский комплекс близок к древнейшим гранулитовым формациям Восточно-Европейской (ВЕП) и Сибирской платформ. Поэтому многие исследователи полагают, что комплекс представляет собой выступ дорифейского фундамента Русской платформы (Гарань, 1969; Соболев, 1969; Ленных и др., 1978; Милановский, 1989 и др.).

В работе (Дружинин и др., 1990) приведены результаты исследований на Тараташском профиле ГСЗ, и авторы пришли к выводу, что «граница ВЕП проходит западнее тараташского комплекса по Ямантауской зоне глубинных разломов, разделяющих две платформы: ВЕП и Сибирскую (Западно-Сибирский кратон)» и «тараташский комплекс может быть приподнятой структурой восточной платформы, а не ВЕП».

Сторонники шарьяжной теории счита-

ют, что структура Башкирского антиклинория представляет собой серию тектонических чешуй, объединяемых в ряд крупных тектонических пластин и покровов, перемещенных с востока на запад (Камалетдинов, 1974; Казанцева и др., 1986). Тараташская структура расположена в тектоническом покрове с горизонтальной амплитудой не менее 20 км, фронтальная часть которого выделяется как Сулиинский надвиг.

В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория наблюдается крупная магнитная аномалия, эпицентр которой расположен над Тараташским выступом. Для того чтобы уточнить природу магнитных аномалий, в работе было проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля, выделены аномалии от различных слоев земной коры и построены модели источников.

Методика и результаты выделения аномалий от слоев земной коры

Аномальное магнитное поле имеет интегральный характер и содержит составляющие от всех источников, расположенных в верхней литосфере. Для выделения аномалии от источников в различных слоях земной коры была использована методика, основанная на повысотных пересчетах (Мартышко и др., 2016). Как правило, на открытых территориях наибольший вклад вносят приповерхностные массивы. Интенсивность аномалий значительно снижается при удалении от локальных источников. С увеличением расстояния R от источника магнитное поле затухает по закону – $1/R^3$. Если источники вблизи поверхности создают магнитные аномалии 200–1000 нТл, то на высоте 5 км интенсивность аномалии будет меньше 1–8 нТл, т. е. их величина становится сравнима с погрешностью наблюдений.

Задача выделения эффекта от локальных источников, расположенных в горизонтальном слое от земной поверхности до некоторой глубины H, решалась в несколько этапов. На первом этапе наблюденное магнитное поле с помощью численного метода пересчитывалось вверх на высоту H. Для того чтобы окончательно избавиться от влияния источников в верхнем слое, пересчитанное вверх поле аналитически продолжалось вниз на глубину H. Поскольку задача пересчета поля вниз относится к классу некорректно поставленных задач, то при вычислениях использовался метод с применением регуляризации. Выбор параметра регуляризации описан в работе (Федорова и др., 2015).

На следующем этапе поле пересчитывалось вновь вверх на уровень дневной поверхности $h = 0$. Полученное трансформированное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы H. После вычисления разности наблюденного и трансформированного полей получаем аномалии от локальных источников, расположенных в верхнем слое. С помощью вычислений для разных значений высоты H можно получить аномалии от источников, расположенных в различных горизонтальных слоях.

При изучении крупных территорий приходится задавать большие массивы данных, что приводит к значительным затратам времени при вычислениях на однопроцессорных компьютерах. Использование параллельных алгоритмов для многопроцессорных вычислительных систем значительно сокращает время расчетов. Создана новая компьютерная технология, основанная на параллельных вычислениях. Описание математического аппарата и алгоритмов параллельных вычислений приведено в работах (Мартышко и др., 2012; 2014). Результаты применения разработанной технологии для Приполярного сектора Евразии опубликованы в статьях (Федорова и др., 2015; 2017).

На Южном Урале разработанная компьютерная технология применена для изучения структуры аномального магнитного поля на площади 100×150 км. Были использованы цифровые данные карты (Чурсин и др., 2008). С помощью трансформаций для высот пересчета $H = 5$ км выделены аномалии от намагниченных массивов в верхнем слое земной коры. Для источников магнитного поля, расположенных в гранитном слое, расчеты проведены

для H = 10 км и H = 20 км. Распределение аномалий позволяет проследить связь приповерхностных массивов с глубинными структурами. Карта аномального магнитного поля и карты разделенных аномалий приведены на рис. 1 (цветная вкладка).

В западной части площади мощность осадочного чехла по сейсмическим данным превышает 5 км (Дружинин и др., 1990) и поэтому в верхнем слое до границы с Тараташско-Курагайским разломом, в основном, отсутствуют интенсивные магнитные аномалии (см. рис. 1*б*, *в,* цветная вкладка). К северо-западу от Тараташского антиклинория интенсивная аномалия наблюдается над массивом серпентинитов в Нязепетровском районе. Одни и те же разломы в разных источниках имеют разные названия. Так, например, Тараташско-Курагайский разлом на разрезе сейсмического профиля МОВ обозначен как Бардымский (Нечеухин и др., 1986), часто его обозначают как Зильмердаксий. В нашей работе положение разломов и их названия приведены в соответствии с данными геологических карт третьего поколения (Государственная … , 2013а; 2013б).

В пределах Тараташского антиклинория магнитные аномалии присутствуют на всех картах (см. рис. 1*б*, *в*, *г,* цветная вкладка). Источниками аномалий могут быть как древние архейско-протерозойские породы, так и более молодые магматические образования ордовика, которые выявлены при геологических съемках. В верхнем слое вклад в магнитные аномалии могут вносить пласты железистых кварцитов. Наземной съемкой над рудными телами выявлены высокоинтенсивные аномалии до 25000 нТл (Формации … , 1984). Поскольку мощность рудных пластов небольшая (не превышает нескольких десятков метров) и аномалии имеют сравнительно небольшие размеры, то интенсивность этих аномалий быстро уменьшается с высотой. По данным аэромагнитной съемки максимальное значение аномалий не превышает 1200 нТл.

Отметим, что локальные аномалии от приповерхностного слоя прослеживаются за границы Тараташского антиклинория в юго-западном направлении (см. рис. 1*б,* цветная вкладка), и это свидетельствует о том, что под осадочными покровами комплекс протягивается еще на 5–10 км. На карте магнитных аномалий от слоя 5–20 км (см. рис. 1*в*, цветная вкладка) отчетливо выделяется линейная аномалия, которая протягивается от Тараташского антиклинория в западном направлении до Предуральского краевого прогиба Восточно-Европейской платформы. В этой части исследуемой площади южный фланг региональной магнитной аномалии также вытянут в западном направлении. Эпицентр аномалии находится в пределах тараташского комплекса, поэтому в дальнейшем мы будем эту региональную аномалию также называть Тараташской.

Методика преобразования «к полюсу»

При выполнении магнитных съемок в основном использовалась аппаратура, измеряющая абсолютные значения модуля геомагнитной индукции T, поэтому аномальное магнитное поле литосферы представлено модульными значениями ΔT_a. Поскольку ΔT_a не гармоническая функция, то для корректного применения методов решения обратных задач магнитометрии нужно определить вертикальную компоненту Z. Вычислительные процедуры значительно упрощаются, если источники аномалий имеют вертикальную намагниченность. В геофизической литературе преобразование компоненты Z в Z_v (для вертикальной намагниченности всех источников) часто называют приведением к полюсу (Магниторазведка, 1990).

Разработан алгоритм вычисления прямоугольных компонент аномального магнитного поля X, Y, Z по распределению аномалий модуля индукции ΔT_a. Преобразование основано на аппроксимации данных ΔT_a набором полей от сингулярных источников. В качестве модельных источников использован набор стержней, однородно намагниченных вдоль источника или по нормальному полю Земли. Направление нормального поля для такого преобразования задавалось в зависимости от гео-

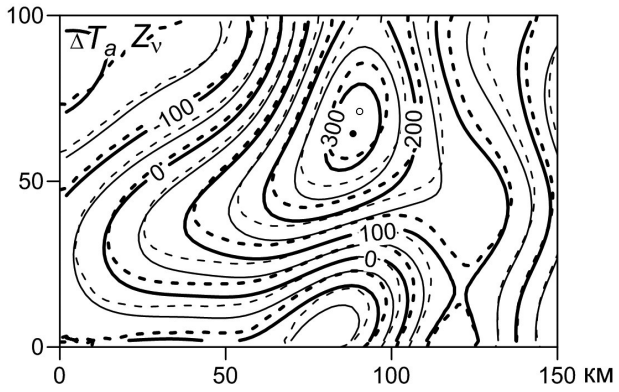


Рис. 2. Региональная Тараташская аномалии ΔT_a (сплошные линии) и ее вертикальная компонента (пунктирные линии).
Изолинии проведены через 50 нТл

графических координат по модели главного геомагнитного поля IGRF 1965 г. Проведено исследование применимости различных методов нелинейной оптимизации для решения данной задачи. Метод реализован с помощью технологии параллельных вычислений на графическом процессоре NVidia (Бызов, Муравьев, 2015; Бызов и др., 2017).

Для исследуемой территории Южного Урала выполнена аппроксимация магнитного поля и определена вертикальная составляющая Z. Затем выполнены вычисления компоненты Z_v при вертикальной намагниченности всех источников. Несмотря на то, что исследования проводятся для региона, в котором направление вектора геомагнитного поля близко к вертикальному (наклонение 70–74°), между аномалиями ΔT_a и Z_v наблюдаются значительные расхождения. Наиболее наглядно это можно продемонстрировать для региональных магнитных аномалий (рис. 2). Аномалии Z_v смещены к северо-северо-востоку относительно аномалий ΔT_a, причем расстояния между положением соответствующих экстремумов достигают 5–10 км. Для Тараташской региональной аномалии максимальные значения составляют: ΔT_a = 326 нТл и Z_v = 333 нТл, а расстояние между эпицентрами превышает 8 км.

Моделирование источников магнитных аномалий

Для трехмерной интерпретации аномалий магнитного поля мы использовали модифицированный метод локальных поправок (Мартышко и др., 2010; 2014). Метод разработан для решения обратной задачи магнитометрии для слоистой модели и позволяет определить геометрию контактной поверхности раздела между двумя слоями при заданных значениях однородной вертикальной намагниченности в слоях и глубине до второго слоя. Алгоритм основан на итерационном способе вычисления границы, что позволяет быстро решать объемные задачи.

Для исследуемой территории Южного Урала проведено численное моделирование источников. При задании физических свойств мы основывались на результатах петрофизических исследований. Для горных пород основного и ультраосновного состава Тараташского комплекса петрофизические исследования показали, что значения магнитной восприимчивости колеблются в пределах 2000–5000×10^{-5} ед. СИ, достаточно высокие значения получены для гранитных мигматитов, гнейсов, сланцев 1000–3000×10^{-5} ед. СИ (Плохих и др., 1988). Сведения по измерениям остаточной намагниченности весьма скудные, но принимая во внимание, что для магнитных образцов горных пород значение фактора Кенингбергера, как правило, меньше 1, мож-но оценить, что остаточная намагниченность не превышает 1–2 А/м.

По результатам исследований в скважинах глубиной до 1000 м Северо-Тараташского участка следует, что породы, обладающие высокой магнитной восприимчивостью (2000–8000×10^{-5} ед. СИ), имеют преимущественно индуцированную намагниченность (Белоглазова и др., 2017).

Осадочный и верхний кристаллический (гранитный) слои земной коры характеризуются низкой средней намагниченностью и не вносят заметного вклада в региональные аномалии. Магнитные блоки в гранитном слое Уральских структур по результатам моделирования для профилей ГСЗ имеют интегральную намагниченность в пределах 2–3 А/м (Федорова, Колмогорова, 2013; Колмогорова, Федорова, 2015). Исследования региональных маг-

нитных аномалий показали, что они могут создаваться вариациями поверхности базальтового слоя земной коры и намагниченность оценена ~3 А/м. (Федорова и др., 2013; 2017).

На Тараташском профиле ГСЗ мощность осадочного слоя в башкирском мегаантиклинории составляет 5–7 км. Граница третьего сейсмоструктурного этажа (базальтового слоя) проходит на глубинах от 14 до 26 км, причем подъемы до 14 км происходят в Центрально-Уральском и Восточно-Уральском поднятиях (Дружинин и др., 1990). Средняя глубина до базальтового слоя – 18–20 км. Эти значения были использованы для трехмерного моделирования.

Результаты моделирования в виде трехмерного рельефа приведены на рис. 3 (цветная вкладка). Поверхность нижнего базальтового слоя земной коры поднимается в Тараташском антиклинории до 14 км (рис. 3*в*, цветная вкладка). Выше в пределах Башкирского мегаантиклинория выделены два дугообразных пояса. Один пояс начинается в северной части Уфимского (Западно-Уфалейского) разлома и проходит непосредственно под Тараташским антиклинорием, а второй расположен к западу от него. Оба пояса простираются в сторону Предуральского прогиба в юго-западном направлении, и их положение не согласуется с простиранием Тараташско-Курагайского разлома. Под Зюраткульским разломом также протягивается глубинный пояс, который смещен к востоку относительно верхних Кусино-Копанских интрузивных массивов. Между Зюраткульским и главным Уральским разломами в гранитном слое отсутствуют магнитные источники.

Как следует из результатов моделирования, в Тараташском антиклинории магнитные блоки в верхнем слое находятся непосредственно над подъемом базальтового слоя и выступающего над ним в гранитном слое базит-ультрабазитового пояса. Поэтому вряд ли здесь были крупные горизонтальные перемещения с востока на запад верхних комплексов.

Выводы

В результате применения современных компьютерных технологий для территории Южного Урала в окрестности Тараташского антиклинория выделены магнитные аномалии от различных слоев земной коры и построены соответствующие им модели источников аномалий. Согласно распределению источников можно сделать вывод, что верхний комплекс в Тараташском антиклинории – это приподнятая часть глубинного базит-ультрабазитового пояса Восточно-Европейской платформы.

Литература

Бызов Д.Д., Муравьев Л.А. Вычисление вертикальной компоненты геомагнитного поля с помощью аппроксимации его модуля системой намагниченных отрезков // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 24–28.

Бызов Д.Д., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Аппроксимационный метод приведения магнитных данных к полюсу // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 43-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2017. С. 326–330.

Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Геодинамическая обстановка Северо-Тараташского участка по геофизическим исследованиям скважин // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1(29). С. 60–65.

Гарань М.И. Верхний докембрий. Эокембрий (венд) – нижний кембрий // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1969. С. 70–132.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение) N41. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013а.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение) N40. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013б.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Кашубин С.Н., Рыбалка В.М. Новые данные о глубинном строении северной части Южного Урала в сечении Тараташского про-

филя ГСЗ // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 121–125.

Казанцева Т.Г., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Надвиговые структуры Башкирского антиклинория и Предуральнного прогиба // Шарьяжное строение Урала и других складчатых областей. Уфа: ИГ Башкирский филиал АН СССР, 1986. С. 32–44.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Бережная Н.Г., Нехорошева А.Г. Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале // ДАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 803–807.

Колмогорова В.В., Федорова Н.В. Результаты моделирования глубинного строения земной коры уральской части геотраверса Кварц // Геофизика. 2015. № 6. С. 67–82.

Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология железорудных месторождений тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ, 1978. С. 3–45.

Магниторазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 470 с.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016. 94 с.

Мартышко П.С., Рублев А.Л., Федорова Н.В. Метод нахождения поверхностей намагниченных слоев земной коры // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 61–66.

Мартышко П.С., Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для структурных задач магнитометрии // Геофизика. 2010. № 4. С. 3–8.

Мартышко П.С., Фёдорова Н.В, Гемайдинов Д.В. Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномального магнитного поля Урала // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 201–203.

Мартышко П.С., Федорова Н.В, Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Изучение структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы с использованием параллельных алгоритмов // Физика Земли. 2014. № 4. С. 50–55. DOI: 10.7868/S0002333714040097.

Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2. М.: МГУ, 1989. 271 с.

Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б. Глубинное строение, тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 107 с.

Плохих Н.А., Ананьева Е.М., Васильев Г.П., Власова Н.В., Глухих И.И., Каплун В.Е., Кокшаров А.А., Кунщиков Б.В., Меньшиков Ю.П., Плохих Г.П., Пунегов Б.Н., Рыжий Б.П., Сапожников В.М., Филатов В.В., Шапиро ВА., Экштейн Г.И. Петрофизические методы поисков и изучения железнорудных месторождений на Урале. Свердловск: РИО Упрполигрфиздата, 1988. 228 с.

Соболев И.Д. Основные черты геологического строения. Краткий очерк тектонического развития // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 12. С. 220–240.

Степанов А.И., Ронкин Ю.Л. Изотопная геохронология древнейших магматических и метаморфических комплексов зоны Зюраткульского разлома (Южный Урал) // Труды ИГГ УрО РАН, 2016. В. 163. С. 178–184.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В. Модели распределения намагниченности и скорости продольных волн в земной коре Тимано-Печорского и Северо-Уральского регионов // Литосфера. 2013. № 5. С. 160–169.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Рублев А.Л., Цидаев А.Г. Магнитная модель северо-восточной части Европы // Геофизические исследования. 2013.Т. 14. № 2. С. 25–37.

Федорова Н.В., Мартышко П.С, Гемайдинов Д.В., Рублев А.Л. Компьютерная технология выделения магнитных аномалий от слоев земной коры и результаты ее применения для северной части Евразии // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 58–66.

Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В. Магнитные аномалии и модель распределения намагниченности в земной коре приполярного и полярного секторов Уральского региона // Геофизический журнал. 2017. Т. 39. № 1. С. 111–122.
Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов. Свердловск: УНЦ РАН СССР, 1984. 264 с.
Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера. 2008. № 6. С. 63–72.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

XIX УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

С 26 по 30 марта 2018 года в Екатеринбурге на базе Института геофизике им. Ю.П. Булашевича УрО РАН прошла XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике. Школа проходила при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, Федерального агентства научных организаций и Горного института УрО РАН.

Общее количество участников составило 107 человек. В этом году в работе конференции принимали участие молодые ученые из Москвы, Петрозаводска, Воронежа, Перми, Новосибирска, Казани, Нерюнгри, Архангельска, Самары, Обнинска, Горно-Алтайска, Томска, Стерлитамака, Сыктывкара, Якутска, а так же других городов России. Достаточно широко было представлено зарубежье: Узбекистан, Казахстан, Армения. За время проведения школы было прослушано 45 устных докладов участников, и прошла стендовая секция, в которой был представлен 21 доклад. В этом году расширилась тематика школы, и часть докладов имело геологическое направление.

По традиции «школьники» прослушали лекции ведущих ученых различных геофизических направлений.

В лекции заведующего лабораторией математической геофизики ИГФ УрО РАН, член-корреспондента РАН **Мартышко Петра Сергеевича** «*Построение плотностных моделей земной коры на основе комплексной интерпретации геофизических данных*» были освещены актуальные вопросы особенностей интерпретации геофизических полей.

Губина Августа Ивановна, д.г.-м.н., профессор кафедры геофизики ПГНИУ в лекции «*Результаты внедрения новых методов и технологий исследования скважин в ООО Пермский инженерно-технический центр "Геофизика"»* рассказала участникам школы об основных аппаратурных разработках, используемых на нефтяных и газовых скважинах.

Заведующий лабораторией геофизических исследований из Курчатовского Института геофизических исследований к.г.-м.н. **Романов Алексей Михайлович** в своей лекции *«Обосновании применения геофизических методов при картировании и оценке гидродинамических структур»* привел примеры работ на некоторых месторождениях Казахстана.

Вызвала большой интерес лекция главного научного сотрудника, д.г.-м.н. **Демежко Дмитрия Юрьевича** *«Изменения климата Урала за последние 30 тысяч лет (геотермические свидетельства)»*, в которой он рассказал о климатической истории Урала и ответил на возникшие вопросы «школьников» о глобальном потеплении.

В лекции *«Радиационные беды Урала»* заведующий лабораторией геодинамики, к.г.-м.н. **Юрков Анатолий Константинович** охватил проблемы не только Уральского региона, но и провел исторический экскурс по радиационным катастрофам за более чем 50-летний период.

Традиционно, каждая секция была представлена широким кругом разнообразных докладов. Так, в секции «Теория и методы интерпретации геофизических полей» доклады, представленные молодыми учеными, охватывали широкий круг различных методов и подходов в моделировании геофизических полей различной природы (***Мисилов В.Е., Мифтахов В.О.*** «Методика численного решения прямой линейной задачи магнитометрии для горизонтального слоя с переменной намагниченностью»; ***Бызов Д.Д., Черноскутов А.И.*** «Эффективный алгоритм решения прямой задачи гравиразведки для "эллиптических» моделей"»; ***Горшков В.Ю., Маликов А.В.*** «Сопоставление данных ВЭЗ и ППР над контактом скальных пород»; ***Ласкина Т.А.*** «О возможности использования промышленного магнитного поля при наземно-подземной съемке в условиях соляных месторождений»).

В секции «Скважинные исследования» рассматривались новейшие разработки в области геофизических исследований скважин. Так, в докладе ***Фролова В.М.*** «Возможности

и задачи, решаемые LWD кавернометрией» были представлены новые возможности данного метода определения диаметра скважин на различных месторождениях Западной Сибири. ***Трошкин А.С.*** в своем докладе «Прогноз проницаемости по параметру насыщения Ветлянского месторождения» показал новый подход для прогноза проницаемости нефтегазонасыщенных пластов по данным комплексных скважинных исследований. Так же в этой секции присутствовали доклады, посвященные различным комплексам геофизических исследований (***Филимончиков А.А.*** «Методики электроразведки постоянным током при решении инженерно-геологических и геотехнических задач»; ***Матвеева Н.А.*** «Анализ глобального гравитационного поля земли с использованием сферического ВЕЙВЛЕТ-преобразования»; ***Арапов В.О.*** «Анализ проницаемости Мухановского месторождения на основе геологического материала»; ***Коротков М.Ю., Пономаренко И.А.*** «Применение метода группового учета аргументов для выявления типа коллектора в нефтяных скважинах»; ***Ворошилов В.А., Асанова К.И., Михайлюк С.А***. «Комплексное применение геофизических методов при локализации олистолитов на территории горного массива Пиенин»; ***Борисов А.В., Медведевских И.В.*** «Интерпретация комплексных геофизических измерений на кварцево-жильных месторождениях»).

В этом году секция «Сейсмологические исследования» тесно переплелась с геодинамическими процессами. Достаточно широко были представлены доклады, посвященные как чистой сейсморазведке (***Волегов Е.А.*** «Использование первых вступлений сейсмограмм для изучения участка развития карстово-суффозионной воронки»; ***Ларина Т.Г., Сергеев Н.Н.*** «Использование сейсморазведочных данных при изучении техногенных структур на участках подземных ядерных взрывов»; ***Мурыськин А.С.*** «Сравнительный спектральный анализ записей сейсмических датчиков SEISMONITOR и GURALP»; ***Фёдоров А.А., Сясько А.А.*** «Сейсмическое микрорайонирование объектов промплощадки месторождения “НЕЖДАНИНСКОЕ” при проектировании хвостохранилища»), так и связи сейсмических данных с геодинамической обстановкой в различных геологических условиях (***Медведь И.В.*** «Изображения коллизионных зон Кавказа и киргизского Тянь-Шаня с помощью методов сейсмической томографии»; ***Туктаров Р.М.*** «Сейсмичность арктической зоны республики Саха Якутия и перспективы развития локальной сети сейсмических наблюдений на арктическом шельфе»; ***Гусева Н.С., Голубева И.В., Белевская М.А., Шулаков Д.Ю., Варлашова Ю.В., Старикович Е.Н.*** «Сейсмичность Уральского региона за 2017 год по инструментальным наблюдениям уральской сейсмологической сети»; ***Кукарина Е.В., Цибизов Л.В.*** Магматическая система под вулканом Утурунку (Боливия) по результатам сейсмотомографии и моделирования напряжений»; ***Остапчук А.А.*** «Сейсмоакустический портрет процесса подготовки деформационных событий сдвигового типа»).

Секция «Радиационные исследования» объединила в себе доклады, посвященные не только методам ядерной геофизики, но и измерениям, проводимым на образцах различных горных пород, а так же созданию петромагнитных моделей (***Николаев М.Р., Пономаренко И.А.*** «Формирование петромагнитной модели кристаллических пород по петрофизическим данным на примере участка в восточной части воронежского кристаллического массива»; ***Куткин Я.О., Красилов М.Н., Насибуллин Р.Р.*** «Особенности деформирования каменной соли при импульсных нагрузках»; ***Бирюлин С.В***. «Изменение проницаемости горных пород в условиях одноосного сжатия»; ***Селезнев А.А., Ханфи М.Ю.М., Меньшикова Е.А.*** «Современные антропогенные отложения в локальных понижениях микрорельефа на урбанизированных территориях: состав и свойства»; ***Светлакова Е.В.*** «Численное моделирование электрических полейдля определения зависимости удельного электрического сопротивления от размеров образца»).

В секции Стендовых докладов участники школы рассказывали и показывали различные результаты как в области наземных геофизических исследований (***Банникова П.А.*** «Электроразведка при детализации рудных подсечений на Чусовском медно-цинковом колчеданном месторождении»; ***Галиева М.Ф., Крутенко Д.С.*** «Карта теплового потока и нефтегазоносность п-ва Ямал»; ***Зырянова А.В.*** «Изучение фильтрации высокоминирализован-

ных шламовых вод методом электротомографии (Мирный, республика Саха)»; ***Котова Т.Ю., Нафикова А.Р.*** «Исследование процессов переноса радона во влагонасыщенном грунте»; ***Магомедова А.Ш., Езимова Ю.Е., Удоратин В.В.*** «Экспрессная эманационная съемка в пределах разломных зон вычегодского прогиба»; ***Овчинникова Е.А.*** «Сравнение результатов обработки данных МОВ ОГТ с взрывным и невзрывным источниками»; ***Федоренко И.В.*** «Новые данные о сейсмичности Хребта Гаккеля»), так и в скважинной геофизике (***Баженова Е.А., Вдовин А.Г.*** «Оценка изменения напряженно-деформированного состояния геологической среды после технологического взрыва по результатам скважинных исследований»; ***Вдовин А.Г.*** «Непрерывный каротаж естественного электромагнитного излучения»; ***Лунёва Т.Е.*** Перспективность нефтегазоносности палеозойских отложений Нюрольской мегавпадины по геотемпературному критерию»; ***Мадишева Р.К., Сагиндиков К.И.*** «Определение глинистости сложных коллекторов»).

Стоит отметить, что уровень докладов молодых ученных находится на очень высоком уровне как в постановке задачи, так и технической грамотности. Исследования проводятся с помощью современной аппаратуры на высоком мировом уровне.

За 19 лет проведения школы выросло два «научных поколения». Сегодня на конференцию уже приезжают так называемые «ученики-учеников», то есть воспитанники участников первых школ. И мне кажется, что если в геофизику приходят умные и талантливые молодые специалисты, то у этой науки есть будущее.

По традиции была предложена культурная программа с посещением Свердловского академического театра драмы, мемориала граница «Европа-Азия», мужского монастыря Ганина Яма, а также музея Военной техники в Верхней Пышме, от которого осталась в восторге не только мужская половина участников.

Научный сотрудник
лаборатория скважинной геофизики
Баженова Е.А.

ЮБИЛЯРЫ

12 января 2018 года исполняется 80 лет сотруднику лаборатории электрометрии Института геофизики, кандидату технических наук

ВИШНЕВУ ВЛАДИМИРУ СЕРГЕЕВИЧУ.

Владимир Сергеевич родился в с. Полдневая Свердловской области. В 1957 г. после окончания Свердловского горно-металлургического техникума был направлен в Няксимвольскую геофизическую экспедицию в Серовскую группу геофизических партий Уральского геологического управления МинГео СССР. В 1969 году заочно закончил Свердловский ордена Трудового Красного Знамени горный институт им. В. В. Вахрушева по специальности «геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». В Институте геофизики УрО РАН работает с 1967 г.

За 50 лет работы в Институте Владимир Сергеевич принимал участие в выполнении огромного объема опытно-методических полевых электроразведочных работ методами МТЗ, АудиоМТЗ, ИЧЗ, разработке и испытании макетов электроразведочной аппаратуры, опробовании новых методик электрометрии, обработке и интерпретации электроразведочных данных.

По результатам научно-исследовательских работ в 1996 году Владимир Сергеевич защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата технических наук на тему «Исследование возможности использования блуждающих токов железной дороги для получения количественных геоэлектрических характеристик».

Вишнев Владимир Сергеевич является ответственным исполнителем научной темы НИР лаборатории электрометрии и научных исследований по Проектам фундаментальных исследований.

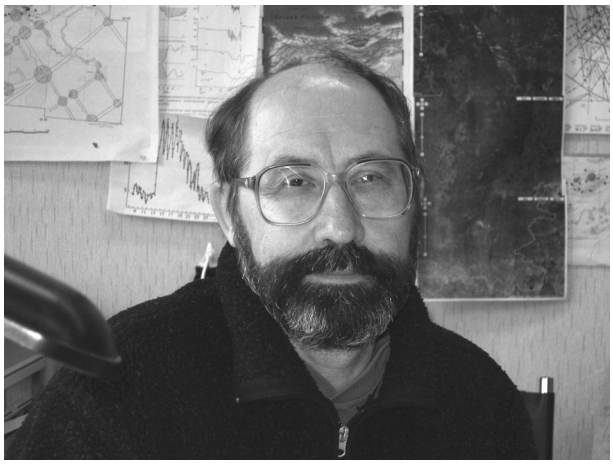
За время работы им опубликовано около 100 научных работ, получено пять авторских свидетельств и патентов РФ, материалы научных работ были представлены на многочисленных Международных и российских конференциях, семинарах и симпозиумах.

Результаты научных исследований, проводимых в Институте геофизики при участии Вишнева В.С., вошли в основные научные достижения РАН за 2009 и 2011 гг.

Владимир Сергеевич пользуется заслуженным уважением коллег.

Желаем Владимиру Сергеевичу
дальнейших творческих успехов в работе,
крепкого здоровья и счастья.

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



12 февраля 2018 г. исполнилось 70 лет старшему научному сотруднику, кандидату физико-математических наук

ОВЧАРЕНКО
АРКАДИЮ ВАСИЛЬЕВИЧУ

После окончания в 1971 г. геофизического факультета Казахского политехнического института он работал в нем начальником научного отдела, старшим научным сотрудником, заведующим лабораторией Казахского филиала Всесоюзного института разведочной геофизики. С 1989 г. по настоящее время работает в Институте геофизики УрО РАН в должности старшего научного сотрудника лаборатории региональной геофизики.

Направление научной деятельности Аркадия Васильевича связано с исследованием динамики современного деформирования земной коры, локальных аномалий вековых вариаций магнитного поля. Он разработал методику создания динамических моделей объемного деформирования земной коры с использованием комплексных геофизических и геодезических данных. Создал конкретные базы геодинамического мониторинга и модели деформирования земной коры для Урала, о. Тайвань, Юго-Восточной Европы, Центральной Азии, Прикаспийской впадины. Составленные им модели позволяют оценивать потенциальную опасность геодинамических катастроф.

При непосредственном участии Аркадия Васильевича создана сеть мониторинга GPS на территории Среднего Урала, и построена карта векторов современных горизонтальных движений. На основе предложенной им новой методики выполнено изучение локальных аномалий векового хода геомагнитного поля на Урале и полуострове ЯМАЛ.

Результаты исследований Аркадия Васильевича опубликованы более чем в ста научных работах.

Поздравляем Аркадия Васильевича с юбилеем,
желаем крепкого здоровья
и дальнейших творческих успехов.

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

С ЮБИЛЕЕМ !

22 февраля 2018 г. юбилей у
ФЕДОРОВОЙ ОЛЬГИ ИВАНОВНЫ –
старшего научного сотрудника лаборатории экологической геофизики.

Федорова О.И. в 1985 г. закончила геофизический факультет Свердловского горного института и была принята в Институт геофизики в лабораторию индукционных зондирований на должность инженера-стажера.

С 1985 по 1989 гг. работала в группе под руководством кандидата геолого-минералогических наук Титлинова В.С. и кандидата физико-математических наук Журавлевой Р.Б., занимающихся разработкой методики индукционных зондирований Земли контролируемым источником поля. Участвовала в экспедиционных работах, связанных с изучением методами РИЗ и ИЧЗ территорий, перспективных на медно-колчеданные руды в Свердловской области и Башкирии. В 1986–1987 гг. принимала участие в научно-исследовательских работах по изучению водозащитной толщи месторождений калийных солей (Пермский край). В 1990 г. – исследовательские работы на Ямале по изучению деградации вечной мерзлоты. С 2000 г. под руководством кандидата технических наук Улитина Р.В. занималась инженерно-геологическими и геоэкологическими исследованиями в районе ПО «Маяк» (Челябинская обл.) и г. Камышлова.

С января 2004 г. Федорова О.И. является научным сотрудником Института геофизики, с 2010 г. – старшим научным сотрудником. В 2005 году она защитила кандидатскую диссертацию по геолого-минералогическим наукам на тему «Геоэлектрическая диагностика загрязнения геологической среды промышленными стоками».

Основное направление научной деятельности Федоровой О.И. заключается в проведении теоретических и экспериментальных исследований по разработке и развитию геоэлектрической методики изучения техногенного загрязнения геологической среды и мониторинга состояния гидротехнических сооружений. При проведении полевых работ успешно осуществляет экспериментальную отработку новых технологий применения электроразведочных методов на геоэкологических объектах в Свердловской и Челябинской областей.

Федорова О.И. – автор и соавтор 70 опубликованных научных работ, в том числе пяти патентов на изобретения.

Ольга Ивановна всегда принимает активное участие в общественной жизни Института и проводимых спортивных мероприятиях, в настоящее время является членом профсоюзного комитета.

**Сердечно поздравляем Ольгу Ивановну с юбилеем
и желаем ей крепкого здоровья, новых научных достижений и
успехов в трудовой деятельности!**

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

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 1 (31) 2018

ISSN 1991-0223

Учредитель
Уральское отделение Российской академии наук

Соучредитель
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

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

Подписано в печать 18.04.2018.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 6,4
Уч.-изд. л. 6,5. Тираж 100
Заказ № 64

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

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620089, г. Екатеринбург, ул. Луганская, д. 59/4

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 – 4 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»