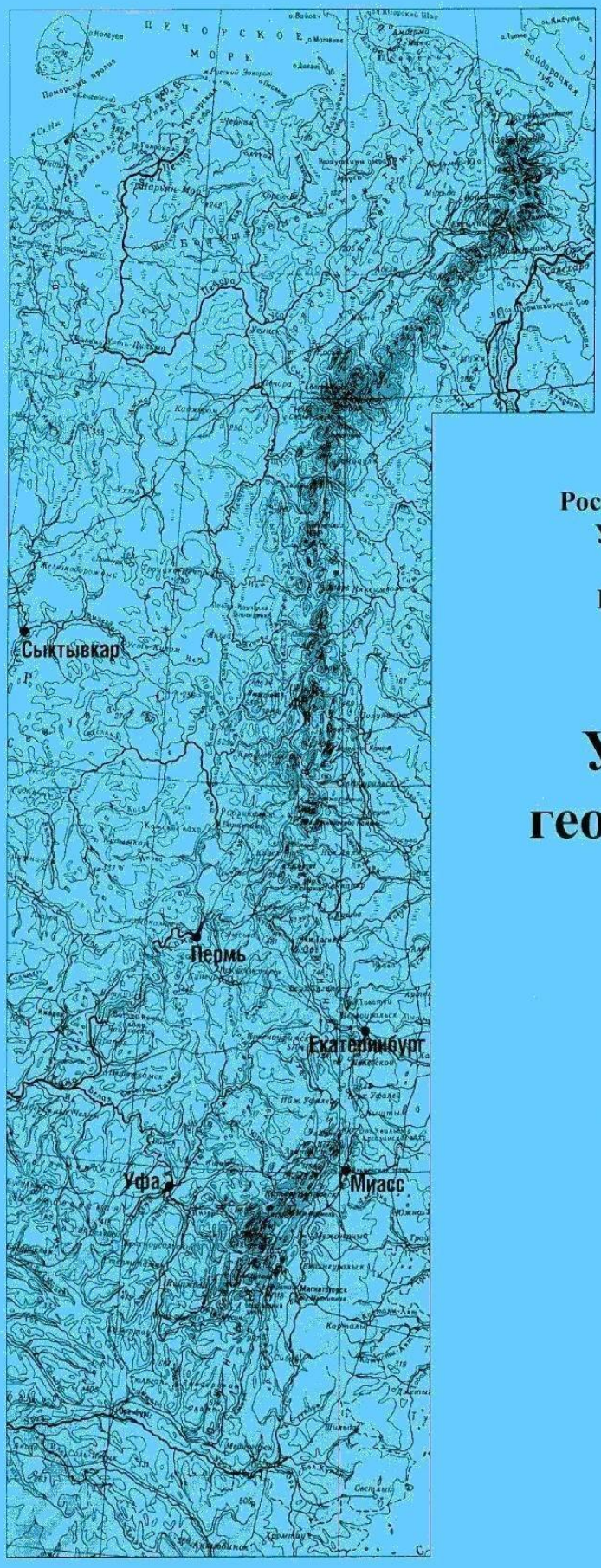
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 1
2009

Екатеринбург
2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 1 (14)

Основан в 2000 г.
Выходит 4 раза в год
ISSN 1991– 0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Уткин В.И. (voutkin@rambler.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В.
Ответственный секретарь
Аревкова Э.О.

Члены редколлегии:

Авсюк И.Н.
Глухих И.И.
Демежко Д.Ю.
Дружинин В.С.
Маловичко А.А.
Мартышко П.С.
Сашурин А.Д.
Талалай А.Г.
Хачай Ю.В.
Хуторской М.Д.
Человечков А.И.
Шаров Н.В.
Шестаков А.Ф.
Эпов М.И.

Институт геофизики УрО РАН
Ул. Амундсена, 100
20016, г. Екатеринбург, Россия
Тел. (343) 267 8868/267 8889
Факс. (343)2678872
E-mail: uralgeoph@mail.ru

Екатеринбург, 2009

СОДЕРЖАНИЕ

Бахтерев В.В.
Особенности высокотемпературной электропроводности гипербазитов из Войкаро-Сынинского массива…….. 4

Виноградов А.М.
Систематика методологических установок в интерпретации геополей…… 11

Демежко Д.Ю.,Рывкин Д.Г., Юрков А.К., Дергачев В.В., Корсунцев В.Г.
Комплексные геотермические исследования в скважине kun-1 (о. Кунашир). Часть 1: вертикальное распределение температур, тепловой поток, влияние рельефа, гидрогеологии, распространение суточных волн……. 18

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.
Знание строения земной коры– один из факторов эффективного прогноза поисков месторождений углеводородов…….. 30

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г.
О комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных при построении региональных геолого-геофизических моделей……... 37

Муравьев Л.А., Носкевич В.В., Федорова Н.В.
Результаты магнитометрических исследований археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале…….. 44

Пунегов Б.Н.
Микромагнитная съёмка при археологических исследованиях (на примере Аркаима)……. 50

Сокол - Кутыловский О.Л., Тягунов Д.С.
Об источниках городского низкочастотного электромагнитного шума……... 59

Улитин Р.В., Федорова О.И.
Особенности распределения электрического поля при дифференциальном электрозондировании над локальными неоднородностями……... 65

Уткин В.И., Юрков А.К.
Деформация изгиба и трение – основные процессы при подготовке тектонического землетрясения……. 70

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

X Уральская молодежная научная школа по геофизике…… 74

Наши поздравления……. 78

Памяти нашего товарища……... 78

==========

Вниманию читателей!

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

CONTENTS

Bakhterev V.V.
Special features of the high temperature conductivity of the hyperbaziters from the Voikaro-Synin massif…… 4

Vinogradov A.M.
Systemaichion of methodological installations in interpretation of geofields……. 11

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Yurkov A.K., Dergachev V.V., Korsuntsev V.G.
Complex geothermal investigations in the borehole kun-1 (Kunashir island). Part 1: vertical temperature distribution, heat flow, topography and hydrogeology influence, diurnal wave propagation …… 18

Druzhinin V.S., Nachapkin N.i., Osipov V.Yu.
Knowledge of the earth's crust structure– one of factors for the effective forecast of hydrocarbons deposits searches……... 30

Martyshko P.S., Ladovsky I.V., Tsidaev A.G.
On gravity and seismic data complex interpretation for constructing geologic – geophysical models…… 37

Muraviev L.A., Noskevich V.V., Fedorova N.V.
Magnetometric investigations results of South Urals' bronze age archaeological sites……... 44

Punegov B.N.
Micromagnetic survay at archeological researches (by the example Arkaim) …… 50

Sokol - Kutylovskij O.L., Taygunov D.S.
About sources of low frequencies magnetic noise in the city……. 59

Ulitin R.V., Fedorova O.I.
Features of distribution electrical fields at differential electrosounding above local inhomogeneities…… ... 65

Outkin V.I., Yurkov A.K.
Deformation of the bend and friction – the basic processes by preparation of tectonic earthquake……... 70

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE. 74

X Ural youth scientific school on geophysics 78

Our calibrations……..…… 78

In memory of our friend…….

==========

To attention of readers!

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

УДК 550.8:553.08:53/54

ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ ИЗ ВОЙКАРО-СЫНИНСКОГО МАССИВА

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

Аннотация. Изучены образцы серпентинизированных гипербазитов, вмещающих хромитовую руду. Руда представлена убогой и редкой вкрапленностью глиноземистого магнезиального типа. В дунитах вокруг рудных тел отмечается вкрапленность хромшпинелидов. Получены температурные зависимости электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь в интервале температур 20-800 °С. Определены электрические параметры *lgRo, Eo* исследованных образцов и установлен характер их распределения.

Серпентинизация гипербазитов, электрическое сопротивление, энергия активации, высокая температура.

SPECIAL FEATURES OF THE HIGH TEMPERATURE CONDUCTIVITY OF THE HYPERBAZITES FROM THE VOIKARO-SYNIN MASSIF

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

Abstract. The article considers the research of the serpentized hyperbazites samples from the massif that contains poor dispersed chromite deposit. The chromite deposit consists of sparse sprinkles of alumina magnesia type. The holding massif includes relatively dense sprinkles of chromespinellides. The experiments allowed to establish dependence of electrical resistance and dielectric loss tangent on temperature in the range of 20-800 °C. Parameters of high-temperature resistance *lgRo, Eo* for the tested samples and type of distribution of these parameters were defined.

Serpentinization of ultramafics, electrical resistance, activation energy, high temperature.

Введение

Гипербазиты являются важным контролирующим фактором хромитовых месторождений. Однако строение, состав, хромитоносность каждого гипербазитового массива имеют свои особенности. Хромитовое оруденение характеризуется значительной изменчивостью типоморфных признаков и исключительной сложностью локализации. Осложняющими факторами, влияющими на сохранность и качество хромитовых руд, являются процессы метаморфизма (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Луцкина, 1983; Малахов, 2003). Разнообразие точек зрения на генезис и условия концентрации хромшпинелидов не позволяют однозначно решать вопрос о перспективности того или иного гипербазитового массива. Существующие геофизические методы не дают должного эффекта (Комплексные…, 1986). Для более плодотворного проведения разведочных работ на хромиты исключительное значение имеют исследования закономерностей формирования и локализации хромитового оруденения, выявление рудоконтролирующих элементов и разработка новых методологических подходов к прогнозу и оценке хромитовых месторождений. Изучение высокотемпературной электропроводности гипербазитов, вмещающих хромитовое оруденение, может выявить новые нетрадиционные поисковые признаки хромитовых руд. Изучение хромитов представляет и общегеологический интерес, так как они, являясь породами мантийного генезиса, несут информацию о геодинамических процессах, с которыми связано формирование литосферы.

Геология и хромитоносность Войкаро-Сынинского массива описаны в ряде работ, например (Савельева, 1977; Савельев , 1977; Макеев, Перевозчиков, Афанасьев, 1985; Реестр…, 2000; Перевозчиков, Овечкин, Попов, 2004; Перевозчиков, 2006). Основные перспективы массива связаны с хромитовыми рудами глиноземистого маг-

незиального типа, локализованными в гарцбургитовом комплексе. По данным (Перевозчиков, 2006) в пределах массива гарцбургитовый структурно-вещественный комплекс занимает около 70%. Морфологические, структурные и вещественные характеристики хромитопроявлений глиноземистого типа весьма изменчивы и находятся в тесной зависимости от положения в структуре гарцбургитового структурно-вещественного комплекса. По условиям локализации, морфологии и характеру контактов рудных тел, структурно-текстурным особенностям и густоте вкрапленности хромитовых руд в глиноземистом типе выделены два класса: бедных, редковкрапленных, убоговкрапленых руд в дунитовых телах и богатых, густовкрапленных, сплошных руд в проницаемых зонах среди гарцбургитов (Перевозчиков, Овечкин, Попов, 2004).

Класс бедных хромитовых руд локализован исключительно внутри дунитовых тел. Типоморфными чертами класса являются шлировая, жилообразная, линзовидная, неправильная формы и постепенные границы рудных тел, преобладание убого-вкрапленных, редковкрапленных руд глиноземистого магнезиального типа. Границы тел как постепенные, так и резкие. Размеры оруденения небольшие, рудные зоны обычно включают несколько линзовидных тел мощностью до первых метров. Важной особенностью рудовмещающего комплекса является то, что вокруг рудных тел в дунитах отмечается повышенная вкрапленность хромшпинелидов (до 5-10%) (Реестр…, 2000; Перевозчиков, Овечкин, Попов, 2004).

Нашими прошлыми работами исследована электропроводность образцов руд и вмещающих гипербазитов из ряда месторождений Алапаевского и Ключевского гипербазитовых массивов (Бахтерев, 2008а). Изученные руды – высокохромистые массивные, густовкрапленные. Все образцы вмещающих пород были без видимой вкрапленности хромшпинелидов. Месторождения различаются структурно-вещественными комплексами, степенью метаморфизма пород и руд. Получены зависимости их электрического сопротивления от температуры в интервале 20-800 °С. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления R_0). Для исследованных объектов все точки с координатами E_0, lgR_0 отклоняются от базовой линии $lgR_0=a-bE_0$, установленной для безрудных массивов и площадей. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец. Для всех исследованных объектов характер распределения точек с координатами E_0, lgR_0 одинаков. В то же время, графическое изображение этой связи в координатах E_0, lgR_0 четко показывает, что поля распределения фигуративных точек разных объектов не совпадают. Такое поведение высокотемпературной электропроводности является отражением своеобразия геологических условий, истории становления и развития исследованных гипербазитовых массивов и месторождений в них (Бахтерев, 2008а, б).

Цель настоящей работы – исследовать температурную зависимость электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь пород с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов, вмещающих убоговкрапленные и редковкрапленные руды глиноземистого магнезиального типа; определить их электрические параметры *lgRo, Eo* и установить характер этого распределения.

Методика исследований и образцы

Установка и методика измерения электропроводности образцов горных пород при высоких температурах и определение электрических параметров описаны ранее (Бахтерев, 2000; 2008б). Электрическое сопротивление (R) измеряли двухэлектродной установкой в режиме динамического нагрева через каждые 10 градусов в интервале температур 20-800 °С. Скорость нагревания 4 град/мин. Температуру определяли на расстоянии 10 мм от образца хромель-алюмелевой термопарой. Исследуемые образцы вырезали в форме кубика с ребром 15 мм и по-

мещали между плоскими электродами (один электрод медь, второй — нержавеющая сталь). Измерительный прибор – тераомметр Е6-13А. Прибор позволяет измерять электрическое сопротивление постоянному току в диапазоне от 10 до 10^{14} Ом. Относительная ошибка составляет ±(2,5-4)% и зависит от диапазона измерений. В качестве измерительного прибора для определения тангенса угла диэлектрических потерь (tgδ) использован «Измеритель L, C, R цифровой» Е7-8. Рабочая частота прибора 1000 Гц.

Для определения энергии активации E_0 и коэффициента электрического сопротивления lgR_0 кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах *lgR, 1/T*. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой *lgR=f(1/T)* в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая *lgR=f(1/T)* не искажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления lgR_0 определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой *lgR=f(1/T)* на оси ординат.

Образцы для исследования отобраны в северной («фоновой») части Войкаро-Сынинского массива (3 образца), из безрудных площадей вмещающих пород Аркашорского рудопроявления (5 образцов). Эти образцы без видимой вкрапленности хромшпинелидов приняты в качестве «фоновой» породы. Остальные образцы отобраны из керна нескольких скважин (участок Ямботывис). Всего отобрано и изучено около 70 образцов. Во всех образцах визуально оценено содержание хромшпинелидов в количестве от единичных зерен до убогой вкрапленности. Образцы для исследования любезно предоставлены кандидатом геолого-минералогических наук Н.В. Вахрушевой (УГГУ, Екатеринбург).

Результаты и их обсуждение

Для всех исследованных образцов измерены температурные зависимости электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь в интервале 20-800 °С.

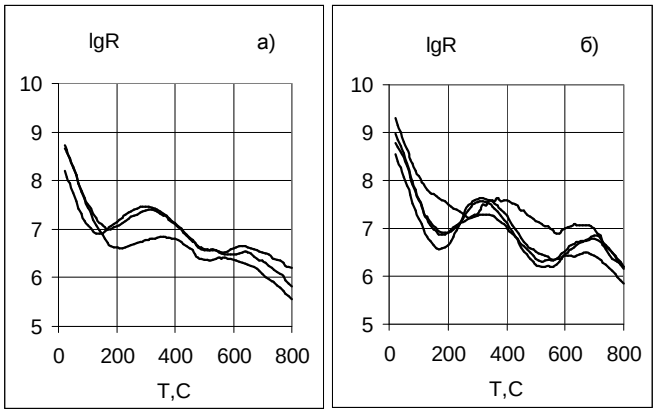


Рис. 1. Температурные кривые электрического сопротивления образцов серпентинитов из северной (фоновой) части Войкаро-Сынинского массива (а) и безрудных площадей Аркашорского рудопроявления (б).
Здесь и на рис. (2-7) электрическое сопротивление *R*, Ом

В качестве примера на рис. 1, 2 приведены типичные кривые *lgR=f(T)* и *lg(tgδ)* для части исследованных образцов из северной «фоновой» части массива (рис. 1а), безрудных площадей вмещающих пород Аркашорского рудопроявления (рис. 1б) и дунитов, вмещающих оруденение Ямботывисского участка (рис. 2). По измеренным кривым *lgR=f(T)* определили энергию акти-

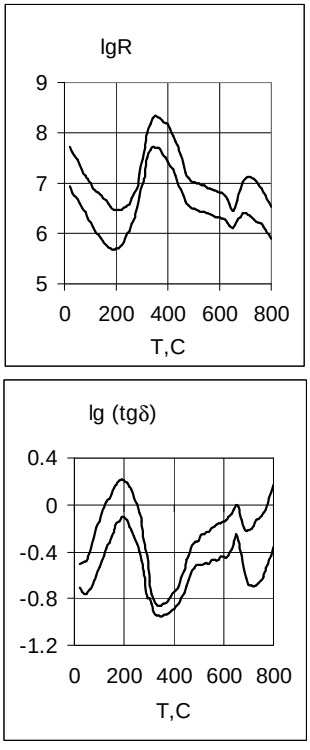


Рис. 2. Типичные температурные кривые электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь вмещающих пород

вации в температурном интервале 400-600 °С и коэффициент электрического сопротивления.

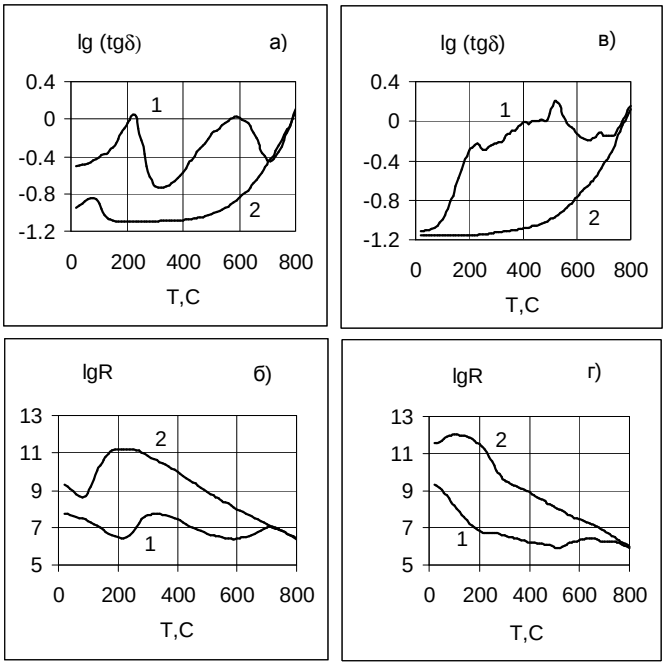


Рис. 3. Температурные кривые электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь образцов дунита (а, б) и гарцбургита (в, г) при первом (кривые 1) и втором (кривые 2) прокаливании

Установлено, что все исследованные образцы по величине электрического сопротивления при нормальной температуре различаются примерно на один порядок. Такое различие сохраняется во всем температурном интервале. Электрическое сопротивление образцов горных пород составляет при нормальной температуре 10^8-10^9 Ом, а при 800 °С – 10^5-10^6 Ом. По характеру кривых *lgR=f(T)* и *lg(tgδ)* все исследованные гипербазиты аналогичны.

На всех кривых четко выделяются экстремумы в температурных интервалах 100-400 °С и 600-700 °С. При повторном испытании контрольных образцов в температурном ходе электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь экстремумов уже не наблюдали (рис. 3).

Диэлектрические потери носят преимущественно релаксационный характер. Частицы, которые обусловливают релаксационную поляризацию, могут быть различной природы: это могут быть дипольные молекулы, слабо связанные ионы или электроны. Такие частицы независимо от их природы называются релаксаторами. Для релаксационных потерь характерен максимум в температурном ходе тангенса угла диэлектрических потерь.

В нашем случае релаксаторами являются молекулы различно связанной воды. При повторном нагревании монотонное увеличение диэлектрических потерь с ростом температуры связано со сквозной проводимостью. Кроме того, в случае, когда диэлектрические потери носят преимущественно релаксационный характер, существует прямая связь между *tgδ* и значением электрического сопротивления (Борисова, Койков, 1979). Такая связь установлена для наших образцов и показана на рис. 4.

Аномалии на кривых *lgR=f(T)* и *lg(tgδ)* связаны с удалением при нагревании образцов различно связанной воды, что подтверждается многочисленными дериватографическими исследованиями (Макеев, Перевозчиков, Афанасьев, 1985) пород массива. По данным термического анализа наблюдаемые эндоэффекты при темпе-

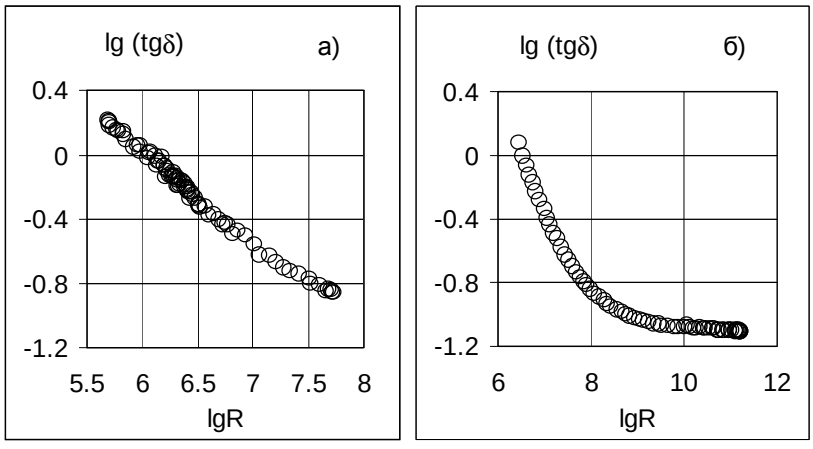


Рис. 4. Связь между электрическим сопротивлением и тангенсом угла диэлектрических потерь образца серпентинизированного дунита при первом (а) и втором (б) прокаливании.

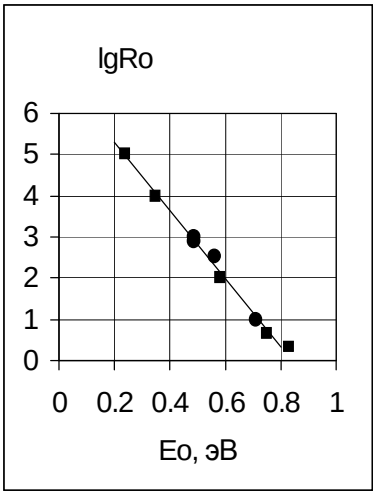


Рис. 5. Связь между lgR_0 и E_0 фоновых образцов. Кружки – экспериментальные значения образцов гипербазитов из северной фоновой части массива; квадраты – значения образцов из безрудных участков Аркашорского рудопроявления; прямая линия – корреляция $lgR_0=f(E_0)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения

ратурах 120-210 °С связаны со свободной или поровой водой; 300-460 °С – дегидратацией брусита; 600-790 °С – дегидратацией серпентиновых минералов: хризотила, серпентина, лизардита, антигорита. В этой же работе (Макеев, Перевозчиков, Афанасьев, 1985) указано, что в направлении с севера на юг степень метаморфизма пород массива возрастает. Особенности термического поведения серпентинизированных гипербазитов согласуются с характером температурных кривых их электропроводности и тангенса угла диэлектрических потерь

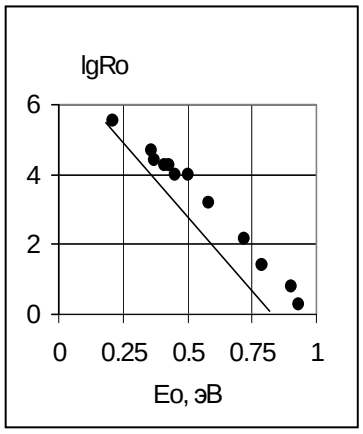


Рис. 6. Связь между *lgRo и Eo* исследованных образцов из скважины 32. Прямая линия – то же, что на рис. 5

(Бахтерев, 2000; Бахтерев, Булыкин, 2003).

На рис. 5 показана связь между *Eo* и *lgRo* исследованных образцов «фоновых» пород. Она выражается формулой $lgR_0=a-bE_0$, где a и b – постоянные коэффициенты, равные, соответственно, 7,1 и 8,5. Аналогичная зависимость получена нами ранее для других гипербазитовых массивов. (Бахтерев, 2004; 2008б).

Исходя из кристаллохимических особенностей минералов, слагающих горные породы, и физических представлений об электропроводности диэлектриков, коэффициенты a и b для разных пород должны различаться. Экспериментальные результаты подтверждают это. Так для разных массивов и площадей, не содержащих оруденения, получены разные значения коэффициента b: 13,2 – для Тургоякского массива; 12,1 – для Баженовского массива; 7,8 – для нижнетагильских серпентинитов. Коэффициент a для всех исследованных объектов практически одинаков (Бахтерев, 2008б).

На рис. 6 показана связь между энергией активации и коэффициентом электрического сопротивления исследованных образцов серпентинитов из скважины 32.

По данным Вахрушевой Н.В. разрез представлен в различной степени серпентинизированными дунитами массивными, реже сланцеватыми вследствие сильной трещиноватости. Руда представлена серией рудных шлиров во вмещающем дуните. Контакты постепенные, иногда резкие. Дунит среднезернистый местами полностью серпентинизирован. Руда чаще убоговкрапленная, иногда густовкрапленная. В скважине в интервале 6-19 м выделено несколько прослоев хромшпинелидов. Образцы отобраны выше, ниже и между прослоями руды. Расстояние от места отбора образцов до руды составляет от 1 до 4 м. Фигуративные точки в координатах lgR_0 и E_0 всех исследованных образцов отклоняются почти одинаково от базовой линии. Отсюда можно заключить, что все образцы взяты на примерно равном расстоянии от оруденения. Аналогичный результат полу-

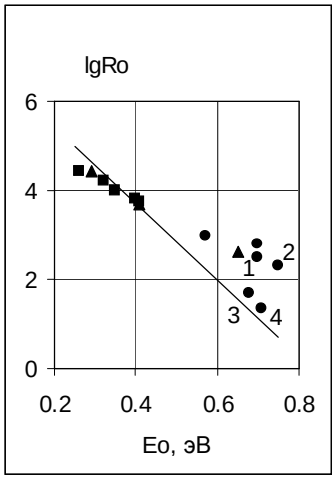


Рис. 7. Связь между *lgRo* и *Eo* исследованных образцов из скважин 23, 29, 30. Цифры – номера проб, описанных в тексте. Прямая линия – то же, что на рис. 5

чен еще по двум скважинам.

На рис. 7 показана связь между энергией активации и коэффициентом электрического сопротивления исследованных образцов серпентинитов из скважин 23, 29, 30. Каждой скважиной вскрыто по одному рудному телу. Образцы 1 и 2 на рис.7 отобраны выше рудного тела на расстоянии 2,5 и 1,8 м, соответственно; образцы 3 и 4 – ниже рудного тела на расстоянии 2 и 1,5 м, соответственно. С приближением к рудному телу фигуративные точки в координатах *lgRo*, *Eo* отклоняются от базовой линии, что согласуется с нашими предыдущими исследованиями (Бахтерев, 2008а) . Ниже рудного тела, с удалением от него – приближаются. Этот результат получен впервые. Возможно, здесь скрыта какая-то информация о направленности процесса рудообразования.

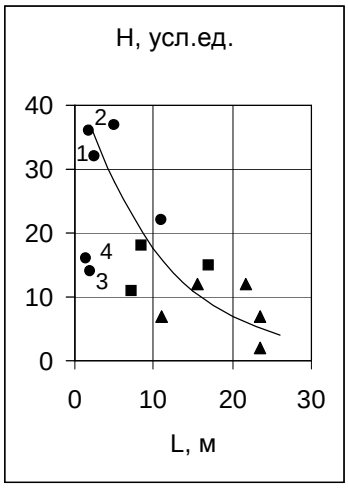


Рис. 8. Связь между отклонением фигуративных точек (*H, усл.ед.*) в координатах *lgRo, Eo* от прямой линии – корреляции $lgR_0=f(E_0)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения, и расстоянием от места отбора образца до рудного тела (*L,* м). Цифры – номера проб, описанных в тексте

На рис. 8 показана связь между величиной отклонения фигуративной точки в координатах *lgRo, Eo* от базовой прямой (*H*, усл.ед.) и расстоянием между местом взятия образца и рудным телом (*L*, м).

Хотя разброс точек достаточно большой, однако связь четко прослеживается. Такой разброс, вероятно, связан еще и со сложным строением разреза. Рудопроявления массива, как правило, состоят из нескольких зон вкрапленных руд мощностью 1-3 м и протяженностью от нескольких десятков до сотен метров, отстоящих друг от друга на 5-25 м. (Перевозчиков, Овечкин, Попов, 2004; Перевозчиков, 2006). Поэтому, возможно, такой разброс точек на рис. 8 частично объясняется совместным влиянием не только того рудного тела, которое вскрыто данной скважиной, но и других близко расположенных тел.

Заключение

Исследованы образцы гипербазитов, вмещающих убоговкрапленные, бедновкрапленные руды глиноземистого магнезиального типа. Все образцы – с видимой вкрапленностью хромшпинелидов. Получены температурные зависимости электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь в интервале 20-800 °С. Определены электрические параметры lgR_0, E_0. На конкретных примерах показан характер их распределения в зависимости от расстояния места взятия образца до рудного тела.

Для безрудных площадей установлена зависимость $lgR_0=a-bE_0$ с коэффициентами a=7,1; b=8,5.

В скважине 32 образцы отобраны выше, ниже и между прослоями руды. Расстояние от руды, где взят образец, составляет от 1 до 4 м. Фигуративные точки в координатах *lgRo, Eo* всех исследованных

образцов отклоняются от базовой линии почти одинаково. По такому распределению фигуративных точек можно лишь предположить, что все образцы взяты примерно на равном расстоянии от оруденения.

По ряду скважин выявлено, что с приближением к рудному телу фигуративные точки в координатах *lgRo, Eo* отклоняются от базовой линии, ниже по скважине с удалением от рудного тела – приближаются. Этот результат получен впервые.

Литература

Бахтерев В.В. О характере изменения при высоких температурах электрического сопротивления серпентинитов из Баженовского месторождения (Урал) // Геология и геофизика. 2000а. Т. 41, № 9. С. 1325-1330.

Бахтерев В.В. Методика определения электрического сопротивления ультрабазитов при высоких температурах // Уральский геофизический вестник. 2000б. № 1. С. 18-20.

Бахтерев В.В. Оценка формационной принадлежности гипербазитов Урала по параметрам их высокотемпературной электропроводности // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 3. С. 371-373.

Бахтерев В.В. Сравнительное исследование высокотемпературной электропроводности руд и вмещающих горных пород ряда хромитовых месторождений из дунит-гарцбургитовых (альпинотипных) гипербазитов Урала // Геология и геофизика. 2008а. Т. 49, № 1. С. 78-84.

Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008б. 151 с.

Бахтерев В.В., Булыкин Л.Д. Особенности высокотемпературной электропроводности гипербазитов из Тургоякского массива // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 10-15.

Борисова М.Э., Койков С.Н. Физика диэлектриков. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1979. 240 с.

Комплексные геофизические исследования при прогнозе, поисках и разведке хромитовых месторождений / Под ред. Т.А. Смирновой, Л.А. Певзнера. М.: Недра, 1986. 260 с.

Луцкина Н.В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования // Разведка и охрана недр. 1983. № 2. С. 7-12.

Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар, 1985. 152 с.

Малахов И.А. Положение различных типов хромистого оруденения в разрезе ультрамафитов Урала, их состав и особенности метаморфизма // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат-лы науч. конф. (IX чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 185-189.

Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.

Перевозчиков Б.В. Хромовые руды офиолитовых комплексов. // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы межд науч. конф. (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 295-300.

Перевозчиков Б.В., Овечкин А.М., Попов И.И. Типоморфные черты хромитового оруденения глиноземистого магнезиального типа Войкаро-Сынинского массива // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Вып. 6. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 2004. С. 135-146.

Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сынинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 63-77.

Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сынинского массива (Полярный Урал) // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 3-17.

УДК 550.83

СИСТЕМАТИКА МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ УСТАНОВОК В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОПОЛЕЙ *

Виноградов А.М. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Показано, что практика и теория описания и интерпретации физических и других полей в геологии использует сложившиеся главные методологические установки. Они раскрывают качественные и количественные признаки объекта и предмета исследований. Системное единство этих установок открывает подходы и перспективы создания общего алгоритма интерпретации геополей.

Геофизика, геология, поля, интерпретация, систематика, методология, формализация, алгоритмизация.

SYSTEMAICHION OF METHODOLOGICAL INSTALLATIONS IN INTERPRETATION OF GEOFIELDS

Vinogradov A.M. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Is shown that the practice and theory of the description of physical and other fields in geology uses the usual main methodological installations. They open qualitative and quantitative attributes of object and subject of researches. The system unity of these installations opens the approaches and prospects of general algorithm creation for geofields interpretation.

Geophysics, geologies, fields, interpretation, systemaichion, methodological, formalisaishion, algoritmisaishion.

Последние десятилетия внимание привлекает проблема создания единой теории интерпретации геофизических полей. Однако, несмотря на фундаментальный сдвиг в возможностях современного программно-математического обеспечения исследований, даже общие кардинальные подходы к решению проблемы ещё не разработаны. Продуктивные решения частных задач для конкретных условий являются предпосылками достижения поставленных целей, и этим пока довольствуется геофизическая практика. Очевидно, что при решении, прежде всего, трудно формализуемых задач, должны сочетаться методологическая, теоретическая и программно-алгоритмическая стороны описания вещественных и энергетических полей. Исполнители таких работ принимают ту или иную концептуальную установку, вносят свои коррективы в неё и, как правило, процедуры своих подходов оставляют в подтексте. Однако, целесообразно по возможности раскрывать эти подходы в контексте разделов о методиках исследований.

Например, в нашей практике отмеченное выше заключается в применении блок-схемы геологической интерпретации вещественных и энергетических полей. Она на стадии завершенного НИР была рекомендована для использования в программном обеспечении отечественных компьютизированных многозондовых каротажных станций в системе «ГИС-Руда», что позволяло однотипно подходить к решению различных геологических задач. В зависимости от сложности задач и требований к конечному результату в ней превалируют качественные или количественные решения. Соблюдается главный системный принцип – сложные задачи решать просто, простые – полно. При этом привлекаются различные частные программы, непротиворечиво общему устремлению в интерпретации по принятой блок-схеме. В конечном итоге с методологических позиций процесс интерпретации сводится к саморазвитию диалога интерпретатора и достигнутых результатов с использованием частных программных средств.

В данной статье мы ограничимся сжатой систематикой сложившихся методологических установок в интерпретации полей различной природы, которые могут быть поло-

* Публикуется в порядке обсуждения

жены в основу конструкции общего алгоритма.

Опыт применения методов геофизики показывает, что интерпретация полей фактически является технологической операцией, обеспечивающей принятие решений в процессе геологоразведочных работ. При этом предмет изучения рассматривается как материальный носитель цели, а метод оперирует с геополем – «пространством объекта исследований, каждой точке которого может быть поставлено в соответствие определенное значение какой-либо характеристики» (Мягков, 1982; Соболевский 1932; Четверяков, 1984), отражая различные стороны предмета через его модели. Тогда для всестороннего изучения предмета требуется набор (комплекс) геополей. Однако применение этого набора и соответствующих ему моделей создает свои проблемы, связанные с выделением и соединением частных моделей в предметном образе данной цели.

Отмеченные соотношения предмета, цели, метода её достижения детально рассматриваются при изучении познавательной деятельности и в частности наиболее успешно средствами общей теории систем (Садовский, 1974; Урманцев, 1978). Однако в каждой области эти средства приобретают самостоятельное выражение, связанное с решением конкретных задач и преодолением конкретных трудностей, возникающих при их решении. В данной работе это относится к развивающейся общей теории интерпретации физических полей (Жданов, 2007; Никитин, 1986; Страхов, 2001; Яновская, Порохова, 1983).

В основу систематики можно однозначно положить качественные и количественные способы. Они применяются с момента зарождения геофизики, хотя разграничение их условно. Однако в конкретных условиях, например, в первый период поисков колчеданных месторождений преобладала качественная интерпретация. При ней происходит рецептивное восприятие геополей в связи с некоторыми характеристиками объекта или объектом в целом. Выражается качественная интерпретация через описание полей и изображение их контуров в сопоставлении с образами явлений, известными из накопленного опыта, а также из результатов физического или математического моделирования. Так в методе изолиний – ведущем методе поисков при становлении рудной геофизики, наблюдения не ставили целью определение численных значений напряженности электрического поля. При интерпретации же производилась качественная реконструкция направлений течения тока в сравнении с модельно установленной для разнообразных ситуаций (Родионов, 1938). Этого было достаточно для выделения осей распределения электрических неоднородностей на плане изолиний потенциала. Подобный подход присутствует при решении других, порой достаточно сложных задач.

Дальнейшее развитие качественной интерпретации связано с использованием метода распознавания образов, в том числе при прогнозировании колчеданных месторождений (Урманцев, 1978; Флакс, 1966). Геофизические исследования, опережая геологическое изучение объекта, не могли ответить на вопрос о природе разнообразного распределения геополей в районе известных месторождений и за их пределами. Поэтому было принято решение «на основании изучения материалов по известным объектам отнести новый к одному из определённых классов» (Флакс, 1966. с. 10). Далее на основании выбора и ранжирования признаков геополей в районе известных месторождений формировалось решающее правило. Таким образом, в автоматическом режиме изучалась вся исследуемая площадь с выделением прогнозных участков по степени соответствия образу известного объекта.

В настоящее время качественная интерпретация приобретает научное обоснование и рассматривается с позиции теории анализа данных при автоматизированной обработке. Суть её сводится к привлечению и развитию интуиции при формировании решений в области, где традиционные методы оказываются бессильными. Зачастую это вызвано трудностями формализованного описания объекта в сложившихся стереотипах понятий и гипотез. Парадок-

сальным в рассматриваемом случае является то, что цель может быть достигнута при качественной интерпретации посредством менее полных, достоверных и точных результатов, чем это необходимо с применением количественной интерпретации.

В конечном итоге качественная интерпретация геополей охватывает весь исторически сложившийся арсенал способов и приёмов. Они обеспечивают решение поставленных задач от принципов «ищи руду около руды», «ищи руду по аномалии геополей» до современной научной парадигмы (Страхов, 2001): формализация + системный подход + критерий оптимальности + автоматизация, в которой качественные и количественные стороны интерпретации уже фактически сливаются.

Если качественная интерпретация предполагает неформализованное численное, знаковое или языковое описание, то количественная интерпретация ставит задачу формализовать описание объекта с заданной точностью, полнотой и достоверностью. Последнее обеспечивается теоретически обоснованными операциями, определяющими положение и свойства объекта, а также отношения с объектами иного рода. Таким образом, различия между качественными и количественными способами интерпретации сглаживаются по мере совершенствования принципов и подходов, использованных при формализованном описании геополей, но эта проблема требует дальнейшего методологического обоснования.

Анализируя сложившуюся практику интерпретации геополей, можно выделить в ней элементы, согласующиеся с установками (Урманцев, 1978) общей теории систем (ОТС). Наиболее чётко они раскрываются Ю.А. Косыгиным при обосновании методологии тектонического картирования (Косыгин,1988) в виде принципов однородности, специализации, соразмерности и целесообразности. В познавательном процессе приоритет каждой из установок или их сочетаний определяет специфику описания геополей, среди которых выделяются элементарный и комплексный, методный и системный подходы. Принцип однородности-элементарности отвечает общему элементарному подходу к интерпретации. Он предусматривает выделение в системе неделимых элементов. Из этих элементов строятся качественные и количественные описания полей (характерные точки, осреднённые и интегральные значения каких-либо параметров и т.д.) и установление на этой основе характеристики (кромки, границы, центры и т.д.) модели предмета исследований. При элементарном подходе решаются частные задачи интерпретации с определением отдельных характеристик геополей и согласованных с ними характеристик предмета исследований. Элементарный подход широко используется при обработке геофизической информации (Никитин, 1986).

Принцип специализации – отношение связи между элементами, скрепляющее их в единое целое, выступает в качестве руководящего в методном подходе. Результаты интерпретации представляются в виде модели, специализированной относительно некоторого свойства (плотности, магнитности, содержания меди…). Такая модель даёт одностороннее отражение предмета. В одних случаях она согласуется с предметом исследований, в других – фиксирует некоторый элемент предмета (простирание, выход на эрозионный срез, избыточную плотность и др.) или отражает совместное влияние структурных элементов среды, не решая поставленной перед интерпретацией целевой задачи. Методный подход в интерпретации разработан в специальных курсах геофизики и других наук, изучающих геополя.

Принцип соразмерности – условие, ограничивающее отношения единства элементов, является ведущим в комплексном подходе к интерпретации. Ю.А. Косыгин определяет принцип соразмерности, как руководящий при тектоническом районировании с точки зрения необходимости сопоставления размеров геологических тел в связи с их составом и строением, особенностями истории формирования и развития. При сопоставимости размеров неделимых элементов разных специализаций используются методы распознавания образов, производится классификация геологических

моделей, сформированных по признакам и характеристикам геополей. В основу комплексной интерпретации в геофизике положена физико-геологическая модель, которая разносторонне описывает геологический объект. Подобная модель может быть сформирована для разных специализированных комплексов исследований, эффективных при достижении различных геологических целей.

Принцип целесообразности – неизбежная принадлежность любой из систем связанных элементов хотя бы к одной системе, имеющей отношение к познавательно значимой цели, является признаком системного подхода к интерпретации геополей. Для пояснения принципа уместно привести рассуждения Ю.А. Косыгина: «Принцип целесообразности применительно к описанию заключается в выборе таких структурных и вещественных признаков, которые наиболее существенны для характеристики структурных элементов в соответствии с принятыми целями исследований. Если карта представляет собой основу для поисков рудных месторождений, то важно показать местонахождение массивов изверженных пород различного формационного типа и рудной специализации, расположение глубинных разломов, древние эруптивные аппараты, рудные и рудоносные формации и т.д.»(Косыгин, 1988, с. 32). Таким образом, при системном подходе формируемые модели должны объединяться в такие композиции, которые наиболее согласуются с принятой геологической концепцией или увязывают эту концепцию с логически непротиворечивыми реконструкциями, направленными на достижение поставленной цели.

Интерпретация геополей – сложный многоступенчатый процесс с прямыми и обратными связями достигнутых результатов, с простыми и сложными способами решений, с различным аппаратом и уровнем теоретического обоснования формальных и неформальных процедур. Каждый подход к интерпретации имеет свой арсенал теоретических средств.

Элементарный подход исходит из сравнения и аналогии. Сравнение – процедура интерпретации, основанная на установлении сходства и различия геополей по отдельным характеристикам или их сочетаниям и установлении их соответствия предметному содержанию цели или её характеристикам. Сравнение оперирует с формализованными или неформализованными понятиями «больше – меньше», «совпадает – расходится», «точно – приблизительно», «достоверно», «полно и наоборот», и другими. Так во многих случаях при выделении перспективных аномалий необходимо, а порой и достаточно, пространственное совпадение положительных гравитационных аномалий и аномалий электропроводности. Сравнение, как основа классификационных приемов также немаловажная операция при интерпретации. Например, по интенсивности аномалии силы тяжести при прочих равных условиях выделяют группу аномалий однозначно рудной природы. Важным направлением применения сравнения при интерпретации является установление некоторой объективной общности явлений с выявлением наиболее существенных характеристик, признаков и свойств объектов. Этот вопрос связан с одной из наиболее сложных и слабо разработанных проблем, стоящих в геологии – формализацией описания геологических тел и геологических полей (Геологические…,1986)

Аналогия при интерпретации геополей предусматривает установление сходства между явлениями, и на этой основе интуитивное или логическое построение гипотез и теорий об их содержании. Сходство раскрывается через упорядоченность геометрических характеристик (Карери Дж, 1985). Упорядоченность для вещества выражается через геологические тела, а для геополей – через их очертания-контуры. Образное восприятие аналогии одного с другим осуществляется через общность с третьим – признаками сравнения. Таковыми являются: локальность, симметричность, зональность, направленность, асимметричность изучаемых тел и отвечающих им контуров геополей. В качественной интерпретации эти признаки являются руководящими при выделении и описании объекта, формировании логически непротиво-

речивых выводов о наблюдаемых явлениях и решениях, направленных на достижение цели. Существуют автоматизированные процедуры, формализующие выделение и прослеживание признаков объекта в сопоставлении их с предметом изучения. Так иерархия локальных неоднородностей гравиполей устанавливается при составлении карт остаточных аномалий с разными параметрами процедур преобразования исходного поля. Она приводит к выделению иерархии локальных неоднородностей в структуре распределения плотностей. Специальные процедуры преобразований выполняются при изучении направленности составляющих геополей. Заслуживает внимания разработка способов преобразований, раскрывающих зональность, симметричность, асимметричность составляющих полей. Аналогия – важная исходная посылка в интерпретации при установлении соотношений упорядоченности геополей и сопоставляемых с ними структур вещественных элементов предмета исследований.

Теоретические начала методного подхода в интерпретации заложены в решениях дифференциальных уравнений Лапласа, Пуассона, уравнениях колебательных явлений и теплопроводности, предлагаемых математической физикой (Жданов, 2007). Каждое из этих уравнений имеет бесконечное множество частных решений. Поэтому выбор необходимого решения производится, исходя из поставленных целевых задач, а единственность решения обеспечивается конкретным заданием характеристик непротиворечиво с возможностями математического описания признаков, отражающих модель в физических полях. Модели отмеченной и других специализаций исходят как из детерминированной сущности изучаемых явлений, так и с позиции вероятностной реализации ожидаемых событий. В последнем случае используется аппарат теории вероятностей и математической статистики. Этот же аппарат используется при комплексной интерпретации геополей.

Системное единство разнообразных теоретических начал в интерпретации в конечном итоге определяется решением методологической проблемы в геологии – выделение объекта исследований и его соотношений с предметной сущностью цели. Отмеченная научная проблема лишь в последние десятилетия получила разностороннее рассмотрение. Как следствие она нашла отражение в области теоретического развития интерпретации геополей. В частности она рассматривается с позиции теории неформального анализа, «учитывающей особенности человеческого восприятия данных» (Губерман, 1987).

В настоящее время сложилась определённая система постановки задач в интерпретации. С самых общих позиций она сводится к двух- и многоальтернативной, прямой и обратной. Двухальтернативная постановка обычна для элементарного подхода рассматриваемой систематики. При этом поля делятся на две составляющие (аномалия – фон, полезная часть – помеха), а процедура интерпретации подбирается таким образом, чтобы поставить в соответствие объекту характеристики свойств предмета, обеспечивающие достижение цели. Двухальтернативная постановка задач, например, связана с прямыми поисками рудных тел. Многоальтернативная – получила развитие при использовании геофизики для целей картирования и решения задач прогнозирования и поисков. Она предъявляет к процедурам обработки, интерпретации и оформлению результатов определённые требования. Так, поля кажущихся сопротивлений по данным электропрофилирования избирательно используются для выделения направленных зон полей, связанных с разрывными нарушениями, зональных структур полей, отвечающих зонам метасоматоза. Намечаются, с учётом этих построений, локальные аномалии, перспективные на выявление рудных тел. Таким образом, двухальтернативная постановка задач связана с оптимальным, а многоальтернативная – с рациональным процессом работ.

В теории интерпретации геополей любой специализации обычно рассматривается две стороны поставленной задачи – прямая и обратная. При прямой – каждому формализованно описанному распределе-

нию структуры свойств вещества однозначно соответствует формализованно описанная структура характеристик геополей. При обратной постановке задачи любой формально описанной структуре характеристик геополей отвечает некоторое множество формально описанных ситуаций распределения характеристик свойств вещества. Это множество регламентируется соразмерностью контуров рассматриваемой структуры характеристик геополей, поставленной в соответствие к структуре характеристик свойств вещества. Из отмеченного логичен вывод о сужении неоднозначности решений обратной задачи при совместном рассмотрении комплекса геополей. Однако следует подчеркнуть, что для этого требуется выделить в рассматриваемом контуре набор сопоставляемых между собой характеристик геополей различной природы.

Интерпретация геополей является технологической операцией процесса изучения геологического пространства. Модель же выступает в качестве фиксированного результата, достигнутого этим процессом. С учётом отмеченного, выделяются три группы моделей: априорная, апостериорная и концептуальная.

Априорная – это исходная обобщенная модель геополей и связанной с ними структуры геологических тел, сформированная на предыдущем этапе геологоразведочного процесса, либо экспериментально или теоретически выделенная в результате решения прямой задачи с использованием известных или предполагаемых характеристик свойств вещества изучаемого геологического пространства. Апостериорная – это модель конкретной наблюдаемой ситуации, согласованная с априорной общностью ожидаемых и выявленных характеристик полей и свойств вещества.

Модели, приведённые в соответствие с принятой руководящей теорией или гипотезой, относятся к классу концептуальных. Они формируются из неделимых элементарных моделей или их частных композиций. Такие модели часто имеют различные иерархические уровни организации составных элементов и сквозных элементов, охватывающих разные уровни, скрепляющие иерархии моделей в единую концепцию. Для каждого уровня иерархии строятся априорные модели, согласованные с концепцией, отклонение же апостериорной модели от априорной на каком-либо этапе интерпретации приводит к её уточнению. Когда же априорные сквозные модели не согласуются с апостериорными, происходит изменение или отклонение принятой геологической концепции. В настоящее время разработаны концептуальные модели при поисках различных типов месторождений. Они в наиболее завершённой форме отражают системный подход к интерпретации геополей.

Достаточно существенным в оформлении результатов интерпретации, представляемых через модели различного содержания, является их изображение. Это самостоятельная важная операция, имеющая свою теорию и технологию, однако она методологически связана с содержательной стороной интерпретации и предъявляет к её результатам определённые требования. Главное из них – минимально возможное количество знаков и согласованность этих знаков с общей системой формирования изображения.

Обычны числовые, графические и символические изображения. Однако при их формировании в геологии ещё не найден общий подход. Поэтому каждая статья, монография или другая работа сопровождается своим набором изобразительных средств, поясняемых в условных обозначениях или заголовками программ. Такой не оптимальный подход связан не столько с техникой изображения, сколько с отсутствием терминологического и понятийного единства при описании явлений, имеющих место в формирующейся общей теории интерпретации геополей.

Изложенная систематика установок интерпретации геополей относится к области квазистатистических систем в геологии (Косыгин, 1988). В этой системе геологическое время является фиксированным, а процедуры интерпретации и оформления их результатов касаются выяснения пространственных соотношений элементов

геополей и свойств вещества. Однако осмысливание полученных результатов невозможно без обращения к динамическим и ретроспективным системам геологии. С другой стороны квазистатистическая система является отправным элементом для прогнозирования геодинамики современных явлений и ретроспективного обращения в геологическое прошлое для выявления элементов, роль которых для практических целей через квазистатистические построения установить невозможно. Так радиальные и кольцевые структуры гравимагнитных полей, выделяемые в районе развития вулканогенных пород на Южном Урале, с учётом данных по современным вулканическим областям, удалось увязать с кальдерной палеотектоникой, а это позволило выйти на геофизические признаки прогнозирования рудовмещающих структур. Выше отмеченные и другие многочисленные примеры из нашей практики и практики других работ указывают на формирование нового направления в интерпретации геополей – системного подхода.

Таким образом, рассмотренная систематика методологических установок интерпретации геополей показывает на системную общность каждой из них, а это является предпосылкой для обоснования общего алгоритма системной интерпретации геополей рассматриваемой в качестве технологической операции геологоразведочного процесса. Возможная версия такого алгоритма и проблемы геометризации в квазистатической системе геологического пространства обсуждаются в работах (Виноградов, 1990а; б; 2001).

Литература

Виноградов А.М. К методике оценки информативности геологических тел // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990а. № 5. С. 90-98.

Виноградов А.М. О признаках упорядоченности геополей при изучении структуры геологических тел // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990б. № 10. С. 45-53.

Виноградов А. М. Блок-схема общего алгоритма геологической интерпретации вещественных и энергетических полей // Геофизика и математика: матер. Второй всероссийской конф. / ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. С. 42-56.

Геологические тела (терминологический справочник) / Под редакцией Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьёва. М.: Недра, 1986. 334 с.

Губерман Ш.А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. М.: Недра, 1987. 261 с.

Жданов М.С. Теория обратных задач и регуляризации в геофизике. М.: Научный мир, 2007. 712 с.

Карери Дж. Порядок и беспорядок в структуре материи. М.: Мир, 1985. 232 с.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.

Мягков В.Ф. Структурная геометростатистическая модель строения геологических полей и методика решения геологоразведочных задач // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 3. С.44-58.

Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 342 с

Родионов П.Ф. Десять лет электрометрии при поисках колчеданных месторождений на Урале // Цветные металлы. 1938. № 6. С. 28-37.

Садовский В.Н. Основы общей теории систем. М.: Наука, 1974. 279 с.

Соболевский П.К. Современная горная геометрия // Социалистическая реконструкция и наука. 1932. № 17. С. 3-18.

Страхов В.Н. Главнейшая задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей в начале XXI века – разрушение господствующего стереотипа мышления. // Геофизика. 2001. № 1. С. 3-18.

Урманцев А.Ю. Системный анализ и научное знание. М.: Наука, 1978. С. 7-41.

Флакс Я.Ш. Оценка перспектив медного оруденения методом комплексной интерпретации геологических, геофизических и геохимических данных с помощью ЭВМ // Автореферат диссертации. 1966. 26 с.

Четвериков Л.И. Теоретические основы разведки недр. М.: Недра, 1984. 156 с.

Яновская Т.Б., Порохова Л.Н. Обратные задачи геофизики: учебное пособие. Л.: ЛГУ, 1983. 212 с.

УДК 550.36

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНЕ KUN-1 (О. КУНАШИР). ЧАСТЬ I: ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР, ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА, ГИДРОГЕОЛОГИИ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ СУТОЧНЫХ ВОЛН

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Юрков А.К., Дергачев В.В.. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Корсунцев В.Г. – Геофизическая служба РАН, Южно-Курильск

Аннотация. Геотермические исследования в 300-метровой скважине kun-1 направлены на комплексное изучение факторов пространственно-временной изменчивости теплового поля Южных Курил. С этой целью в 2007 г. в скважине была установлена 16-канальная станция непрерывного температурного мониторинга, с помощью которой проводятся измерения температуры горных пород на различной глубине с дискретностью 0,5 часа. В статье описана первая часть этих исследований. Показано, что вертикальное распределение среднегодовой температуры определяется глубинным тепловым потоком, влиянием палеоклимата, рельефа, гидрогеологии. Оценка невозмущенного температурного градиента с учетом этих факторов составила 111,2±2,3 К/км, а плотности теплового потока 189±34 мВт/м^2. Описан метод идентификации гидрогеологических температурных аномалий, связанных с фильтрацией подземных вод в ограниченном пространстве (в скважине или заколонном пространстве), основанный на анализе соотношения амплитуды и формы аномалии. Приведены оценки температуропроводности верхнего слоя пород *in situ*, полученные по данным о затухании и сдвиге фазы суточной температурной волны с глубиной ($0{,}6\cdot10^{-6}$ м^2/с).

о.Кунашир, буровая скважина, температура, температурный мониторинг, тепловые свойства, тепловой поток, локализация фильтрационной температурной аномалии.

COMPLEX GEOTHERMAL INVESTIGATIONS IN THE BOREHOLE KUN-1 (KUNASHIR ISLAND). PART 1:VERTICAL TEMPERATURE DISTRIBUTION, HEAT FLOW, TOPOGRAPHY AND HYDROGEOLOGY INFLUENCE, DIURNAL WAVE PROPAGATION

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Yurkov A.K., Dergatchev V.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Korsuntsev V.G. – Geophysical survey of RAS, Yuzhno-Kurilsk

Abstract. Geothermal investigations in the borehole kun-1 were performed with the aim of complex studying of spatial-temporal thermal field variability in the Southern Kuril Islands. The continuous 16-channel temperature logger was established in the borehole in 2007. Temperature was monitored at different depth with thirty minutes reading interval. The paper describes the first part of these investigations. It is shown that vertical distribution of mean annual temperatures is determined by heat flow, paleoclimate, topography, and water flow influences. Accounting for these factors allows to estimate undisturbed thermal gradient (111,2±2,3 К/км) and heat flow (189±34 mW/m^2). A method is proposed to identification of water flow induced temperature anomalies. The method is based on the anomaly magnitude/shape analysis and allows distinguish water flow localized in limited space (borehole or behind casing space) from the same in porous media. Thermal diffusivity of rocks was determined by analysis of diurnal temperature wave attenuation and phase shift with depth ($0{,}6\cdot10^{-6}$ m^2/s).

Kunashir Island, borehole, temperature, temperature monitoring, thermal properties, heat flow, localization of the filtration temperature anomaly.

Введение

Температурные исследования, проводимые в буровых скважинах, обеспечивают получение информации о процессах, происходящих в недрах Земли, гидрогеологической и тектонической активности земной коры, температурной истории земной поверхности, тепловых свойствах по-

род. Традиционно в каждой скважине выполняются однократные температурные измерения, что позволяет оценить вертикальное распределение температур (градиента, плотности теплового потока). В редких случаях проводятся повторные исследования с интервалом от нескольких месяцев до нескольких лет (Chapman, Harris, 1993; Safanda et al., 2007). Но наиболее полную информацию о факторах, формирующих тепловое, поле содержат данные о пространственно-временном распределении температур, получаемые с помощью непрерывного температурного мониторинга (Haenel, Rybach, Stegena, 1988; Cermak et al., 2008). Возможность подобных измерений появилась сравнительно недавно, когда были разработаны высокоточные автономные станции непрерывного (с частотой опроса от нескольких секунд) температурного мониторинга. В течение последнего десятилетия геотермический мониторинг проводился в Канаде (Pomquet station, Nova Scotia), США (Microclimate Research Station, Fargo, North Dacota и Barrow Environmental Observatory, Alaska, Emigrant Pass Observatory, Utah), Чехии (Prague microclimate Station), Словении и Португалии. Основное внимание в этих проектах уделялось, главным образом, температурным изменениям в верхнем почвенном слое (первые метры), для количественной оценки влияния поверхностных условий (температуры, осадков, снежного покрова, характера растительности, а также фильтрации, испарения, таяния и замерзания почвенной влаги) на распространение климатического сигнала. Мониторинг в скважинах на глубинах в первые сотни метров проводился фрагментарно и в ограниченные – от нескольких дней до первых месяцев – интервалы времени в Чехии, на п-ове Камчатка и на п-ове Юкатан (Cermak, Safanda, Kresl, 2008).

В октябре 2007 г. на о. Кунашир в 300-метровой скважине kun-1 нами была установлена станция непрерывного температурного мониторинга (разработка ИНГГ СО РАН - С.А. Казанцев, А.Д. Дучков) и проведен термокаротаж. С этого момента и до настоящего времени проводятся температурные измерения с периодичностью 0,5 часа в скважине на глубинах: 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240 м, а также в шпуре на глубинах 0,07; 0,37; 1,07 м и в воздухе на высоте 1,73 м. В ходе этого эксперимента предполагается дать комплексную оценку факторов пространственно-временной изменчивости теплового поля. Первые результаты этих исследований освещены в настоящей статье.

Характеристика скважины, результаты карротажа

Скважина Kun-1 пробурена в 2000 г. в пос. Южно-Курильск, расположенном на возвышенной (19 м над уровнем моря) морской косе, ограниченной с востока Тихим океаном, а с запада – Южно-Курильской бухтой и долиной реки Серебрянки. До глубины 273 м скважина вскрывает вулканогенно-осадочные породы неогенового возраста, представленные пемзовыми, псаммитовыми и псефитовыми туфами, обломками андезитов. Ниже, в интервале 273-303 м вулканогенно-осадочные породы переслаиваются со средне и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. С 2001 г. Центром государственного мониторинга геологической среды здесь проводятся непрерывные измерения уровня подземных вод с целью прогноза сильных землетрясений. Температурный каротаж в скважине был проведен 27 сентября 2007 г. с помощью 16-канальной станции, на спуске, поточечно с интервалом 5 м. Среднеквадратическое расхождение между показаниями датчиков в интервале 20-200 м составляет 0,015 К. Температура горных пород резко уменьшается с глубиной в интервале 0 – 20 м, что, очевидно, обусловлено проникновением сезонной температурной волны. Данные температурного мониторинга (рис. 1), проведенные в течение предшествующего каротажу года (20.09.06 по 26.09.07), позволяют вычислить среднегодовые значения температуры в верхней части разреза и скомпенсировать сезонную аномалию. На глубине 20 м наблюдается инверсия тем-

пературного градиента и его возрастание до величины 0,1 К/м на глубине 40-45 м. В интервале 145-235 м отмечается еще одна температурная аномалия, вероятно, связанная с нисходящим течением подземных вод. Локализация этого течения – в пористой среде, заколонном пространстве или внутри обсадной колонны – уже не столь очевидна. Последний случай, правда, можно уверенно исключить, учитывая, что скважина пробурена недавно и целостность колонны не нарушена.

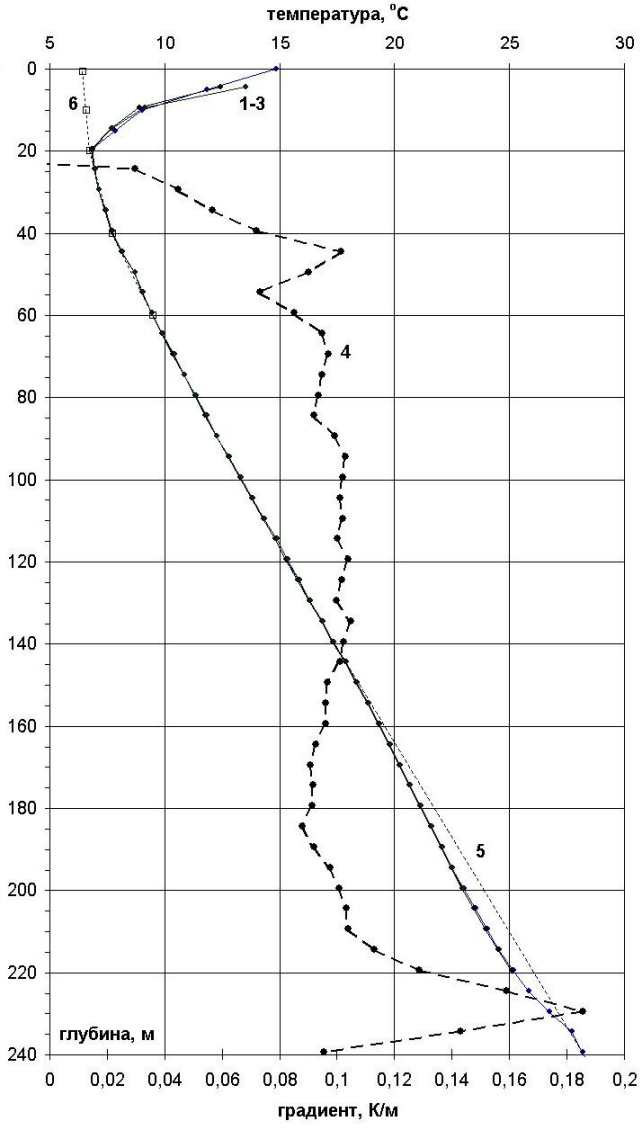


Рис. 1. Результаты термокаротажа скважины kun-1: 1-3 – первичные термограммы, записанные тремя нижними датчиками; 4 – температурный градиент; 5 – участок линейной интерполяции в интервале гидрогеологической аномалии; 6 – участок скомпенсированной сезонной аномалии (среднегодовые значения температуры по данным мониторинга)

Экстремальные свойства геотемпературных аномалий как индикатор локализации течений подземных вод

Покажем, что, анализируя соотношение между формой и величиной аномалии, можно отличить фильтрацию подземных вод в поровом пространстве пород от течений, приуроченных к самой скважине. Рассмотрим одномерную стационарную модель поля температур в однородной пористой среде при совместном действии кондуктивного и конвективного механизмов теплопереноса. При одномерном течении несжимаемой жидкости с постоянной скоростью, направленной вдоль оси z, установившееся распределение температуры, которую считаем одинаковой для твердых пород матрицы и жидкости, можно описать уравнением

$$l_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = c_l r_l (\mathbf{V} \cdot \mathbf{e_z}) \frac{\partial T}{\partial z} \quad , \qquad (1)$$

где T – температура, λ_m – теплопроводность пород матрицы в области водообмена, c_l, ρ_l – теплоемкость и плотность жидкости, $\mathbf{V}$ – вектор скорости фильтрации в однородной пористой среде, $\mathbf{e_z}$ – единичный вектор в положительном направлении оси z.

Линейные участки термограммы на рис. 1 выше «горизонта питания» z_1=145 м и ниже «горизонта разгрузки» z_2=235 м иллюстрируют решение уравнения (1) при отсутствии конвекции ($V=0$). Температура в этих областях (включая границы области водообмена) определяется только кондуктивным механизмом теплопереноса. Это позволяет при моделировании теплового режима в данной скважине задать на границах области водообмена постоянные температуры. Отметим, что «невозмущенность» температурного режима на нижней границе интервала нисходящего течения указывает на его «недавнее» появление (Демежко, Рывкин, Голованова, 2006). В противном случае, поступающая сверху вода охладила бы некоторый слой пород ниже интервала водообмена.

Выберем за начало отсчета глубины и температуры, соответственно, глубину и температуру горизонта $z=z_1$, ось z направим вертикально вниз. Решая уравнение теплопереноса (1) при граничных условиях $T_1=T(z_1)$, $T_2=T(z_2)$ в безразмерных переменных

$$y = \frac{z - z_1}{z_2 - z_1};\ T^* = \frac{T - T_1}{T_2 - T_1}\ ,$$

где y и T^* – соответственно безразмерные глубина и температура, получим

$$T^*(y, p) = \frac{e^{py} - 1}{e^p - 1}\ . \qquad (2)$$

Единственный параметр p в распределении температуры (2) с точностью до знака совпадает с числом Пекле

$$p = Pe\cos(\mathbf{V}, \mathbf{e}_z),\ Pe = \frac{c_l r_l}{l_m} Vh,\ h = z_2 - z_1, \qquad (3)$$

где h – мощность области водообмена. Если фильтрация отсутствует ($p=0$), из решения (2) получим стационарное распределение температуры в твердом теле между изотермическими горизонтами при кондуктивном теплопереносе

$$T^*(y,0) = y\ . \qquad (4)$$

Разность выражений (2) и (4) определяет фильтрационную температурную аномалию

$$U(y, p) = T^*(y, p) - T^*(y,0) = \frac{e^{py} - 1}{e^p - 1} - y. \qquad (5)$$

Видно, что при $p=0$ аномалия отсутствует, т.е. $U(y,0)=0$, а при $p \neq 0$ она исчезает на границах области водообмена

$$U(0, p) = U(1, p) = 0\ . \qquad (6)$$

Следовательно, при $p \neq 0$ внутри этой области имеется экстремум температурной аномалии. Глубина экстремума определяется из (5)

$$y_{extr}(p) - \frac{1}{2} = \begin{cases} -\frac{1}{2} + \frac{1}{|p|}\ln\frac{|p|}{1 - e^{-|p|}}, & p < 0 \\ 0, & p = 0 \\ \frac{1}{2} - \frac{1}{p}\ln\frac{p}{1 - e^{-p}}, & p > 0 \end{cases}. \qquad (7)$$

Знак второй производной аномальной температуры $U(y, p)$ по y совпадает, согласно (5), со знаком параметра p. Следовательно, с учетом условий (6), при нисходящем течении ($p>0$) аномальная температура достигает минимума, поэтому аномалия отрицательна. При восходящем течении достигается максимум $U(y, p)$ и аномалия положительна. Подставляя (7) в (6) получим экстремальную температуру фильтрационной аномалии

$$U_{extr}(p) = U(y_{extr}(p), p)\ . \qquad (8)$$

Уравнения (7) и (8), выражающие зависимость экстремальных величин аномалии от параметра p можно рассматривать, как параметрическое определение зависимости экстремальной температуры аномалии от глубины экстремума. Зависимость $U_{extr}(y_{extr})$ приведена на рис. 2, где центру симметрии соответствует отсутствие фильтрации ($p=0$). Чем ближе к кривой расположена точка с экспериментально определенными координатами y_{extr} и U_{extr}, тем с большей уверенностью можно утверждать наличие регио-

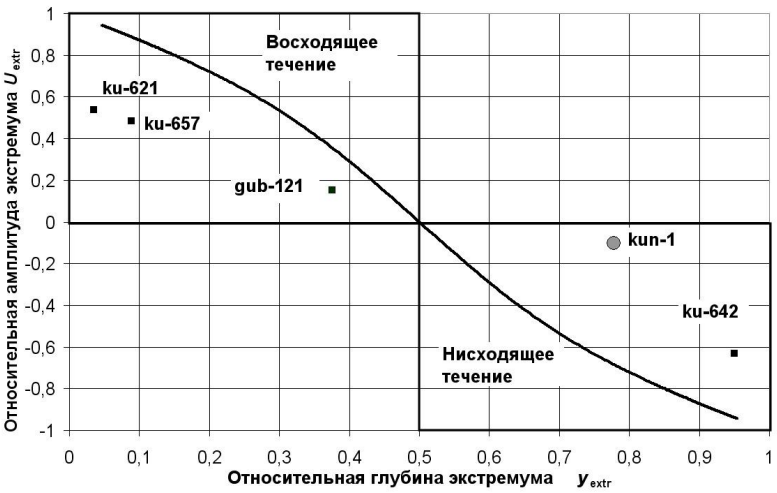


Рис. 2. Зависимость между относительными амплитудой экстремума температурной аномалии U_{extr} и его координатой y_{extr} при региональной фильтрации в однородном поровом пространстве. Точками обозначены экспериментальные данные, свидетельствующие о нарушении этой зависимости вследствие локализации течения в скважине

нальной фильтрации. В скважине kun-1 y_{extr}=0,78; U_{extr}= –0,10, что позволяет отнести аномалию температуры к влиянию заколонного перетока. Для сравнения на рис. 2 приведены значения y_{extr} и U_{extr} для ряда уральских скважин, природа температурных аномалий в которых известна. В скважинах ku-642, 621, 657 наблюдаются перетоки внутри открытого ствола, в скважине gub-121 – в заколонном пространстве вследствие размыва нарушенной скважиной соляной толщи.

Влияние рельефа на распределение температуры

Протяженность возвышенной морской косы, на которой расположено устье скважины kun-1, позволяет использовать для оценки влияния рельефа на температурное поле двумерное приближение, известное, как поправка Лиса (Карслоу, Егер, 1964, с. 419). Методика основана на том, что некоторые точные решения двумерного уравнения Лапласа описывают стационарное распределение температуры в однородных полубесконечных областях с локально криволинейной границей, моделирующей форму поверхности рельефа. Температура на этой поверхности линейно зависит от высоты рельефа и адиабатического градиента, а градиент температуры вдали от неоднородности совпадает с геотермическим градиентом G_0, невозмущенным рельефом. Одна из таких форм границы – сечение симметричного горного хребта вертикальной плоскостью – подобна рельефу земной поверхности в районе скважины kun-1. При подборе двух свободных параметров модели принималось: высота «хребта» – 25 м, ширина на половине высоты – 100 м, расстояние устья скважины от оси симметрии – 30 м, адиабатический градиент – 0,0065 К/м. Температура поверхности при моделировании считалась равной среднегодовой на глубине 0,6 м (по данным годичных наблюдений). Невозмущенный рельефом температурный градиент (G_0=0,1096 К/м) подбирался так, чтобы в интервале глубин 200-240 м его значение совпадало с наблюденным (0,1079 К/м). Как видим, поправка для градиента 0,0017 К/м не превышает 2%.

На рис. 3 приведены: исходная термограмма, расчетное распределение температур, обусловленное исключительно рельефом, исправленная за рельеф термограмма и соответствующие этим трем графикам температурные аномалии.

Температура, исправленная за рельеф, в нижней части скважины примерно на 1 К выше наблюдаемой (верхняя шкала на рис. 3), что уже существенно при оценке палеотемператур.

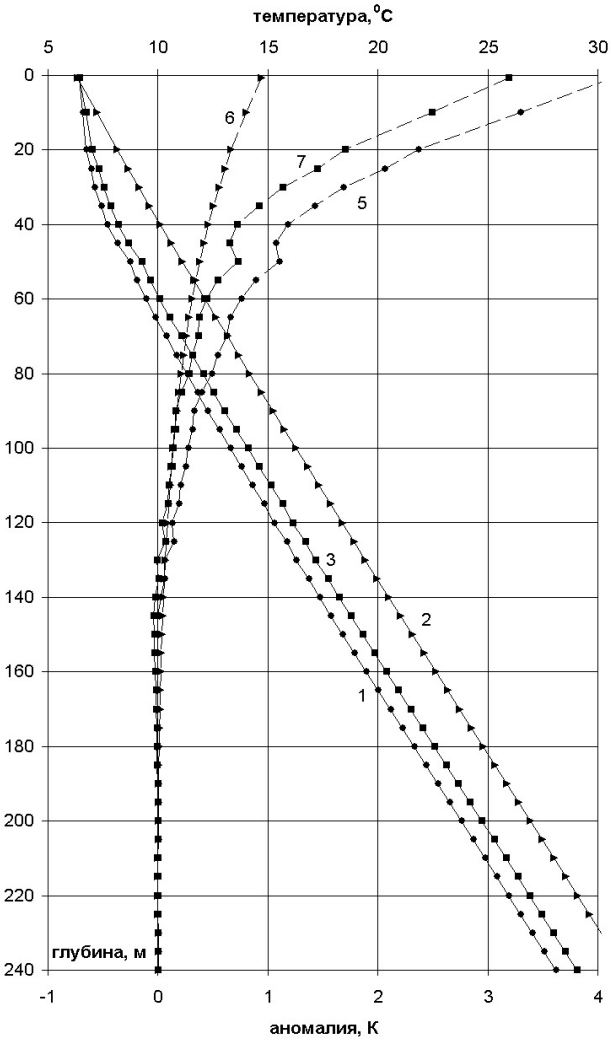


Рис. 3. Результаты введения поправок в распределение температур по скв. kun-1, учитывающих влияние рельефа: 1 – исходная термограмма; 2 – распределение температуры, обусловленное исключительно рельефом; 3 – распределение температуры с введенными поправками; 5-7 – температурные аномалии, соответствующие распределениям 1-3

Оценка температуропроводности по распространению суточных волн

На рис. 4 приведены изменения температуры воздуха и почвы за период 02.11.07 – 08.11.07. Видно, что данные температурного мониторинга в почве на глубинах 0,07 и 0,37 м достаточно хорошо отражают суточную температурную волну в воздухе.

Температура на глубинах 0,07 и 0,37 м за весь период наблюдений не опускалась ниже 0 ^{0}C, поэтому, в отсутствие фазовых переходов, при моделировании считаем, что в почве действует единственный механизм распространения температурной волны – кондуктивный. При гармонически меняющейся температуре поверхности установившимся решением нестационарного одномерного уравнения теплопроводности в однородном полубесконечном твердом теле являются гармонические колебания температуры с той же частотой (Карслоу, Егер, 1964).

$$U(z,t) = A_0 e^{-kz} \sin(w\,t - kz - j\,), \quad k = \sqrt{w / 2a}, \tag{9}$$

где $U(z, t)$ – изменение температуры на глубине z в момент t, A_0 и φ – соответственно амплитуда и начальная фаза колебаний на земной поверхности, k – «кондуктивное» волновое число, зависящее от частоты колебаний ω и температуропроводности почвы a. Амплитуда колебаний затухает с глубиной экспоненциально, поэтому

$$\ln A = \ln A_0 - kz. \tag{10}$$

По данным, приведенным на рис. 4 были оценены амплитуды 6 суточных волн $A=½(T_{extr}-(T_{-1}+T_{+1})/2)$, где T_{extr}- – температура в максимуме или минимуме, T_{-1} и T_{+1} – температуры в соседних экстремумах. По каждой паре значений амплитуды на глубинах 0,07 и 0,37 м рассчитывались параметры линейной зависимости ln A от глубины z, угловой коэффициент которой и есть волновое число k, а величина $\ln A_0$ определяет амплитуду колебаний темпе-

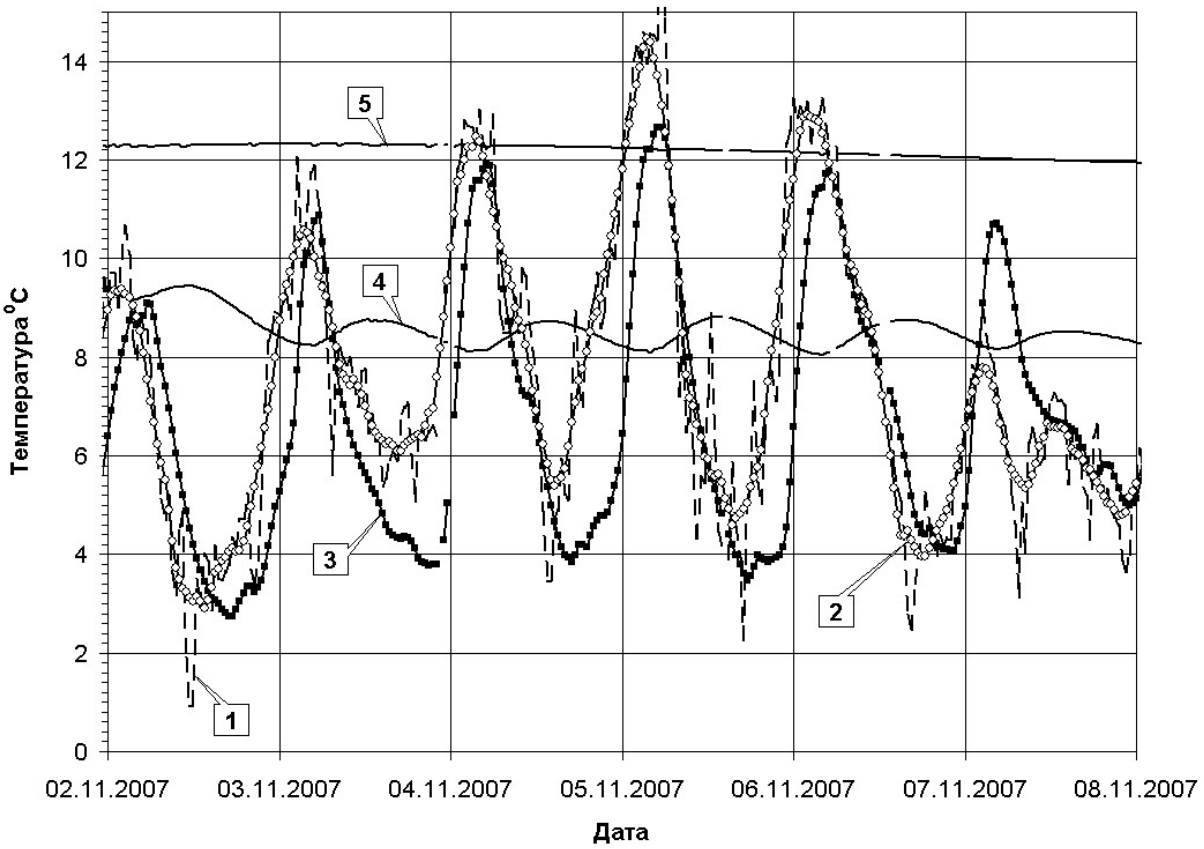


Рис. 4. Изменения температуры воздуха (1 – измеренные каждые 0,5 часа, 2 – сглаженные) и почвы на глубинах 0,07 м (3), 0,37 м (4) и 1,07 м (5)

Таблица 1. Расчет температуропроводности по характеру затухания суточных температурных волн

Дата	Элемент	Амплитуда $A(z)$, К		Параметры линейной зависимости		Температуро-проводность a, 10^{-6} м^2/с	Амплитуда на поверхности A_0, К
		0,07 м	0,37м	k, м$^{-1}$	$\ln A_0$		
03.11	max	3,5	0,305	8,134	1,822	0,550	6,19
04.11	max	3,9	0,31	8,441	1,952	0,510	7,04
05.11	max	4,4	0,375	8,208	2,056	0,540	7,82
06.11	max	4,35	0,33	8,596	2,072	0,492	7,94
05.11	min	4,05	0,37	7,977	1,957	0,572	7,08
06.11	min	3,45	0,23	9,027	1,870	0,446	6,49
Среднее		3,94	0,32	8,397	1,955	0,518	7,09
Стандартное отклонение		0,407	0,053	0,379	0,099	0,045	0,70
Погрешность среднего				0,155		0,018	0,29

ратуры поверхности (рис. 5а, табл. 1).

По этим данным температуропроводность $a=(0{,}52\pm0{,}02)\cdot10^{-6}$ м^2/с, $A_0=(7{,}1\pm0{,}3)$ К. Отметим, что полная амплитуда колебаний температуры земной поверхности $2A_0\approx14$ К существенно выше амплитуды колебаний температуры воздуха, не превышающей 9 К. Вероятно, это связано с тем, что поверхность земли нагревается прямыми солнечными лучами, а воздушный датчик защищен от них экраном.

Из уравнения (9) видно, что оценить температуропроводность можно и по временному сдвигу температурной волны на различных глубинах. На рис. 5б приведена зависимость временного сдвига относительно температурных колебаний, зарегистрированных воздушным датчиком от глубины. Временной интервал между одноименными элементами суточной волны (мы использовали максимумы и минимумы) связан с волновым числом соотношением:

$$\Delta t = \frac{k\Delta z}{2p}t \ , \qquad (11)$$

где Δt – временной интервал между двумя максимумами или минимумами, $\tau=2p/\omega$ – период колебаний, Δz – разность глубин. Отсюда температуропроводность равна:

$$a = \frac{(\Delta z)^2 t}{4p\,(\Delta t)^2} \ . \qquad (12)$$

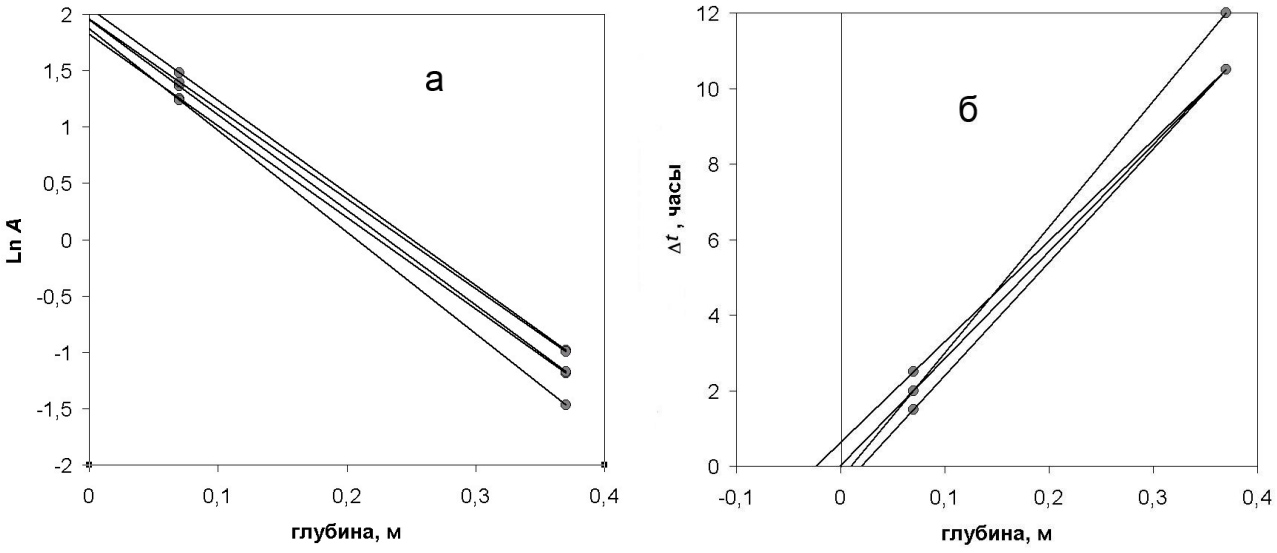


Рис. 5. Экспериментальные зависимости затухания (а) и временного сдвига суточной волны (б) от глубины

Исходные данные и результаты расчета приведены в табл. 2.

Средняя температуропроводность по пяти определениям $a=(0{,}63\pm0{,}05)\cdot10^{-6}$ м^2/с, что весьма близко к предыдущей оценке, рассчитанной по затуханию амплитуды с глубиной, но ее погрешность более, чем в два раза выше. Высокая погрешность, очевидно, связана с недостаточным интервалом дискретизации временных измерений (0,5 часа) и, как следствие, с низкой точностью определения временных сдвигов. Отметим, что расчеты температуропроводности были проведены без участия данных об изменениях температуры воздуха. Экстраполяция зависимости временного сдвига на дневную поверхность позволяет определить сдвиг суточной волны между приземным воздухом и земной поверхностью. В среднем эта величина равна –0,05±0,21 часа, т.е. близка к нулю.

Различие между оценками температуропроводности, полученными двумя способами ($0{,}109\cdot10^{-6}$ м^2/с), в два раза выше суммарной погрешности этих оценок ($0{,}048\cdot10^{-6}$ м^2/с), т.е. статистически значимо. Так же значимо различаются и волновые числа – на 0,72 м $^{-1}$ при суммарной погрешности 0,33 м $^{-1}$. Такое различие может быть связано с появлением дополнительного – конвективного механизма теплопереноса. В работах (Демежко, Рывкин, Голованова, 2006; Рывкин, Демежко, Голованова, 2007) было показано, что распространение гармонического температурного сигнала с поверхности при совместном действии кондуктивного и фильтрационного механизмов теплопереноса можно описать зависимостью, аналогичной (9)

$$U(z,t) = De^{-k_a z}\sin(wt - k_f z - j),$$

$$k_a = \frac{k}{r_a}, \quad k_f = \frac{k}{r_f},$$

$$r_a = r_f^2(r_f + 2^{1/2}b), \quad r_f = ((b^4+1)^{1/2} + b^2)^{1/2}, \quad (13)$$

$$b = \frac{V_*}{V_c}, \quad V_* = \frac{c_l r_l}{c_m r_m}V, \quad V_c = 2\sqrt{a_m w} = \sqrt{\frac{8pa_m}{t}},$$

где волновые числа k_a и k_f, определяющие соответственно затухание амплитуды и сдвиг фазы, в отличие от (9), не равны и оба зависят не только от частоты колебаний и тепловых свойств пород и флюида, но также от скорости фильтрации. Индексы l и m при теплоемкости c, плотности ρ и температуропроводности a относятся, соответственно, к флюиду и породам; параметр $\beta=V_*/V_c$ – отношение эффективной скорости фильтрации в пористой среде V_* к скорости кондуктивного распространения температурной волны V_c.

При увеличении скорости нисходящей фильтрации ($\beta>0$) оба волновых числа уменьшаются, причем амплитудное – быстрее. Другая ситуация наблюдается при восходящей фильтрации ($\beta<0$, рис. 6): амплитудное волновое число увеличивается, а фазовое уменьшается так же, как и при нисходящей. Если период температурной волны, а также тепловые свойства пород и флюида

Таблица 2. Расчет температуропроводности по временному сдвигу суточных температурных волн

Дата	Элемент	Δt (воздух--0,07м), часы	Δt (воздух--0,37м), часы	Δt (0,07-0,37 м), часы	k, м $^{-1}$	a, 10 $^{-6}$м^2/с	Δt (воздух--поверхность), часы
03,11	max	2,0	10,5	8,5	7,418	0,661	0,02
04,11	max	1,5	10,5	9,0	7,854	0,589	-0,60
05,11	max	2,0	10,5	8,5	7,418	0,661	0,02
05,11	min	2,0	12,0	10,0	8,727	0,477	-0,33
06,11	min	2,5	10,5	8,0	6,981	0,746	0,63
Среднее		2,0	10,8	8,8	7,679	0,627	-0,05
Стандартное отклонение		0,35	0,67	0,76	0,662	0,100	0,46
Погрешность среднего					0,296	0,045	0,207

известны, то отношение k_a/k_f однозначно определяет параметр β, следовательно, скорость конвекции. В рассмотренном примере k_a/k_f=1,094, τ=1 сутки, что соответствует восходящему потоку с $V=V_*$=4 см/сутки (при a=0,52·10^{-6} м^2/с, V_c=1,06 см/сутки; см. рис. 6, жирная точка). Причина появления столь мощного восходящего потока в верхнем слое почвы нам не вполне понятна. Одно из объяснений может быть связано с капиллярным подъемом почвенной влаги в интенсивно просыхающий на солнце верхний слой.

Интересно, что подобное же соотношение волновых чисел наблюдалось и в других экспериментах. В работе (Smerdon et al., 2003) исследовалось распространение годовых колебаний температуры поверхности по данным 19-летнего температурного мониторинга в скважине Микроклиматической исследовательской станции в г. Фарго (США, штат Сев. Дакота). По характеру затухания амплитуды и сдвигу фазы с помощью методики, сходной с описанной выше, были определены два различных средних значения температуропроводности в 10-м интервале глубин: a_a=0,364·10^{-6} м^2/с и a_f=0,380·10^{-6} м^2/с, откуда $k_a/k_f = (a_a/a_f)^2$=1,089. По нашим расчетам при τ=1год такое различие свидетельствует о восходящем потоке со скоростью V=0,2 см/сутки. И в этом случае, учитывая низменное положение станции и высокий уровень грунтовых вод – всего 1-2 м от поверхности (Schmidt et al., 2001) – можно предположить постоянную подпитку из нижних водоносных горизонтов.

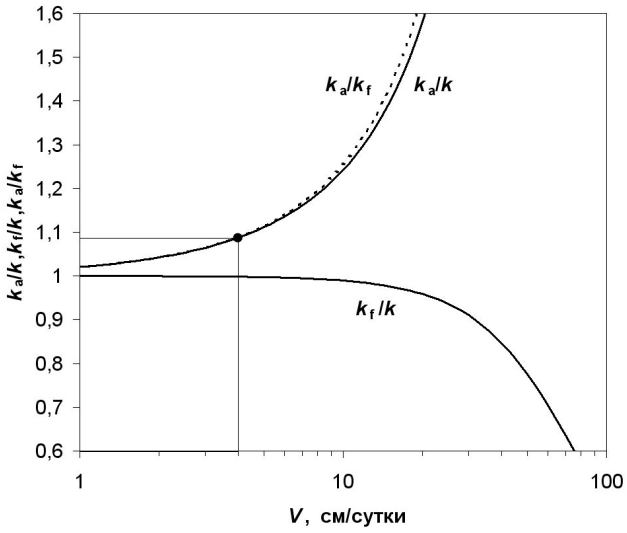


Рис. 6. Изменение отношений волновых чисел в зависимости от скорости восходящей фильтрации. Период колебаний температуры поверхности τ=1 сутки. Жирная точка – пример оценки скорости фильтрации

Оценка плотности теплового потока

Стандартная методика определения плотности теплового потока базируется на раздельной оценке вертикальной составляющей геотермического градиента (по данным термокаротажа) и теплопроводности пород (по лабораторным данным)

$$q = l\,G\,. \qquad (14)$$

Связанные с этим неопределенности обусловлены обоими сомножителями в правой части уравнения (14). Несмотря на то, что прямых измерений теплопроводности пород, вскрытых скважиной не проводилось, анализ геологического разреза и теплофизических свойств близких по составу пород (Волкова, 1975; Веселов и др., 1976; Sass et al., 1987) позволяет принять среднее значение теплопроводности, равным 1,7 Вт/(м·К) при стандартном отклонении 0,3 Вт/(м·К).

Величина ненарушенного влиянием рельефа геотермического градиента в интервале 200 – 240 м, как было показано выше, составляет G_0=109,6 К/км. При этом погрешность топографической поправки заведомо не превышает ее величины (1,7 К/м, или 1,6%). Другим источником неопределенности градиента является палеоклимат. Наиболее значительные искажения связаны с двумя палеоклиматическими эпизодами: потеплением на границе плейстоцена и голоцена примерно 10 тыс. л.н. и малым ледниковым периодом 100-600 л.н. (Демежко, 2001). Влияние плейстоцен-голоценового потепления прослеживается аномальным изменением градиента до глубин >2000 м. Причем в интервале 500-1500 м изменение геотермического градиента определяется исключительно этим событием. Малый ледниковый период отмечается по-

ложительной аномалией градиента в интервале 100-500 м.

Отрицательная температурная аномалия малого ледникового периода $\Delta T_{\text{МЛП}}$ по нашей оценке (более подробно результаты реконструкции палеоклимата будут описаны во второй части статьи) не превышает 3К. Сложнее обстоит дело с оценкой амплитуды плейстоцен/голоценового потепления в западной части Тихого океана. В работах (Демежко и др, 2007; Demezhko et. al., 2007) пространственное распределение амплитуд потепления $\Delta T_{\text{П-Г}}$ в Европе и Западной Сибири по результатам исследований было предложено аппроксимировать зависимостью:

$$\Delta T_{П-Г}(r) = 1{,}75 + 2{,}714 \cdot 10^{4} r^{-1}, \quad (15)$$

где r – кратчайшее расстояние (по дуге большого круга, в км), от гипотетического центра потепления расположенного в Северной Атлантике, с координатами φ_0 =71,1º с.ш. и λ_0=0,31º з.д. до конкретной точки с координатами φ, λ. Зависимость (15) позволяет объяснить более 90% наблюдаемой (в геотермических реконструкциях) изменчивости амплитуд плейстоцен/голоценового потепления. Для координат скважины kun-1 (44º с.ш., 145,9º в.д., r=6935 км) $\Delta T_{\text{П-Г}}$ =5,6 К. Эта оценка не очень надежна, так как экстраполирована далеко от районов, по которым были получены экспериментальные данные. Единственным ее независимым подтверждением могут служить реконструкции палеотемператур поверхности моря вблизи восточного побережья Японии, основанные на алкеноновом анализе океанических кернов (Yamamoto et al., 2005). Согласно этим данным, средняя температура за период 12-30 тыс. л.н. составляла 15,4 ºС, а за период 0-10 тыс. л.н. – 19,3 ºС. Потепление, происшедшее 10-12 тыс. л.н., составило 3,9 К. Эта цифра, естественно, ниже полученной нами оценки, так как. она характеризует колебания температуры морской воды, амплитуда которых всегда меньше амплитуды колебаний поверхности суши.

Оценим аномальный геотермический градиент, обусловленный влиянием палеотемператур, на основе решения одномерной задачи теплопроводности для ступенчатой функции изменения температуры земной поверхности (Демежко, 2001). Если использовать простейшую модель палеотемпературных изменений, включающую плейстоцен/голоценовое потепление 10000 лет назад с амплитудой 5,6 К и похолодание малого ледникового периода 100 – 600 лет назад с амплитудой 2,5 К, то аномальный геотермический градиент в диапазоне глубин 200 – 240 м в среднем составит – 1,6 К/км.

Определим погрешность оценки аномального геотермического градиента вследствие неопределенности в исходных палеоклиматических и теплофизических данных. Для этого зададим диапазоны изменения для $\Delta T_{\text{П-Г}}$, $\Delta T_{\text{МЛП}}$, a (табл. 3) и z{200; 240 м}. Предполагая равномерное распределение параметров в пределах выбранных диапазонов и, варьируя их значения случайным образом, в результате некоторого числа испытаний получим выборку оценок аномального градиента. Среднее значение и стандартное отклонение аномального геотермического градиента, приведенные в табл. 3, получены в результате обработки 6000 испытаний.

Исправленный за влияние палеоклимата геотермический градиент составит: $G=G_0-G_{\text{ан}}$=109,6+1,6=111,2 К/км, а его погрешность, обусловленная неопределенностью оценок влияния рельефа и палеоклимата: $(1{,}7^2+1{,}5^2)^{1/2}$=2,3 К/км.

Погрешность оценки плотности теплового потока, в свою очередь, определяется средними значениями и погрешностями теплопроводности и геотермического градиента

$$s_q = \sqrt{s_l^2 s_G^2 + \overline{G}^2 s_l^2 + \overline{l}^2 s_G^2}. \quad (16)$$

Таблица 3 Расчет погрешности оценки аномального геотермического градиента

a, 10^{-6} м^2/с		$\Delta T_{\text{П-Г}}$, К		$\Delta T_{\text{МЛП}}$, К		$G_{\text{ан}}$, К/км	
среднее значение	диапазон изменения	среднее значение	диапазон изменения	среднее значение	диапазон изменения	среднее значение	стандартное отклонение
0,6	0,5 – 0,7	5,6	4,1 – 7,1	2,5	1,5 – 3,5	1,64	1,51

Таблица 4. Расчет погрешности оценки теплового потока

Теплопроводность		Геотермический градиент		Плотность теплового потока	
значение λ, Вт/(м·К)	стандартное отклонение σ_λ, Вт/(м·К)	значение G, К/км	стандартное отклонение σ_G, К/км	значение q, мВт/м^2	стандартное отклонение σ_q, мВт/м^2
1,7	0,3	111,2	2,3	189,0	33,6

В табл. 4 приведены исходные данные и расчет погрешности оценки плотности теплового потока согласно (16). Итоговое значение плотности теплового потока q=189±34 мВт/м^2.

Заключение

Комплексные геотермические исследования, проведенные в скважин kun-1, подтвердили высокие значения геотермических градиентов и тепловых потоков Южных Курил (Геолого-геофизич. Атлас..., 1987). Хотя относительные поправки в измеренное значение градиента, учитывающие влияние палеоклимата и рельефа, невелики, они все же приводят к некоторому увеличению измеренной величины. Высокий геотермический градиент по скважине, расположенной в пределах поселка вдали от гидротермальных проявлений на поверхности, дает возможность рассматривать этот участок как перспективный для прямого получения тепловой энергии для муниципальных нужд. Скважина глубиной один км позволит получать здесь воду с температурой 100 и более градусов.

Предложенный метод идентификации температурных аномалий гидрогеологической природы позволяет эффективно различать естественную фильтрацию, происходящую в поровом пространстве пород, окружающих скважину, от обусловленных бурением и строительством скважины внутрискважинных и заколонных перетоков. Приведенные примеры, в том числе, по уральским скважинам, показали, что большинство «гидрогеологических» аномалий, ранее рассматриваемых в связи с региональным потоком подземных вод, вызваны именно этими искусственными причинами. Это существенно меняет сложившиеся на сегодняшний день представления о «гидрогеологической» информативности геотермии.

Описанный метод оценки температуропроводности верхнего слоя пород по характеру затухания и сдвигу фазы суточной температурной волны с глубиной, хотя и достаточно трудоемок, позволяет характеризовать тепловые свойства *in situ* и в макрообъемах. Анализ соотношения фазового и амплитудного волновых чисел дает возможность оценить конвективную составляющую теплопереноса. Дальнейшее осуществление этого эксперимента позволит дополнить эти оценки данными о распространении годовых волн и лабораторными измерениями на образцах.

Во второй части статьи будет приведена температурная история земной поверхности за последние 500 лет, реконструированная по геотермическим данным. Также будут описаны результаты температурного мониторинга и определены причины, вызывающие температурные колебания в широком временном диапазоне – от первых секунд до нескольких месяцев, в том числе, связанные с тектоническими изменениями при подготовке землетрясения.

Исследования проводились в рамках Интеграционных проектов УрО и СО РАН «Реконструкция пространственного распределения амплитуд плейстоцен-голоценового потепления в Северной Евразии по геотермическим данным» (2006-2008) и «Изучение вариаций геотемпературного поля по данным непрерывного высокоточного температурного мониторинга в скважинах и донных осадках» (2009). Д.Ю. Демежко также выражает признательность политической партии «Справедливая Россия» за поддержку геотермических исследований.

Литература

Веселов О.В., Волкова Н.А., Еремин Г.Д., Козлов Н.А., Соинов В.В. Определение ко-

эффициента теплопроводности образцов горных пород / В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1976. С. 81-86.

Волкова Н.А. Использование метода Брайниной для определения коэффициента теплопроводности образцов горных пород // Тр. СахКНИИ. Ю.-Сахалинск: 1975, вып. 30. С. 302-304.

Геолого–геофизический Атлас Курило-Камчатской островной системы. Редакторы: К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. // Л. ВСЕГЕИ, 1987.

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

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Голованова И.В. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры // Уральский геофизический вестник. 2006. №9. С. 16-26.

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Дучков А.Д., Балобаев В.Т. Пространственные закономерности плейстоцен/ голоценового потепления в Северной Евразии // Уральский геофизический вестник. 2007. №1 (10). С. 6-26.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с..

Рывкин Д.Г., Демежко Д.Ю., Голованова И.В. Распространение теплового климатического сигнала в верхней части земной коры. Роль кондуктивного и конвективного механизмов. // Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Мат-лы. /Екатеринбург, 2007. С. 145-147.

Chapman D.S. and Harris R.N. Repeat temperature measurements in borehole GC1, Northwestern Utah: towards isolating a climate-change signal in borehole temperature profiles. // Geophys. Res. Lett.. 1993. Vol.18. P. 1891-1894.

Cermak V., Safanda J., Kresl M. Intra-hole fluid convection: High-resolution temperature time monitoring // Journal of Hydrology. 2008. Vol. 348. P. 464– 479.

Cermak V., Safanda J., Bodri L. Precise temperature monitoring in boreholes: evidence for oscillatory convection? Part 1: Experiments and field data // International Journal of Earth Sciences. 2008. Vol. 97(2). P. 365-373. doi:10.1007/s00531-007-0237-4.

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. Vol. 3. P. 559–568. (URL: http://www.clim-past.net/3/559/2007/cp-3-559-2007.html).

Haenel R., Rybach L., Stegena L. Fundamentals of geothermics. In: Haenel R., Rybach L., Stegena L. (eds) Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Dordrecht: Kluwer, 1988. P. 9–57.

Safanda J., Rajver D., Correia A and Dedecek P. Repeated temperature logs from Czech, Slovenian and Portuguese borehole climate observatories // Climate of the Past. 2007. Vol. 3. P. 453–462.

Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Dudley W.W., Priest S.S. and Munroe R.J. Temperature, thermal conductivity, and heat flow near Yucca Mountain, Nevada: Some tectonic and hydrologic implications // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1988. Vol. 87-649. 118p.

Schmidt W.L., Gosnold W.D., Enz J.W. A decade of air-ground temperature exchange from Fargo, North Dakota. // Global and Planet. Change. 2001 Vol. 29, no. 3-4. P. 311-325.

Smerdon J.E., Pollack H.N., Enz J.W., Lewis M.J. Conduction dominated heat transport of the annual temperature signal in soil // J. Geoph. Res.. 2003. Vol. 108(B9). 2431. doi: 10.1029/2002JB002351.

Yamamuro M. and Tanaka Y. The California Current System during the last 136,000 years: Response of the North Pacific High to precessional forcing // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 26. P. 405-414.

УДК 550.834.3(571.1)

ЗНАНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ – ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ЭФФЕКТИВНОГО ПРОГНОЗА ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье на конкретных примерах из практики глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в пределах Уральского региона рассмотрена роль информации о специфике строения земной коры при решении как тектонических, так и прогнозных задач региональной нефтяной геологии. Намечены направления повышения эффективности использования имеющейся информации по ГСЗ и развития глубинных зондирований в будущем.

Уральский регион, глубинное сейсмическое зондирование, региональная нефтяная геология.

KNOWLEDGE OF THE THE EARTH'S CRUST STRUCTURE – ONE OF FACTORS FOR THE EFFECTIVE FORECAST OF HYDROCARBONS DEPOSITS SEARCHES

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In the article on concrete examples from practice of deep seismic sounding (DSS) within of the Ural region the role of the information about specificity of the earth's crust structure considered at the decision both tectonic, and predictive problems of regional oil geology. Directions of efficiency increase for available information on DSS usage and deep sounding developments in the future are planned.

Ural region, deep seismic sounding, regional oil geology.

Введение

Актуальными для нефтегазовой геологии, на наш взгляд, являются следующие проблемы: обоснование оптимальной модели, основанной на биогенной и абиогенной гипотезе образования углеводородов; обоснование перспективной зоны контакта осадочной толщи и дезинтегрированной части основания (фундамента) и промежуточных комплексов, как новых перспективных объектов Уральского региона и Западной Сибири; обоснование новых нефтегазоперспективных районов, площадей и объектов для последующих детальных геолого-геофизических исследований.

Решение перечисленных задач, как показывает практика поисков месторождений углеводородов (УВ), без использования информации о глубинном строении земной коры не дает нужного эффекта. Эта информация содержится в: результатах глубинных сейсмических исследований; глубокого и сверхглубокого бурения и других геофизических исследований. При количественной интерпретации геолого-геофизических данных основная проблема заключается в уменьшении неоднозначности, повышении детальности и достоверности получаемых моделей геосреды. В настоящее время в геофизических организациях накоплен огромный фактический материал. В период с 1964 по 2000 гг. в пределах Уральского региона, включая Западную Сибирь, выполнено свыше 13000 км ГСЗ, а также теллурических зондирований (МТЗ) и исследований методом отраженных волн землетрясений (МОВЗ) на отдельных маршрутах. Материалы существенно различаются по составу, качеству и полноте информации. Формальное обобщение таких данных не эффективно и не способствует решению перечисленных задач. К тому же результаты сверхглубокого бурения, за исключением отдельных случаев (Дружинин В.С., 1995; Дружинин В.С. и др., 2003), не проясняют и даже отрицают возможности методов глубинной геофизики. Исправить методические упущения, которые были допущены при проведении полевых работ по ГСЗ, практически невозможно. Наиболее реальным путем решения задач тектонического районирования территории Уральского региона, металлогении и геодинамики по имеющемуся сейсмическому

материалу, как показывает наш опыт работ, является построение сейсмогеологических 2D моделей в рамках методики глубинного геокартирования (Дружинин В.С. и др., 2000). Такие модели строятся на основе современных представлений о геологической среде и комплекса всей имеющейся геолого-геофизической информации (Брехунцов А.Н. и др., 2007; Дружинин В.С. и др., 2008; Дружинин В.С. и др., 2009).

Снижение степени неоднозначности при построении по этим разрезам плотностных моделей осуществляется за счет:
а) полного учета плотностных неоднородностей среды, расположенных выше кровли консолидированной коры; б) выбора уровня изостатической компенсации плотностных объемов земной коры и верхней мантии на глубинном уровне 80 км (для региональных профилей протяженностью 500-600 км); в) соответствия осредненных значений плотности верхней половины коры, полученных при таком моделировании расчетному разрезу, определенному по интегральным значениям скорости с использованием зависимости $\sigma=f(v)$. В основном, это осредненные градиентные скоростные модели, построенные по специальным полям времени первых вступлений.

Следующим этапом, снижающим степень неоднозначности, является объемное плотностное моделирование. Стартовая плотностная слоистая разломно-блоковая модель верхней части литосферы составляется на основе 2D плотностных моделей по профилям ГСЗ. Построение геолого-геофизических 2D и 3D моделей верхней части литосферы осуществляется с использованием для определения ее возможного состава результатов плотностного моделирования, определения скоростных параметров, интерпретации аномалий магнитного поля, данных МТЗ, метода отраженных волн (МОВ), сведений о тепловом потоке, геологической информации по приповерхностным структурам.

Исследования по северо-западной части Западной Сибири, выполненные по описанной выше методике, позволили по-новому представить тектонику территории, оценить ее нефтегазоперспективность и наметить новые площади и объекты для постановки детальных геолого-геофизических работ (Брехунцов А.Н. и др., 2007; Дружинин В.С. и др., 2008; Дружинин В.С. и др., 2009).

Некоторые примеры из опыта наших прошлых глубинных исследований по оценке нефтегазоперспективности, подтвержденные бурением

1. *Фроловская впадина, Горелая площадь, Западная Сибирь*. По результатам исследований на Ханты-Мансийском профиле ГСЗ в 1979-1980 гг. была дана положительная оценка перспективности субплатформенных отложений, установленных по данным ГСЗ в пределах выделенного древнего Ханты-Мансийского срединного массива и рекомендована поисково-параметрическая скважина глубиной до 4,2 км в районе города Ханты-Мансийска (рис. 1, цветная вкладка). Рекомендации были переданы в 1980 г. в ПГО «ГлавТюменгеология» и затем опубликованы в 1983 г. в журнале «Геология и геофизика» (Дружинин В.С., 1983). Этот прогноз подтвердился в 1984 г. при бурении глубокой скважины на воду, случайно оказавшейся на рекомендованном участке. Был получен мощный фонтан нефти из известняков D_2. При последующих детальных геолого-геофизических исследованиях подтвердилось в общих чертах строение промежуточного комплекса и нефтеносности известняков D, находящихся в виде узких полос (микрогорстов) среди вулканогенно-терригенной толщи триаса.

2. *Вагай-Ишимская впадина, юг Западной Сибири на границе со структурами Северного Казахстана.* Наличие субплатформенных отложений промежуточного комплекса на указанной территории впервые было установлено по данным ГСЗ, метода преломленных волн (МПВ) на Свердловском профиле (1965-1969 гг.). Но по особенностям глубинного строения (преобладающий фемический состав земной коры в пределах впадины) была дана отрицательная оценка (Дружинин В.С. и др., 1976) на возможность определения в этом

комплексе месторождений УВ (рис. 2, цветная вкладка). Эта информация о предполагаемом составе промежуточного комплекса и его неперспективности была подтверждена результатами поисковых геолого-геофизических исследований, выполненных в конце 80-х годов в значительном объеме Тюменской экспедицией ПГО «ГлавТюменгеология». Оба примера приводятся по результатам исследований методом ГСЗ Баженовской геофизической экспедиции.

3. *Ляпинский мегапрогиб, Приуральская часть Западной Сибири.* В процессе выполнения работ по составлению геолого-геофизической модели верхней части литосферы Ляпинского мегапрогиба и соседних территорий (работы Института геофизики УрО РАН по договору с ОАО «СибНАЦ») была дана оценка незначительной перспективности Ляпинского мегапрогиба (Брехунцов А.Н. и др., 2007; Дружинин В.С. и др., 2008; Дружинин В.С. и др., 2009). Это заключение противоречило высокой оценке, которую давали ведущие специалисты-нефтяники Западной Сибири, однако бурение 5 глубоких скважин не обнаружило явных признаков нефтегазоперспективности базальт-терригенной толщи триаса. На рис. 3, 4 (цветная вкладка) приведены новая тектоническая схема и схематическая прогнозная карта нефтегазоперспективности, исследуемой части Западной Сибири.

4. *Куединская площадь, юг Пермской области, восточная окраина Восточно-Европейской платформы (ВЕП).* По данным ГСЗ на Свердловском профиле, в противоположность имеющимся данным МПВ, была определена значительная мощность (до 10 км) осадочных отложений в Калтасинском авлакогене, расположенных на крупном поднятии поверхности расслоенной верхней мантии и установлен преимущественно кислый состав кристаллической коры, рис. 4 (Дружинин В.С. и др., 1976).

На основании этих данных был сделан прогноз о перспективности восточного борта авлакогена на пограничном Куединском участке с соседним Уфимским поднятием. Последующие буровые работы и сейсмические наблюдения методом общей глубинной точки (ОГТ) подтвердили данные ГСЗ относительно осадочных отложений и высокую нефтегазоперспективность Куединской площади.

Кроме перечисленных примеров имеется целый ряд положительных и отрицательных рекомендаций пока не подтвержденных бурением. Но уже приведенных примеров достаточно для подтверждения выдвинутого положения о необходимости учитывать специфику строения земной коры при прогнозировании перспективных площадей и участков на поиски УВ, особенно в новых и малоизученных районах и новых объектов.

Перечень районов (территорий), в которых необходимо выполнить работы по обобщению, анализу имеющихся материалов и построению 2D и 3D геофизических и геолого-геофизических моделей по указанной выше методике, разработанной в Институте геофизики УрО РАН

1. *Уральский регион (основная часть), территория с координатами 50^0-68^0 в.д., 52^0-67^0 с.ш.* Эта территория, помимо Уральского складчатого пояса, захватывает следующие геоструктуры: на западе Тимано-Печорская плита, Восточная часть ВЕП, Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (Пермский край, Удмуртия Восточный Татарстан, Башкирия, Оренбуржье), на востоке – Приуральская часть Западной Сибири, включая ее южное окончание, Курганская область. В пределах указанной территории выполнено около 10000 км профилей ГСЗ, 1000 км глубинного ОГТ, 800 км МОВЗ, МТЗ ~ 1500 км, повысотная аэромагнитная съемка по основным профилям ГСЗ – примерно в объеме 10000 км. Имеется надежная геологическая основа по приповерхностным структурам, плюс три сверхглубоких и несколько глубоких скважин. На основе геофизических и геолого-геофизических объемных моделей будет составлена новая схема тектонического районирования и схематическая минерагеническая карта, в первую очередь нефтегазоперспективности окраин-

ных структур Уральского складчатого пояса. Масштаб представления результативных материалов: 2D модели – М 1:1000000, 3D модели – М 1:2500000. Указанные работы планируется выполнить в течение 2009-2012 гг. коллективом сотрудников Института геофизики с участием ведущих специалистов Уральского региона по вопросам тектоники и минерагении.

2. *Западно-Сибирская геоструктура, основная нефтегазовая провинция России.* В связи с переоценкой запасов углеводородного сырья предстоит выполнить (частично уже выполняются) обобщающие работы по стратиграфии осадочного чехла, типам коллекторов и покрышек, тектонике осадочных отложений и тектонике доюрского фундамента. Учитывая наличия во многих частях Западно-Сибирской геоструктуры промежуточных субплатформенных комплексов D-T (выделение которого также является одной из основных задач обобщения), необходимо внести ясность в понятия: «доюрское основание» и «консолидированный фундамент». На данном этапе исследований, учитывая хорошую информативность о подошве осадочной толщи (отражающей горизонт А), следует ориентироваться на составление тектонической карты доюрского основания с отрисовкой на ней областей (зон) развития промежуточного комплекса. Практика работ по тектоническому районированию в условиях открытого Урала (Дружинин В.С. и др., 1976) свидетельствует о необходимости опираться при этом на особенности строения земной коры, тем более это необходимо при тектоническом районировании закрытых районов, таких, как Западная Сибирь. Поэтому актуальной задачей при составлении тектонической карты доюрского основания является составление геофизических и геолого-геофизических моделей верхней части литосферы Западно-Сибирской геоструктуры. Она достаточно хорошо изучена профилями ГСЗ, МПВ, региональными профилями ОГТ, МОВЗ, МТЗ. Кроме того, имеются две сверхглубокие скважины СГ-6, СГ-7, расположенные на расстоянии 175 км, и несколько глубоких параметрическо-поисковых скважин, вскрывающих отложения промежуточного комплекса.

Основные ожидаемые результаты: геофизические и геолого-геофизические разрезы М 1:1000000, геофизические и геолого-геофизических модели верхней части литосферы Западной Сибири М 1:2500000, схематические, тектоническая и структурно-литологическая карты доюрского основания с зонами развития промежуточных комплексов, схематическая карта перспектив нефтегазоносности с учетом установленной специфики глубинного строения.

Работы по этому объекту являются продолжением исследований по Уральскому региону, но могут выполняться и самостоятельно по разработанной нами методике по отдельным секторам Западно-Сибирского региона (пункты 3 и 4) с участием ведущих специалистов по тектонике и нефтегазоносности.

3. *Область сочленения Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ (через Енисейский кряж).* Многими исследователями признается эта территория как возможная новая нефтегазовая область. Работы по оценке ее нефтегазоперспективности выполняются в 2009 г. специалистами СНИИГГИМС. При этом информация о строении земной коры представлена осредненными и градиентными скоростными разрезами и составленными на их основе картами для некоторых скоростных уровней, которым придаются геологические понятия как поверхностям слоев консолидированной коры (Сурков В.С. и др., 2007). Однако эта информация явно недостаточна для оценки нефтегазоперспективности территории. Во-первых, в предлагаемой нами методике такие скоростные разрезы используются в качестве вспомогательной информации; во-вторых, они не соответствуют разломно-блоковой модели континентальной коры, как наиболее вероятной; в-третьих, необоснованно рассматривать линии осредненных скоростных разрезов как поверхности раздела слоев земной коры. Достаточно обратиться к результатам сверхглубокого бурения,

чтобы понять несостоятельность предлагаемой интерпретации. Поэтому решение принципиальных вопросов, например, таких как: «Не является ли восточная окраина Западно-Сибирского бассейна своеобразным аналогом Предуральского прогиба?» – на таком уровне не может иметь место. Тем более такая информация вряд ли сможет уверенно прояснить проблему нефтегазоносности данной территории. Нужны работы по составлению геофизических и геолого-геофизических моделей верхней части литосферы области сочленения по предлагаемой нами методике. Тем более такие исследования будут дальнейшим их продвижением в восточном направлении.

4. *Северные районы Западно-Сибирской геоструктуры, включая широкую зону сочленения с Северным Ледовитым океаном (СЛО).* Переход структур Западно-Сибирской равнины к структурам СЛО существенно иной, чем для областей сочленения континентальной коры со структурами Тихого и Атлантического океанов. Во-первых, установлено, что континентальная кора продолжается далеко на север СЛО, вплоть до северного полюса; во-вторых, в связи с отмеченной особенностью, Северный Ледовитый океан является специфическим крупным образованием Земли, с особым строением верхней части литосферы и историей развития. Несомненно, что определяющее влияние глобальной структуры СЛО на прибрежные районы Западной Сибири и другие полярные сегменты Евроазиатского континента, должно проявляться в особенностях строения, тектоники и нефтегазоносности. Предварительные данные по данной проблеме получены при изучении строения земной коры северо-западного сектора Западно-Сибирской равнины (Брехунцов, Дружинин, 2007). На широтах 66°-67° намечается разворот Центрально-Уральской мегазоны в широтном направлении в сторону северной оконечности Енисейской складчатой системы вдоль зоны субширотных дислокаций. Именно с наличием такой зоны могут быть связаны некоторые особенности неотектоники, строения осадочного чехла, распределения субплатформенных отложений палеозоя и строения древнего кристаллического фундамента. Возможно его ступенчатое погружение по серии параллельных, субширотных дислокаций в сторону Карского моря с одновременным увеличением мощности субплатформенных палеозойских комплексов.

Таким образом, можно предположить, что область сочленения континента с СЛО также представлена серией субширотных дислокаций. Возникает вопрос: каково взаимоотношение системы субмеридиональных грабенов (рифтов) триасового возраста (структур растяжения) и инверсионных поднятий, приуроченных к зонам верхнепалеозойской гранитизации и как это сказывается на расположении месторождений УВ? Каковы отличия в строении верхней мантии и земной коры между континентальной сушей и основными частями СЛО? Поднятые вопросы (а их перечень безусловно более обширен) могут быть решены только после детального и целенаправленного изучения глубинного строения верхней части литосферы и верхней части доюрского основания. Такие исследования позволят дать оценку нефтегазоперспективности северных и полярных районов Западной Сибири и СЛО, выделить новые площади в осадочном чехле и объектов в доюрском основании. Именно, прежде всего с этими районами связывается пополнение запасов углеводородного сырья Западно-Сибирской нефтегазовой провинции.

Поэтому актуальной задачей является создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы, на основе которой следует выполнить тектоническое районирование исследуемой территории, оценить нефтегазоперспективность и обосновать перспективные площади (участки) и объекты для постановки детальных геолого-геофизических исследований. Это в значительной степени ускорит открытие новых месторождений УВ и тем самым снизит затраты на поисковые работы.

Масштаб исследований – 1:1000000, территория – с координатами 64°-72° с.ш., 66°-84° в.д.

О проблемных вопросах повышения эффективности геофизических и, прежде всего, глубинных сейсмических исследований

Это в основном относится к будущим исследованиям. Начать такие работы необходимо с всестороннего анализа геолого-геофизических результатов сверхглубокого бурения с учетом объемных характеристик геологической среды. Основные решаемые при этом следующие задачи: определение возможности каждого метода глубинной геофизики; корректировка прогнозных моделей, включая подзабойное пространство; проведение при необходимости целенаправленных дополнительных работ, в том числе для создания объемных геолого-геофизических моделей района сверхглубоких скважин. На этой основе выработать оптимальные технологии для глубинной геофизики. Поэтому считаем, что проводить дорогостоящие работы по методу ОГТ, как это сейчас практикуется, тем более вне прежних профилей ГСЗ, без такого анализа неэффективно.

Параллельно необходимо решить такие методические вопросы, как:

- Разработка технологии изучения дискретных сложнопостроенных и неоднородных сред, типичных для консолидированной земной коры, с использованием систем многократных перекрытий отраженных волн. Эта задача имеет важное значение и для складчатых структур горных систем.
- Выделение и картирование разломных структур и глубинных разломов кристаллической коры по комплексу сейсмических методов (МОВ, МПВ, МОВЗ) и МТЗ.
- Разработка технологии выделения и изучения промежуточных комплексов в низах осадочного слоя и земной коры с использованием отраженных и преломленных волн.
- Разработка технологии выделения и прослеживания древнего кристаллического фундамента с использованием, в основном отраженных, и обменных волн, данных по районам сверхглубокого бурения континентальной коры.
- Определение скоростных параметров нижней части земной коры и верхов верхней мантии с использованием до- и закритических отраженных волн и преломленных волн на удалении не менее 300 км от источника; одновременно выяснение возможности для этих целей многократных систем отраженных волн с увеличенными базами, по сравнению с принятыми в стандартном ОГТ.
- Выделение аномальных составляющих разреза верхней части литосферы: зон пониженных значений скорости, анизотропных толщ и изучение их свойств. Для этого необходим совместный анализ многоволновой сейсмометрии, МОВЗ и МТЗ.
- Разработка методики сейсмогравитационного моделирования в рамках разломно-блоковых моделей, приближенных к задачам глубинного геокартирования земной коры, включая создание программ моделирования таких теоретических сред.

Решение перечисленных проблемных задач позволит решить главную: повышение достоверности, полноты и детальности информации и, соответственно, повышение эффективности глубинной геофизики.

Одновременно необходимо продолжать сверхглубокое бурение для оценки реальных возможностей геофизики для задач глубинного геокартирования земной коры и связанных с ними задач теоретической и практической геологии.

Выводы

Информация о глубинном строении верхней части литосферы способствует эффективности прогнозирования поисковых работ на новых площадях и новых объектах и уменьшает затраты на проведение дорогостоящих поисково-разведочных работ. Поэтому исследования земной коры должны быть составной частью региональ-

ных работ, как обязательная и необходимая стадия научного прогнозирования.

Повышение детальности, полноты и снижение неоднозначности информации о строении земной коры является главным условием реализации отмеченного положения. Приводимые в статье рекомендации методического плана, в основном, относятся к будущим исследованиям глубинного строения.

Для решения поставленной задачи имеется значительный объем разрозненной по качеству, полноте и детальности сейсмической информации, полученной по результатам исследований второй половины XX века. Предложена методика анализа, обобщения и построения геологических и геолого-геофизических однотипных разрезов по имеющимся профилям и геотраверсам ГСЗ, МОВЗ и объемных, преимущественно, плотностных моделей. Разработана методика построения геолого-геофизических моделей верхней части литосферы на основе совокупности геолого-геофизических данных.

Литература

Брехунцов А.Н., Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Нестеров И.И., Осипов В.Ю., Плесовских И.А. Глубинное строение и нефтегазоперспективность С-З части Западно-Сибирской равнины. // Мат-лы Межд. конф. геофизиков и геологов, г. Тюмень, 2007 г. CD-ROM.

Дружинин В.С. Особенности глубинного строения Западно-Сибирской плиты по Ханты-Мансийскому профилю ГСЗ // Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 3-9.

Дружинин В.С. Тюменская сверхглубокая (СГ-6) и перспективы развития региональных геолого-геофизических исследований Западно-Сибирской нефтегазовой провинции // Сб. статей «Научное бурение в России». Пермь. 1995. Вып. 3. С. 95-97.

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

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Песковский И.Д., Кашубина Т.В., Осипов В.Ю. К вопросу об оценке эффективности подземной геофизической информации по данным бурения сверхглубоких скважин, расположенных в районе геотраверса «Гранит» // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 24-34.

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

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.Н., Нестеров И.И., Плесовских И.А. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Урала и северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Мат-лы Всерос. научн. конф. «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезо-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности» / Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 70-75.

Дружинин В.С., Соболев И.Д., Рыбалка В.М. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.

Сурков В.С., Варламов А.И., Ефимов А.С., Гришин М.П., Кузнецов В.Л., Старосельцев В.С., Лотышев В.И., Смирнов Л.В. Консолидированная кора платформенных областей Сибири // Разведка и охрана недр. 2007. № 8. С. 3-9.

УДК 550.831.017 + 551.5.001.57

О КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

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

Аннотация. В работе проведена комплексная интерпретация гравитационных и сейсмических данных при помощи метода локальных поправок для структурных границ. Предложены модифицированные способы решения прямой и обратной задачи гравиметрии. При помощи описанного метода исследован участок северо-западной части Западно-Сибирской равнины и восстановлено положение K_M – переходной зоны коромантийного комплекса.

Прямая задача гравиметрии, обратная задача гравиметрии, метод локальных поправок, сейсмоплотностная модель.

ON GRAVITY AND SEISMIC DATA COMPLEX INTERPRETATION FOR CONSTRUCTING GEOLOGIC-GEOPHYSICAL MODELS

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

Abstract. We have constructed complex interpretation algorithm using gravity and seismic data. Local corrections method for construction structure boundaries was used. forward and inverse problem solving modification offered. A part of north-west area of West-Siberian plain has been analyzed using this method. K_M (earth's crust and mantle complex transition zone) position has been restored.

Forward gravity problem, inverse gravity problem, local corrections method, seismic-density model.

Введение

Построение региональных геолого-геофизических моделей вдоль протяжённых сейсмических маршрутов, их уточнение и петрографическая детализация опирается на метод гравитационного моделирования.

Центральная проблема метода – выбор максимально устойчивых решений обратной задачи гравиметрии из семейства возможных эквивалентов. Хорошо известно, что обратная задача гравиметрии является некорректной: имеет неединственное решение и неустойчиво зависит от исходных данных. В настоящей работе предпринята попытка с помощью совместной интерпретации гравитационных и сейсмических данных (в рамках выбранных модельных представлений) построить геолого-геофизические модели, представляющие практический интерес. При этом комплексная интерпретация позволяет сузить класс возможных решений и повысить устойчивость к помехам.

Прямая задача гравиметрии для модели слоистых сред

Формула для вычисления поля от криволинейного пласта, ограниченного сверху и снизу двумя поверхностями $z_1(x,y)$ и $z_2(x,y)$ является следствием решения прямой задачи гравиметрии для трехмерного объекта (Мартышко, Кокшаров, 2005).

$$\Delta g(x',y',0) = -f\cdot\Delta s\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_2^2(x,y)}}-\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_1^2(x,y)}}\right)dxdy, \quad (1)$$

где $\Delta g(x',y',0)$ – аномальное гравитационное поле криволинейного пласта, рассчитанное на уровне дневной поверхности,

Δs – избыточная плотность слоя, вычисленная относительно средней плотности моделируемого разреза.

В формуле (1) обозначим через $S(z_2, z_1)$ (далее структурный интеграл) аномальное поле от криволинейного пласта единичной плотности.

$$S(z_2, z_1) = -f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_2^{\,2}}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_1^{\,2}}} \right) dxdy. \quad (2)$$

Тогда, при сохранении мнемоники принятых обозначений, поле от криволинейного пласта, ограниченного сверху дневной поверхностью $z_1=0$, а снизу поверхностью $z_2=z(x', y')$ (рис. 1а) будет вычисляться по формуле:

$$S(z,0) = -f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2}} \right) dxdy. \quad (3)$$

Сопоставляя (2) и (3) получаем для очевидных свойства структурного интеграла $S(z_2, z_1)$:

Свойство 1. Антикоммутативность:

$$S(z_2, z_1) = -S(z_1, z_2). \quad (4)$$

Свойство 2. Антиассоциативность:

$$S(z_2, z_1) = S(z_2, 0) - S(z_1, 0). \quad (5)$$

Из свойства антиассоциативности (5) вытекают два важных следствия:

Следствие 1. Пусть $z_1=z(x,y)$ – криволинейная граница раздела; $z_2=h$ – асимптотическая плоскость этой границы (рис. 1б). Тогда

$$S(h,z) = -f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z^2(x,y)}} \right) dxdy \quad (6)$$

представляет собой гравитационное поле избыточных масс единичной плотности, заключенных между криволинейной поверхностью и её асимптотической плоскостью. Причем, над плоскостью массы положительны, а под плоскостью – отрицательны. Такое представление $S(h, z)$ аномального поля называется гравитационным эффектом плотностной границы (Страхов, 1974; Федорова, Цирульский, 1976).

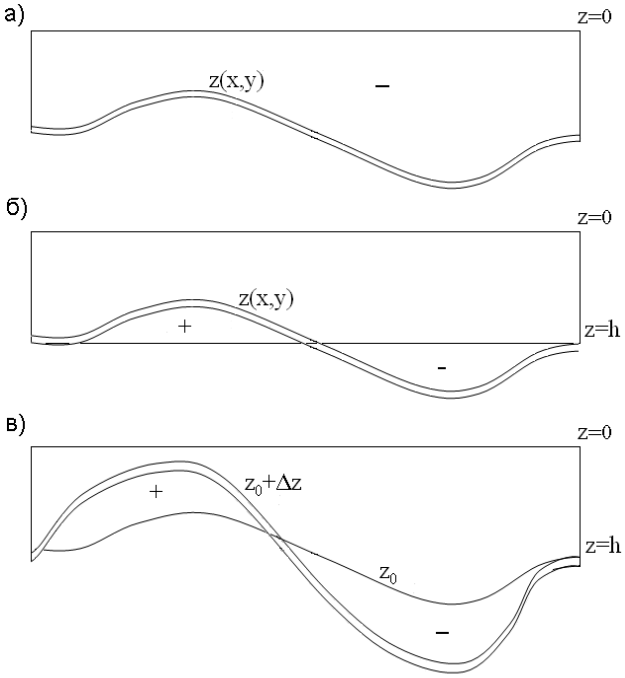


Рис. 1. Модели криволинейного пласта, соответствующие различным представлениям структурного интеграла $S(z_2, z_1)$, вычисленного от границы z_2 (одинарная линия) до границы z_1 (двойная линия):
а) пласт $S(z,0)$ – от границы $z=z(x,y)$ до дневной поверхности $z=0$; б) пласт $S(h,z)$ – от асимптотической плоскости $z=h$ до границы $z=z(x,y)$; в) пласт $S(z_0, z_0+\Delta z)$ от границы нулевого приближения $z=z_0$ до её уточненного положения $z=z_0+\Delta z$

Следствие 2. Пусть $z_1=z_0(x, y)$ – положение плотностной границы, принятое как начальное; $z_2=z_0+\Delta z$ – уточненное положение криволинейной границы (рис. 1в).

Тогда

$$S(z_0, z_0+\Delta z)= $$
$$=-f\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_0^{\,2}}}-\right.$$
$$\left.-\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+(z_0+\Delta z)^2}}\right)dxdy \quad (7)$$

представляет поле избыточных масс единичной плотности, заключенных между начальной (нулевой) и уточненной криволинейными поверхностями. Причем над нулевой границей избыточные массы положительны, а под ней – отрицательны. Такое представление аномального поля по аналогии с (6) будем называть гравитационным эффектом плотностной границы относительно криволинейной топологической асимптоты.

Формула (1) решения прямой задачи для криволинейного пласта, выделяемого в пространстве вмещающих пород по избыточной плотности Δs с учетом представления (2) имеет вид:

$$\Delta g(x',y',0)=\Delta s\cdot S\left(z_2(x',y'),z_1(x',y')\right). \quad (8)$$

Свойства (4–7) структурного интеграла позволяют унифицировать различные распределения аномальной плотности в слоистой среде, встречающиеся в практике гравитационного моделирования (Шванк, Люстих, 1947).

Обратная задача гравиметрии для плотностных границ

При известном значении аномального поля на дневной поверхности $\Delta g(x',y',0)$, формулу (1) или (8) можно рассматривать как интегральное уравнение относительно избыточной плотности Δs и координат плотностной границы $z=z(x',y')$. Если к тому же распределение плотности известно, то мы приходим к классическому интегральному уравнению Фредгольма I-го рода относительно искомых координат границ раздела слоистой среды. Алгоритмическая основа его решения – метод локальных поправок (Пруткин, 1986; Мартышко, Пруткин, 2003).

Рассмотрим модельный пример. Пусть на глубине h ниже уровня дневной поверхности расположены локальные объекты (выступ и впадина) с избыточной плотностью Δs = ±0,1 г/см^3 (рис. 2).

Аппроксимируя эти неоднородности кусочно-линейной границей раздела $z(x,y)$ с асимптотической плоскостью $z=h$, приходим к формуле решения прямой задачи в записи (8):

$$\Delta g(x',y',0)=\Delta s\cdot S\left(h,z(x',y')\right).$$

Результат расчета – кривая 2 на рис. 2.

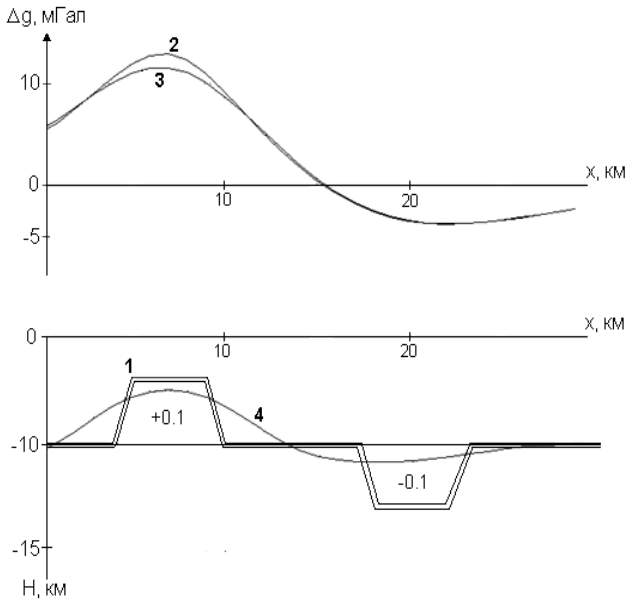


Рис. 2. Модельный пример:
1 – исходная криволинейная граница, 2 – гравитационный эффект исходной границы, 3 – поле восстановленной криволинейной границы, 4 – восстановленная криволинейная граница

Обозначим ядро структурного интеграла (6) за

$$K(x',y',x,y,z(x,y))=$$
$$=\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z(x,y)^2}}-$$
$$-\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}}.$$

Итерационный метод (локальных поправок) решения интегрального уравнения реализуется следующим образом:

Пусть $\{z_{ij}^n\}$ – значения искомой функции, полученные на n - ом шаге.

Обозначая

$$U_{i_0j_0}^n=c\sum_i\sum_j K_{i_0j_0}(z_{ij}^n),$$

где c – коэффициент кубатурной формулы,

$$z_{ij}^{(n)} = z^{(n)}(x_i, y_j),$$

$$U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0),$$

$$K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij}),$$

имеем следующее приближение

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^{n}) = U_{ij} - U_{ij}^{n}.$$

Поскольку

$$K_{ij}(z_{ij}^{n}) = \frac{1}{z_{ij}^{n}} - \frac{1}{H},$$

то

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^{n}} = U_{ij} - U_{ij}^{n}$$

или, окончательно,

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^{n}}{1 + z_{ij}^{n} \cdot \left(U_{ij} - U_{ij}^{n}\right)}.$$

На практике используют модификацию данной формулы с применением следующего метода регуляризации:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^{n}) = a\,(U_{ij} - U_{ij}^{n}),$$

тогда

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^{n}} = a\,(U_{ij} - U_{ij}^{n}),$$

и итерационная формула принимает вид

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^{n}}{1 + a \cdot z_{ij}^{n}\left(U_{ij} - U_{ij}^{n}\right)}. \qquad (9)$$

При этом параметр регуляризации a подбирается в результате численного эксперимента. Поле U^n_{ij} на каждом шаге итерации вычисляется по формуле решения прямой задачи (8).

Невязка между полем нулевой модели (рис. 2, кривая 2) и восстановленной криволинейной границы модели (рис. 2, кривая 3) служит исходными данными для реализации модифицированного метода локальных поправок.

Модифицированный метод локальных поправок

Для решения практически важных задач регионального плотностного моделирования нами был модифицирован метод локальных поправок в варианте (7) записи структурного интеграла с привлечением методики разделения поля по глубине (Мартышко, Пруткин, 2003):

$$\Delta g(x', y', 0) = \Delta s \cdot S(z_0, z_0 + \Delta z) = \\ = \Delta s \cdot \left[S(z_0, 0) - S(z_0 + \Delta z, 0)\right]. \qquad (10)$$

Структурный интеграл (3) *S(z,0)* имеет слабую особенность в точке *(x=x', y=y', z=0)*, и при расчете поля от приповерхностных структур квадратурная формула Римана становится неприменимой. Поэтому в расчетах был применен метод разбиения криволинейного пласта на элементарные параллелепипеды, для каждого из которых первообразную для *S(z,0)* можно вычислить в явном виде (Шванк, Люстих, 1947). Пусть T разбиение x и y так, что

$$Tx: \left\{ x = \sum_i (x_{i+1} - x_i) \right\},$$

$$Ty: \left\{ y = \sum_j (h_{j+1} - h_j) \right\}.$$

Структурный интеграл с точностью до гравитационной постоянной для каждого из элементарных параллелепипедов рассчитывается по формуле (Мудрецова, Веселов, 1990):

$$S_{ij}(z(x', y'), 0) = \\ = (h - y') \cdot \ln\left[(x - x') + \sqrt{(x - x')^2 + (h - y')^2 + z^2}\right] + \\ + (x - x') \cdot \ln\left[(h - y') + \sqrt{(x - x')^2 + (h - y')^2 + z^2}\right] - \\ - z \cdot arctg\left[\frac{(x - x') \cdot (h - y')}{z \cdot \sqrt{(x - x')^2 + (h - y')^2 + z^2}}\right]\Bigg|_{x_i}^{x_{i+1}}\Bigg|_{h_j}^{h_{j+1}}\Bigg|_{z_1}^{z_2}.$$

Первообразная S_{ij} уже не содержит устранимых особенностей. Очевидно, что в особой точке *(x'=x, y'=h, z=0)* S_{ij}=0.

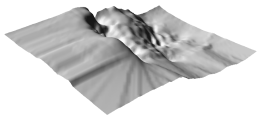
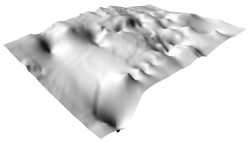
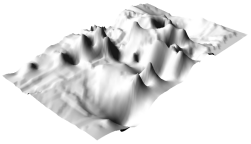
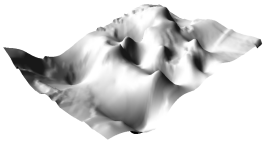
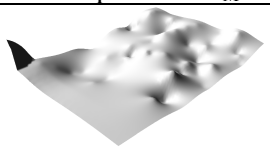
Гравитационное поле криволинейного пласта вычисляется как суммарное поле эквивалентных параллелепипедов

$$Dg(x', y', 0) = Ds \cdot \sum_{i,j}\left[S_{ij}(z_0, 0) - S_{ij}(z_0 + Dz, 0)\right]. \qquad (11)$$

Такое представление расчетной формулы намного упрощает вычисление поля прямой задачи и обеспечивает повышенную устойчивость алгоритма решения обратной задачи методом локальных поправок.

Таким образом, модифицированный метод локальных поправок позволяет по невязке гравитационного поля (разнице между повысотной трансформацией наблюденного поля и расчетного поля глубинной границы) уточнить положение последней относительно своего начального положения.

Таблица 1. Исходная сейсмо-плотностная модель (модель «нулевого уровня»)

№	Условная вертикальная зональность сейсмо-геологических этажей (СГЭ)	Рельеф нижней поверхности слоя СГЭ и его название	Отметки глубин подошвы СГЭ, км	Физические параметры	
				Граничные скорости V_P, км/с	Интервал пластовой плотности и среднее значение, s, г/см^3
1	Осадочный M_Z-K_Z чехол: дневная поверхность – отражающий горизонт А.	 Горизонт А	0,0 – 3,3	4,8 – 5,5	2,18 – 2,54 2,36
2	Доюрский фундамент: горизонт А - поверхность K_0.	 Поверхность K_0	0,2 – 16,2	5,8 – 6,2	2,57 – 2,71 2,64
3	Верхняя кристаллическая кора: поверхность K_0-K_2	 Поверхность K_2	4,2 – 32,2	6,5 – 6,8	2,78 – 2,86 2,82
4	Нижняя кора: поверхности K_2-K_M.	 Поверхность K_M	33,0 – 51,6	7,7 – 8,2	2,92 – 2,99 2,95
5	Переходная зона Кора-Мантия: поверхности K_M-M	 Поверхность M	26,7 – 60,3	8,0 – 8,5	3,18 – 3,28 3,23

Практический пример

По имеющимся сейсмическим данным по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины была построена осредненная скоростная модель верхней части земной коры (Дружинин, Колмогорова, Начапкин, Осипов, Брехунцов, Нестеров, Плесовских, 2009). В разрезе выделены пять однородных субгоризонтальных слоев, отвечающих усредненным значениям пластовых скоростей $V_P \in$ (2,5 – 8,0) км/с. По кусочно-линейной корреляционной зависимости, принятой для кристаллических пород Урала (Дружинин, Кашубин, Сивкова, Вальчак, Кашубина, 1982), им соответствуют пластовые плотности $s \in (2{,}2 – 3{,}24)$ г/см^3. Скоростные модели, построенные по сейсмическим профилям, принципиально являются двумерными. Их сведение на один планшет с использованием схем интерполяции графических редакторов (например, Surfer) дает лишь видимое представление о трехмерности сейсмоплотностной модели, но не саму 3D-модель, соответствующую наблюден-

ному полю Δg планшета. Особенно это относится к участкам вне сейсмических профилей ГСЗ, МОВ-ОГТ. Для уточнения плотностных границ, расположенных вне сейсмических профилей и был применен описанный выше модифицированный метод локальных поправок. В качестве сейсмоплотностной 3D модели «нулевого» уровня использовались профильные данные двумерной скоростной модели, сведенные на единый планшет по интерполяционной схеме программы Surfer «блочный кригинг».

В таблице 1 показано условное деление по глубине на сейсмо-геологические этажи (СГЭ) с заданным скоростным рельефом нижней границы и усредненной плотности пород каждого слоя. Данная сейсмоплотностная модель принята как плотностная модель «нулевого уровня». Наблюденное поле в редукции Буге снято с листа Р40 карты проекции Гаусса-Крюгера миллионного масштаба. Разность между наблюденным и расчетным гравитационным полем модели «нулевого уровня» даны на рис. 3а.

В соответствии с принятой методикой повысотной трансформации для разделения полей на глубине (Мартышко, Пруткин, 2003; Мартышко, Цидаев, 2008) был выделен гравитационный эффект от глубинной границы K_M промежуточного комплекса, разделяющей слои с плотностями s_1=2,95 г/см^3 и s_2=3,23 г/см^3. Невязка, соответствующая аналитическому продолжению поля до глубины границы K_M показана на рис. 3б.

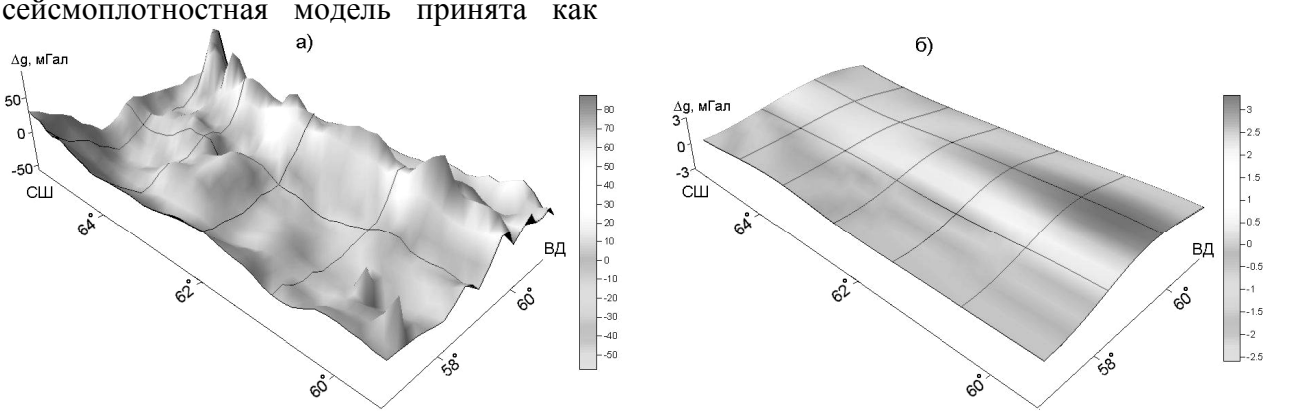


Рис. 3. Гравитационные поля: а – разностное между наблюденным и расчетным полем модели «нулевого уровня»; б – невязка поля глубинной границы K_M

Модифицированный метод локальных поправок, реализованный для интегрального уравнения (1) в представлении (7) позволяет вычислить превышение Δz над уровнем z_0 глубинной криволинейной поверхности (в данном случае уточнялась плотностная граница K_M переходной зоны коромантийного комплекса) На рис. 4а показан рельеф «нулевой» поверхности модели, а на рис. 4б – рельеф восстановленной плотностной границы.

При наличии разделенных по глубине аномалий гравитационного поля, описанная выше процедура может применяться для уточнения структурной плотностной границы любого сейсмогеологического этажа. Поскольку все найденные частные решения обратной задачи априори удовлетворяют заданному наблюденному гравитационному полю, то их сумма и дает истинное представление о 3D плотностной модели в рамках принятой сейсмогеологической гипотезы слоистого строения реальной среды.

Программа для решения прямой и обратной задачи описанными методами написана на языке C# (Си-шарп) с использованием технологии «.NET». Для вывода двух- и трехмерных изображений используется Windows Presentation Foundation. Части программы, требующие особого быстродействия, реализованы на языке Си в отдельной библиотеке и вызываются из «.NET» посредством технологии Platform Invoke.

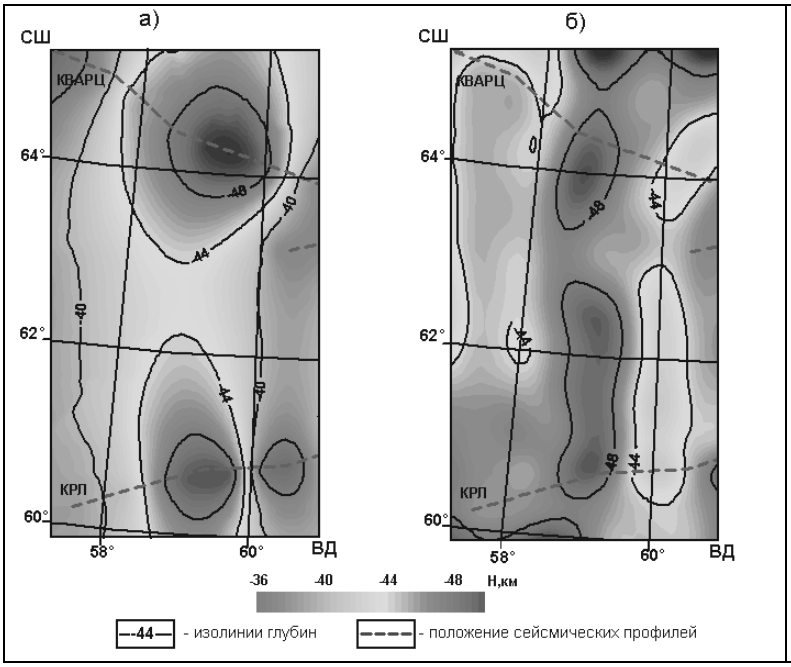


Рис. 4. Граница переходной зоны коромантийного комплекса КМ: а – модель «нулевого уровня», б – восстановленная методом локальных поправок

Заключение

Разработан алгоритм совместной интерпретации гравитационных и сейсмических данных при построении геолого-геофизической модели. В рамках алгоритма выполнена модификация метода локальных поправок для решения обратной задачи гравиметрии в классе структурных границ. С использованием алгоритма построен пример практической интерпретации по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины, восстановлен рельеф глубинных структур, расположенных вне сейсмических профилей. Реализация алгоритма выполнена с использованием новейших технологий разработки программного обеспечения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 08-05-00168а) и программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

Литература

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск. НТО Горное. 1982. 72 с.

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

Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об одном методе решения обратных задач гравиметрии // III науч. чт. Ю.П. Булашевича: матлы конф. / Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 131-133.

Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т. 25, № 3. С. 159-168.

Мартышко П.С., Цидаев А.Г. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии методом локальных поправок // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов: мат-лы Междун. конф., посвящ. 50-летию Института геофизики УрО РАН / Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2008. С. 167-170.

Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1.

Страхов В.Н. Об обратной задаче логарифмического потенциала для контактной поверхности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 2.

Гравиразведка. Справочник геофизика. Под ред. Мудрецовой и Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.

Федорова Н.В., Цирульский А.В. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 10. С. 61-71.

Шванк О.А., Люстих Е.Н. Интерпретация гравитационных наблюдений. М.: Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горнотопливной лит-ры, 1947. 400 с.

УДК 550.8.056

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ЭПОХИ БРОНЗЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

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

Аннотация. В настоящей статье приведены результаты геофизического обследования археологических памятников синташтинской культуры эпохи бронзы поселений Ольгино и Журумбай на Южном Урале, проведенные сотрудниками института геофизики УрО РАН в 2006-2008 гг. Выполнено магнитное картирование на территории данных поселений, петромагнитные исследования и построены модели источников ряда аномалий.

Магнитная съемка, археологический памятник, моделирование источников аномалий, магнитная восприимчивость.

MAGNETOMETRIC INVESTIGATIONS RESULTS OF SOUTH URALS' BRONZE AGE ARCHAEOLOGICAL SITES

Muraviev L.A., Noskevich V.V., Fedorova N.V. – The Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Geophisical investigation results of Sintashta culture archaeological sites Olgino and Zhurumbay, the Bronze Age, carried out in 2006-2008 years, are reported in this article. Magnetometric mapping of these sites territory was carried out, petromagnetic investigations were done, and models of number of anomaly sources were build.

Magnetic survey, archaeological site, anomaly source modeling, magnetic susceptibility.

В настоящее время геофизические методы все более активно используются при археологических исследованиях. Они являются неразрушающими и позволяют при относительно небольших затратах получить достаточно детальную информацию об исследуемом объекте. Одним из методов, применяемых в археологии, является наземная магнитометрия. Современные магнитные съемки отличаются высокой детальностью и производительностью. Это позволяет получать подробные карты аномального магнитного поля за сравнительно непродолжительное время (Муравьев, 2007).

Следует признать, что, несмотря на наличие в арсенале геофизиков высокочувствительных отечественных и импортных магнитометров, за рубежом магнитометрия в археологии применяется более активно, чем в России (Кошелев, 2005; Smekalova, Voss, Smekalov, 2005). Зарубежные исследователи выполняют магнитную съемку в, так называемом, непрерывном режиме, при котором магнитное поле измеряется через дискретные промежутки времени при движении прибора по профилю. Наблюдения проводятся одним магнитометром-градиентометром и, как правило, измеряется только вертикальный градиент магнитной индукции. Полученные результаты съемки используются для выявления и локализации аномалий, которые отождествляются с отдельными объектами – стены и рвы вокруг поселений, остатки построек, печи, очаги, хозяйственные ямы и др. Вместе с тем, количественная интерпретация таких градиентометрических съемок для нахождения геометрических контуров источников аномалий затруднена и обычно не проводится.

Начиная с 2006 г. сотрудники Института геофизики УрО РАН выполняли магнитометрические исследования на территории археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале, относящихся к синташтинской культуре (первая половина II тыс. до н.э.), которые представлены замкнутыми укрепленными поселениями и курганными могильниками (Зданович, Батанина, 2007).

Поселения Каменный Амбар (Ольгино) и Журумбай расположены вдоль реки Карагайлы-Аят в Карталинском районе Челябинской области. В самом начале раскопок выяснилось, что культурный слой сильно насыщен остатками обожженной глины, ко-

торая встречалась как в обломках кирпичей, так и в состоянии крошки. Было установлено, что максимальная ее концентрация фиксировалась вдоль оборонительной стены изнутри и немногим меньше – снаружи, продукты горения прослеживались на склоне и по дну рва.

На начальном этапе исследований на поселении Ольгино проведены оценочные магнитометрические работы непосредственно на раскопах и были выделены аномалии вектора магнитной индукции археологической природы, интенсивность которых достигает 100 нТл. При лабораторных исследованиях физических свойств образцов обожженной глины, взятых из поселения Ольгино, установлено, что значения магнитной восприимчивости изменяются от $280 \cdot 10^{-5}$ до $400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Близкие значения магнитной восприимчивости $20\text{-}400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ получены по результатам измерений портативным каппометром на раскопе поселения. Карта магнитной восприимчивости вертикального среза приведена на рис. 1 (цветная вкладка).

Таким образом, контраст в магнитных свойствах отдельных составляющих археологического памятника позволяет уверенно выделять магнитные аномалии от древних археологических построек и провести их интерпретацию.

Магнитометрическая съемка на поселении Ольгино проведена в 2005 г. сотрудником Шеффилдского университета К. Мэрони при помощи градиентометра Geoscan FM18, обладающего разрешением – одна точка на один $м^2$. Получена карта вертикального градиента магнитной индукции почти всей территории поселения, рис. 2, цветная вкладка (URL: http://www.shef.ac.uk/archaeology/research/siberia/olgino.html). На карте можно выделить общие черты памятника (стены, ров, хозяйственные ямы, очаги, печи) в виде положительных аномалий градиента магнитной индукции.

Детальные магнитометрические исследования на поселении Ольгино проводились нами в 2007 г. с целью выявления и картирования отдельных объектов – остатков жилищ, печей, хозяйственных ям, фортификационных сооружений и других построек в зоне предполагаемого входа внутрь поселения. Область обследования обозначена на рис. 2 белым прямоугольником. Карта аномального магнитного поля приведена на рис. 4 (цветная вкладка).

При магнитометрических работах использовались отечественные магнитометры-градинетометры POS (Сапунов и др., 2000) и канадский градиентометр Scintrex SM-5 (URL: http://www.scintrexltd.com/documents/Scintrex_SM5BrochureNewSwoosh.pdf). Перед проведением магнитной съемки с помощью металлодетектора была проведена очистка участка от техногенного железного мусора, наличие которого могло значительно исказить картину распределения магнитных аномалий от древних объектов. Участки съемки были разбиты на планшеты с размерами 20×20 м. Съемка проводилась по предварительно подготовленной сети наблюдений, при обследовании поселения Ольгино использовалась сеть с шагом 0,5×0,5 м, на поселении Журумбай – 1×1 м.

При использовании непрерывного режима измерений из-за движения датчика происходит осреднение значений за время единичного измерения, кроме того, отсутствует жесткая привязка измерений магнитного поля к точкам пространства и вследствие этого – «размытие» аномального эффекта (Муравьев, 2009). Кроме того, дополнительные погрешности в наблюдения вносит изменение высоты наблюдений при ходьбе с прибором. Поэтому нами применялась другая методика съемки. Измерения производились с полной остановкой датчика прибора над измеряемой точкой. В отличие от измерений в непрерывном режиме несколько увеличивается время выполнения съемки, однако это позволяет уменьшить погрешность измерений. Оцененная нами погрешность съемки составила ±1 нТл. Измерения модуля полного вектора магнитной индукции выполнено на высотах 0,2 м и 2 м от поверхности земли. Магнитометр POS-1 с одним датчиком использовался в режиме непрерывной регистрации вариаций геомагнитного поля

во время наблюдений. Учет вариаций при съемке позволяет получать помимо вертикального градиента индукции магнитного поля и высокоточные измерения абсолютных значений модуля индукции на двух уровнях. Это позволяет увеличить возможности качественной и количественной интерпретации, более надежно выполнить разделение источников магнитных аномалий по глубине их залегания. Затраты труда и времени при двухуровневой съемке лишь ненамного выше, чем для традиционно применяемой в последнее время в археологии технологии непрерывной градиентометрической съемки.

На исследуемых участках выделено два типа аномалий: линейно вытянутые аномалии, предположительно соответствующие фрагментам стен, и интенсивные аномалии изометричной формы. Следует отметить, что магнитные аномалии от жилищ и других следов цивилизации часто имеют правильные геометрические формы. Ряд аномалий, имеющих круговые формы, обнаружены в северной и северо-восточной части поселения Журумбай с внешней стороны от стены со рвом. Для интерпретации выбрана наиболее интенсивная аномалия, поперечник которой составляет ~25 м (рис. 5, цветная вкладка). Такая аномалия может быть создана как археологическим объектом – остатками обожженной глины на месте обжига кирпичей, так и природным источником – обломками сильномагнитной кристаллической породы (Петрофизика, 1992).

В настоящее время трехмерные методы моделирования используют достаточно простые формы элементарных тел (шары, кубы или прямоугольные параллелепипеды), из которых набирается модель источников. Это делает трудоемким построение альтернативных вариантов эквивалентных источников. Поэтому по профилю, проходящему через эпицентр аномалии, проведена интерпретация двумерным методом, основанным на теории эквивалентных решений обратных задач теории потенциала. Метод разработан в Институте геофизики УрО РАН и позволяет одновременно проводить моделирование источников аномалий как для класса ограниченных объектов, так и для границ раздела слоистых сред (Цирульский, Никонова, Федорова, 1980).

Идея использовать при решении обратных задач теории потенциала такие модельные источники, для которых легко построить эквивалентные объекты, была высказана А.В. Цирульским в 1974 г. (Цирульский, 1974). Затем им совместно с Ф.И. Никоновой разработаны основы метода интерпретации аномалий для класса ограниченных областей (Цирульский, Никонова, 1975) и совместно с Н.В. Федоровой – для класса границ раздела горизонтально слоистых сред (Федорова, Цирульский, 1978).

Метод основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач потенциала. В двухмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора сингулярных двумерных пластин, а затем производится построение геометрических контуров эквивалентных источников при различных значениях намагниченности. Использование таких модельных источников позволяет достаточно устойчиво разделять поля от разных объектов и определять интегральные характеристики источников, такие, как магнитный момент, центр тяжести и направление падения источника. Принимая во внимание принципиальную неоднозначность обратных задач магнитометрии, интерпретатор для каждого модельного источника может быстро рассчитать геометрические контуры ограниченных объектов или контактные поверхности слоистой среды для различных значений намагниченности. Это позволяет оперативно конструировать и анализировать альтернативные варианты разреза, эквивалентные по создаваемому внешнему полю, что особенно важно при интерпретации геофизических полей в условиях недостатка априорной геологической и петрофизической информации.

Интерпретация аномального магнитного поля состоит из двух этапов. На первом этапе аномалии Z_a или T_a аппроксимируют

суммарным полем N сингулярных пластин, каждая из которых характеризуется постоянной линейной намагниченностью $A_к$ и координатами концов $a_к$ и $b_к$. Комплексный потенциал пластины в точке $z=x+iy$ записывается формулой:

$$V(z)=A_k\,[ln\,(z-a_k\,)-ln\,(z-b_k)].$$

Задача аппроксимации состоит в нахождении такого набора параметров N, A_1, a_1, $в_1$,... A_N, a_N, $в_N$, при котором максимальное значение разности между значениями аномального и модельного полей в точках наблюдений не превышает некоторой величины E. Значение E достаточно мало и задается из условий решаемой задачи и погрешности наблюдений.

При интерпретации аномалий модуля вектора магнитной индукции $\boldsymbol{T}$ используются соответствующие составляющие вторых производных потенциала:

$$Z_a=\frac{1}{p}V_{yy}(x,y),$$

$$\frac{1}{p}V_{yy}(x,y)=\mathrm{Im}\{\sum_{k=1}^{N}A_k[\frac{1}{z-a_k})-\frac{1}{z-b_k}]\},$$

$$H_a=\frac{1}{p}V_{xy}(x,y),$$

$$\frac{1}{p}V_{xy}(x,y)=\mathrm{Re}\{\sum_{k=1}^{N}A_k[\frac{1}{z-a_k})-\frac{1}{z-b_k}]\},$$

$$T_a=\sqrt{(Z_N+Z_a)^2+(H_N+H_a)^2}-T_N,$$

где Z_a, H_a, – вертикальная и горизонтальная составляющие вектора магнитной индукции от аномального источника, Z_N, H_N, – вертикальная и горизонтальная составляющие нормального вектора магнитной индукции, а T_N – его модуль.

На втором этапе производятся расчеты геометрии эквивалентных источников. Для пластин отстраивается эквивалентное семейство ограниченных областей или границ раздела – в зависимости от той информации, которая имеется по рассматриваемому району. Возможны варианты объединения наиболее близких пластин в один источник. При этом сохраняется возможность анализа всего множества эквивалентных решений. Переход от одного варианта геомагнитного разреза к другому не требует повторения первого этапа интерпретации, т.е. собственно подбора. Вычисление формы эквивалентных источников на современных компьютерах производится очень быстро. Геометрия источников, эквивалентных одной сингулярной пластине, изменяется от тонкого пласта до эллипсоидальных фигур и при низких значениях намагниченности форма тела становится близкой к окружности. При использовании двух сингулярных источников можно моделировать более сложные и разнообразные по геометрии объекты. При изучении строения горизонтально слоистых сред для каждого сингулярного источника можно построить эквивалентное семейство границ раздела. В таких случаях при вычислениях геометрии эквивалентных контактных границ в задачах магнитометрии варьируют три параметра: скачок намагниченности, направление вектора намагниченности и глубину до асимптоты (Федорова, Цирульский, 1978).

Следует отметить, что, хотя обоснование метода дано для двумерного случая, на практике исследуют трехмерные аномалии. Результаты изучения погрешности нахождения источников на теоретических моделях показали, что, если соотношение между длиной и шириной аномалии К=2, ошибка нахождения центра источника составляет 15%, а в случае К=3 погрешность снижается до 5-8%. Поскольку интересующие нас археологические объекты расположены неглубоко (0,3-1 м), погрешности при нахождении параметров источников аномалий будут незначительно влиять на результаты исследований. При этом интерпретатору предоставляется возможность быстро рассмотреть эквивалентные варианты, что несомненно является важным для определении природы аномалий, разделения источников искусственного или природного происхождения.

При интерпретации описанным выше методом магнитной аномалии поселения Журумбай, в результате аппроксимации найдены параметры двух близко расположенных источников, центры которых нахо-

дятся на глубине ~10 м (рис. 5а, цветная вкладка). Эквивалентные им тела построены для значений намагниченности 1, 2 и 3 А/м. При намагниченности 1 А/м поперечники округлых блоков составляют ~10 и ~8 м, расположены на глубинах от 5 до15 м. Блок, расположенный справа, имеет несколько большие размеры, чем левый блок. Такое распределение магнитных масс можно качественно оценить по графику вертикального градиента dT_a/dh, поскольку максимум кривой градиента смещен вправо относительно максимума графиков T_a. Блоки касаются друг друга и возможно, что представляют единый глубинный массив. При намагниченности 2 А/м глубина до верхней кромки объектов увеличится до ~6,5 м и до ~8 м – при намагниченности 3 А/м. Для того, чтобы оценить возможность создания этой аномалии остатками обожженной глины на месте обжига кирпичей, рассчитаны также варианты эквивалентных источников в виде границы раздела намагниченного верхнего слоя, расположенного вблизи поверхности земли. Построение таких моделей оказалось возможно выполнить лишь для больших значений намагниченности, более 0,7 А/м.

На разрезе приведены эквивалентные границы раздела для намагниченности 0,7 и 1 А/м, при этом мощность намагниченного слоя в эпицентральной зоне аномалии достигает ~3 и ~5 м, соответственно. По результатам петрофизических исследований намагниченность обожженной глины на порядок меньше. Следовательно, источником аномалии являются более глубокие объекты, скорее всего, геологической природы.

Таким образом, в результате интерпретации в первом варианте получено, что источник аномалии – тело сферической формы, имеющее поперечник в несколько метров, центр которого расположен на глубине порядка десяти метров. Во втором варианте получены близкие значения глубины залегания центров источников, при этом уточнена форма объекта, построены варианты распределения намагниченности по разрезу и выполнена оценка глубины залегания верхних кромок. По-видимому, источник аномалии может соответствовать ксенолитам сильномагнитного серпентинита (3-5 А/м) среди вмещающих гранитов, магнитная восприимчивость которых значительно ниже. Отметим, что в непосредственной близости от места исследования имеется контакт гранитного массива с серпентинитами.

Интерпретация методом Цирульского была проведена по профилю, пересекающему линейно вытянутую аномалию, обнаруженную над оборонительной стеной поселения Ольгино. Полученные в результате автоматизированного подбора намагниченные пластины залегают сравнительно неглубоко, 0,2-0,6 м (рис. 6б, цветная вкладка). Их верхние грани сходятся в одном месте и расположены очень близко к поверхности земли. Расстояние между нижними концами источников около 3,5 м. Результаты расчетов показывают, что для того чтобы контуры эквивалентных источников не выходили за пределы земной поверхности, намагниченность источников должна быть достаточно большой, больше чем 0,5 А/м. Такие значения намагниченности на порядок превосходят магнитные свойства обожженной глины и им могут соответствовать только кристаллические породы (Петрофизика, 1992).

Результаты интерпретации подтверждены последующими раскопками 2008 г. на поселении Ольгино. Обводная стена шириной по основанию 4-5 м сложена из почвенных и глиняных блоков (рис. 6, цветная вкладка). Снаружи она облицована плитами гранита и амфиболита, места добычи которых выявлены геологами вблизи поселения.

В заключение работы еще раз отметим, что при исследовании археологических объектов современные методы магнитных исследований позволяют не только закартировать и локализовать аномалии от древних скрытых под землей следов жизнедеятельности древних цивилизаций, но также в результате применения мощного аппарата количественной интерпретации магнитных аномалий, разра-

ботанного для геофизических исследований, значительно пополнять знания о строении этих исторических источников. По результатам интерпретации магнитных аномалий на поселении Журумбай с большой долей вероятности можно заключить, что источник аномалии имеет геологическую природу (ксенолиты серпентинита в гранитах). При моделировании источников аномалии поселении Ольгино установлено, что для укрепления оборонительной стены использованы плиты из кристаллических пород.

Литература

Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – «Страна городов». «Крокус», «Южно-Уральское книжное издательство», Челябинск. 2007. 260 с.

Кошелев И.Н. Магнитная разведка археологических памятников. Киев, 2005. 313 с.

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

Муравьев Л.А. Некоторые особенности непрерывного режима наземной магнитной съемки // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: мат-лы XXXVI сессии Межд. семинара / Казан. гос. ун-т. Казань, 2009. С. 240-241.

Петрофизика. Справочник. Т.1. Горные породы и полезные ископаемые. / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391с.

Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисова О.В., Киселев С.Е., Денисов А.Ю., Сабанин А.А. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы в области геологоразведки // Геологической службе России 300 лет: тез. докл. Межд. геофиз. конф. С.-Петербург, 2000. С. 290-292.

Федорова Н.В., Цирульский А.В. Об обратной задаче для контактной поверхности // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1978. № 3. С. 38-41.

Цирульский А.В. О решении прямой и обратной задачи гравиразведки // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. № 7. С. 84-90.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И. О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975. № 5. С. 37 -47

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

Merrony C. Investigating the Bronze Age of Southern Siberia. URL: http://www.shef.ac.uk/archaeology/research/siberia/olgino.html

Scintrex SM-5 NAVMAG specifications // Canada, Scintrex 2007. (URL: http://www.scintrexltd.com/documents/ Scintrex_SM5BrochureNewSwoosh.pdf

Smekalova T.N., Voss O., Smekalov S.L. Magnetic survey in archaeology. 10 years of using of Overhauser GSM-19 gradiomenter. SPb.: Publishing house of Polytechnic University. 2005. 68 p.

УДК 550.8.056

МИКРОМАГНИТНАЯ СЪЕМКА ПРИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ АРКАИМА)

Пунегов Б.Н. – Государственное учреждение культуры историко-культурный заповедник областного значения «Аркаим» (ГУК ИКЗОЗ·«Аркаим»), Челябинск

Аннотация. В статье описаны результаты микромагнитной съемки, использованные для реконструкции планировки укрепленного поселения Аркаима, археологического памятника эпохи бронзы. Приведены: план изодинам ΔТ и план интерпретации магнитного поля. Показана эффективность применения выбранной методики для исследования подобных археологических объектов без нарушения их естественного залегания.

Магнитная съемка, изодинамы, аномалии, поселение, стена, ров, жилища, очаги, магнитная восприимчивость, почва.

MICROMAGNETIC SURVEY AT ARCHEOLOGICAL RESEARCHES (BY THE EXAMPLE ARKAIM)

Punegov B.N. – Culture official body historical and cultural reserve of regional value «Arkaim», Chelyabinsk

Abstract. In article expounded results of micromagnetic survey, which were using for reconstruction plan fortification Arkaim, archaeologies memorial bronzes age. Plans of magnetic field and its interpretation exposed. Here were pointing efficiency this method for study alike archaeologies objects without infraction their natural position

Magnetic survay, anomalies, settlement, a wall, ditch, dwellings, hearth, a magnetic susceptibility, soil.

Археологический памятник Аркаим расположен на юге Челябинской области, открыт в 1987 г (Быструшкин, 2003). Представляет собою укреплённое поселение эпохи бронзы, датируемое второй четвертью второго тысячелетия до н.э. Поселение фиксируется в виде двух, вписанных друг в друга колец земляных валов с четырьмя проходами, внешнего рва, двух кругов жилищных впадин и центральной площади. Четко выделяется на аэрофотоснимках.

К 1991 г. около половины памятника было раскопано и изучено археологами (*там же*). Раскопанная часть местами рекультивирована для того, чтобы сохранить легко разрушаемые атмосферными осадками древние постройки. Тем не менее, назрела необходимость сократить объемы раскопок, проводить их выборочно, насущной стала проблема сохранения уникального памятника в том виде, каким время (почти 4000 лет!) донесло его до наших дней. В то же время желательно было иметь цельную картину реконструкции древнего города на основании объективных данных.

Приемлемыми для выполнения этой задачи являются геофизические методы, которые уже на протяжении многих лет успешно использовались при археологических исследованиях (Глазунов, 1984; Дудкин, Кошков, 1997; Журбин, Зелинский, 1999).

Хроника геофизических исследований

В 1991 г. на двух участках городища «Восточная» стена и «Южные» ворота площадью соответственно 405 и 375 м^2 В.Я. Тибелиусом (Тибелиус, 1995) были проведены опытные работы методами высокоточной микромагнитной съёмки и, частично, СЭП (симметричное электропрофилирование).

План изодинам ΔТ с сечением 5 нТл представлял собой своеобразную картину магнитного поля – сочетание линейных минимумов и изометричных положительных аномалий амплитудой в 5-20 нТл.

Для идентификации элементов магнитного поля с археологическими объектами в тот же сезон проведены раскопки первого участка. После завершения раскопа была выполнена каппаметрия на обнаженной части раскопа по восстановленной в проекции на нижний горизонт сети магнитометрических наблюдений (0,5х0,5 м). Кроме того, выполнены измерения магнитной восприимчивости пород на сохранившихся выступах стен жилищ, обломков керамики, наносов, перекрывающих культурный слой поселения, всего 1775 замеров.

При сопоставлении всех этих данных установлено объективное отражение определенных археологических объектов на геофизических материалах и показана достаточная разрешающая способность последних при реставрации погребенных разрушенных строений Аркаима.

В 1993 г. магнитометрические наблюдения дополнились измерениями естественного электрического поля на двух наиболее интересных по картине магнитного поля площадках общей площадью 400 м^2. Результаты электроразведки по информативности уступают данным микромагнитной съёмки. Каждый из электроразведочных методов в ряде случаев выделяет только отдельные элементы поселения (СЭП – крепостной вал, ров, стенки жилищ; ЕП – кострoвища, места гончарного производства). Можно рекомендовать их применение в комплексе с магнитометрией на отдельных участках для уточнения важных деталей интересуемых объектов.

Наиболее эффективным методом была признана микромагнитная съёмка, выполненная протонным магнитометром ММП-203 по сети 0,5х0,5 м по специально разработанной методике, позволявшей фиксировать очень слабые, быстро затухающие с высотой аномалии ΔT.

Благоприятными предпосылками для применения магнитометрических наблюдений явилось то, что Аркаим в геологическом отношении расположен в пределах блока немагнитных карбонатных пород, когда даже слабо магнитные объекты жизнедеятельности древнего человека, связанные с применением огня (медеплавильные печи, керамика, кострoвища, хозяйственные ямы, колодцы) при определенных условиях проявляются в магнитном поле.

С другой стороны, современная высокоточная аппаратура (магнитометр ММП-203 и каппаметр КТ-5) с использованием компьютерной обработки материалов наблюдения позволяют осуществить съемку быстро и с наименьшими затратами. Уже по результатам работ 1991 г. В.Я. Тибелиусом было рекомендовано продолжить изучение Аркаима геофизическими методами. В 1992 г. им же осуществлена магнитная съёмка в восточной части поселения на площади 2400 м^2 и двух выборочных маленьких участках «Западные ворота» и «Врезка» (520 и 147 м^2). На следующий год работы продолжились в южной части поселения – 3000 м^2.

В 1994-95 г.г. работы выполнялись под руководством автора. Микромагнитная съёмка выполнена на оставшихся неизученными окраинах городища площадью 6000 м^2 и трёх участках за пределами поселения.

Проведено рекогносцировочное радиометрическое обследование с радиометром СРП-68-01 как на раскопках с охватом всех типичных элементов городища: пола, стен, кострoвищ, колодцев, почвы, гумуса, суглинков, так и в окрестности Аркаима. Радиоактивность везде равнялась 11 мкр/час с отклонениями до ±2 мкр/час. И лишь на скальных выходах кислых эффузивов горы Шаманки отмечена радиоактивность 15-17, местами до 25 мкр/час.

В 1994 г. на самом аномальном участке съёмки 1993 г. на четырех профилях длиной 20 м осуществлены замеры напряженности магнитного поля на 4-х уровнях: на поверхности, на высотах 5, 15 и 25 см. По этим же точкам замерена магнитная восприимчивость почвы каппаметром КТ-5. В 2008 г автором составлен сводный план магнитного поля по материалам съемок 1991-1995 г и вариант реконструкции планировки поселения Аркаим.

Методика и техника микромагнитной съёмки

Микромагнитная съёмка на всех участках выполнялась по единой методике и по взаимоувязанной сети наблюдений.

На каждом участке с помощью буссоли БГ-1 и 50-метровой мерной ленты создавался жесткий каркас из закрепленных угловых точек. Затем разбивались параллельные на расстоянии 20 м друг от друга магистрали путём выставления на них через 0,5 м деревянных колышков высотой 10-15 см. Положение точек наблюдения на профилях обеспечивалась непосредственно в процессе измерений магнитного поля с помощью переносных капроновых шнуров с немагнитными метками через 0,5 м. Шнуры растягивались между соответствующими пикетами (номерами профилей) на магистралях.

Измерения полного вектора магнитного поля (Т) производились протонным магнитометром ММП-203 с расположением магниточувствительного блока (датчика) на земле по сети 0,5х0,5 м. На каждом участке создавались 2-3 опорных пункта, увязываемых между собой и исходной точкой всей съёмки на поселении. После замеров на 40 рядовых точках (вдоль одного шнура), занимавших по времени 4-6 минут, рейс замыкался на ближайший опорный пункт. Это позволило уверенно учесть вариации магнитного поля.

Наблюдения проводились обычно в утренние (9-13) и вечерние (14-19) часы для исключения наиболее интенсивных вариаций. Для оценки качества съёмки выполнялись контрольные измерения в объёме 3,2-5,6% от общего количества точек наблюдений. Среднеквадратическая погрешность составляла ± 1,3-2,1 нТл, что позволяет отстраивать планы изодинам с сечением 5-10 нТл.

Первичная обработка результатов измерений съёмки заключалась в вычислении $\Delta T = Ti - To$, приведению их (Ti) к уровню магнитного поля точки, принятой за исходную (To), на каждой точке и во внесении поправки за суточные вариации. Планы изодинам ΔT вычерчивались с сечением 5 нТл в масштабе 1:50, а в 1995 г. – 1:100. Для лучшей читаемости картины магнитного поля допускалось слабое сглаживание изолиний в пределах 1-2 нТл в соответствии с выводами, сделанными по результатам опытных повысотных съёмок. Площадь микромагнитной съемки в целом составляет 11600 м^2. Количество рядовых точек измерения ΔT – 46800, а с учетом опорных пунктов и контрольных измерений – 50000 точек.

Обоснование интерпретации магнитного поля

Использование магнитометрии для изучения Аркаима стало возможным благодаря трём моментам: достаточной контрастности магнитных свойств отдельных археологических объектов, почвы и вмещающей среды; своеобразной геометрии картины магнитного поля над поселением, отражающей в общих чертах его планировку; систематическим увязкам интерпретации материалов микромагнитных съёмок с результатами раскопок и данными дешифрирования аэрофотоснимков.

Наименьшей магнитной восприимчивостью $\chi_{ср} = 15 \cdot 10^{-5}$ СИ обладают материковые породы пола и стенок жилищ, по составу близкие к светлым глинам и суглинкам. Меньшие значения $\chi_{ср} = 9 \cdot 10^{-5}$ СИ отмечаются только в углублениях от столбов в полу древних жилищ. Обугленная черная земля (предполагаемые следы очагов, костров) характеризуется повышенным значением $\chi = 29 \cdot 10^{-5}$ СИ и большим диапазоном разброса её значений – от 18 до $66 \cdot 10^{-5}$ СИ. Обожженная (рыжая) глина – $61 \cdot 10^{-5}$ СИ при разбросе от 30 до $160 \cdot 10^{-5}$ СИ.

При этом замечена интересная особенность, которую надо иметь в виду при истолковании магнитных аномалий: в стенках бровок над такими участками прокала наблюдались ореолы повышенной магнитной восприимчивости до $35\text{-}50 \cdot 10^{-5}$ СИ, т.е. магнитный объект как бы приближается к поверхности и, следовательно, чётче проявляется при съёмке. В целом же наносы, изученные на стенках нераскопанных бровок, характеризуются в среднем магнитной восприимчивостью $13 \cdot 10^{-5}$ СИ внутри жи-

лищ и – $33 \cdot 10^{-5}$ СИ по улице. Из этого можно предположить, что наносы в большей части сформировались на месте, как продукт разрушения стен и крыш жилищ.

Обломки керамики по средним значениям магнитных свойств делятся на две группы: $89\text{-}14 \cdot 10^{-5}$ СИ (преимущественно темных тонов) и $500\text{-}790 \cdot 10^{-5}$ СИ. Замечено, черепки одного сосуда характеризуются стабильностью значений магнитной восприимчивости, при этом установлено, что внешние стенки сосудов на 14% более магнитны, чем внутренние.

При проведении повысотных съёмок 1994 г. по 164 точкам измерялась магнитная восприимчивость почвы, которая оказалась весьма неоднородна с колебаниями от 18 до $140 \cdot 10^{-5}$ СИ при средних значениях $40\text{-}60 \cdot 10^{-5}$ СИ. Четкой зависимости между графиками χ и ΔT не обнаружено. Но 9 из 14 максимумов на плане изолиний магнитной восприимчивости проявились в точечных аномалиях ΔT=5-15 нТл, которые быстро затухали при подъёме датчика прибора и полностью исчезали на высоте 15-25 см, а три аномалии – даже 5 см. Поэтому, чтобы хоть как-то уменьшить влияние приповерхностных неоднородностей почвы, изолинии магнитного поля при отрисовке планов сглаживались в пределах точности наблюдений (1-2 нТл).

Исходя из приведенных сведений, за основу принят следующий подход к интерпретации картины магнитного поля.

Почва и слой гумусированного грунта (χ=$40\text{-}60 \cdot 10^{-5}$ СИ) по причине их максимального приближения к поверхности измерений вносят наибольший вклад в напряженность магнитного поля. Но, с другой стороны, из-за повсеместного распространения и относительно постоянной в пределах поселения их мощности, это влияние выражается в виде положительного фона, на котором проявляются значимые аномалии обоих знаков от интересуемых объектов. Магнитное поле этих двух слоев представляется как бы прозрачным плащом, сквозь который просвечивает с различной четкостью планировка городища. Сложная картина магнитного поля над поселением разительно отличается от спокойного, с колебаниями, редко превышающими ±5 нТл, поля за его пределами.

В магнитном поле ΔT Аркаима довольно отчётливо можно выделить 4 типа аномалий.

Первая группа – это две концентрических, относительно сложных по внутреннему рисунку, аномальных зоны шириной 3-4 и 5-6 м., соответствующих оборонительным стенам. На небольшом удалении от внешней границы стен (валов), параллельно им прослеживаются цепочки из фрагментов узких положительных аномалий в 10-20 нТл. Вероятно, они соответствуют осевой части оборонительных рвов.

Вторую по выразительности группу аномалий представляют линейные минимумы – полосы шириной 0,5-1 м отрицательного поля амплитудой 5-15 нТл. В плане они образуют комплекс расположенных радиально по отношению к валам трапеций с длинными сторонами от 16 до 24 м и торцевыми – 6 и 11 м. Положение в плане и размеры не оставляют сомнения о связи их с остатками стен жилищ.

Природа этих аномалий объясняется уменьшением мощности перекрывающего чехла из более магнитного материала над сохранившимися выступами стен по сравнению с окружающей средой. При более тщательном анализе магнитного поля просматривается большое количество фрагментов подобных аномалий, как внутри жилищ (поперечные перегородки, обрамления вокруг медеплавильных печей и колодцев), так и за их пределами (ограждения двориков, дувалы). Условно, поскольку имеют отношение к строительству, сюда можно отнести и закономерно расположенные точечные отрицательные аномалии в 10-20 нТл. В большинстве случаев они располагаются по прямым линиям, расположенным параллельно стенкам жилищ на расстоянии 3-4 м. Предполагается, что они отражают лунки диаметром 0,3-0,4 м – следы от опорных строительных столбов.

Третью группу составляют аномалии, прямо или косвенно связанные с воздействием огня. Это – изометричные, нередко круговые, диаметром 1-1,5 м, положительные аномалии, которые охватывают широкий круг археологических объектов: кострoвища, обжиговые печи, завалившиеся со временем колодцы и хозяйственные ямы. Конкретизация их затруднительна. Разве что, по двум рядом расположенным аномалиям, как правило, соединённым узкой перемычкой положительных значений ΔТ (дымоходом) можно предположить наличие печи для выплавки руды и рядом расположенного колодца. Слабые аномалии, окруженные кольцом отрицательного поля, вероятнее всего, отражают колодцы, выложенные изнутри глиняной корочкой. Реже встречаются подковообразные аномалии таких же размеров. Не исключено, что они представляют развалы закрытых глиняных печей, в которых производился обжиг керамических изделий. Обращают на себя внимание шлейфы с повышенными значениями магнитного поля, идущие от используемых длительное время кострoвищ в сторону выхода из жилищ, и локальные слабоположительные аномалии в углах жилищ. При раскопках же, видимых источников аномалий не установлено. По-видимому, прибором фиксируются дорожки с разнесенными людьми тонкодисперсными магнитными минералами и места обогрева людей. Вдоль границ валов и стенок жилищ часто наблюдаются площадные, самые интенсивные положительные аномалии до 110-120 нТл с характерными одной или двумя под прямым углом прямолинейными границами. Предполагается, что они отмечают места крупных пожаров.

Четвертую многочисленную группу составляют точечные аномалии – помехи. Точечные аномалии четко фиксируются в процессе измерений по резкому скачку значения поля на 20 и более нТл, тогда как обычное изменение поля от точки к точке при шаге 0,5 м составляет 2-10 нТл. Иногда градиент поля достигает величины, превышающей допустимую для нормальной работы прибора. В наличии помехи можно убедиться дополнительно, не сходя с места. Достаточно сместить датчик на несколько сантиметров в любую сторону или приподнять на 15-25 см, как аномалия исчезнет или отсчет резко изменится, даже может смениться знак ΔТ.

Источниками положительных аномалий чаще всего являются предметы современной цивилизации: гвозди, куски проволоки, остатки консервных банок, детали сельхозорудий, хотя не исключены и, занесенные каким-то образом в почвенный слой, куски шлака, обломки керамики.

Отрицательные аномалии создают мелкие углубления в почве: норы, закопушки, разметки окопкой, следы колеи от телег. Наиболее выдающейся является концентрическая аномалия ΔТ=-300 нТл от обсадной трубы в северо-восточной части внешнего вала, заметная даже на плане магнитного поля, представленном в масштабе 1:800 (рис. 1, цветная вкладка).

Здесь уместно упомянуть и о помехах другого рода. Проведенные исследования на вскрытых и рекультивированных участках городища показали, что магнитное поле над ними искажается до неузнаваемости и отображает только контуры раскопов. Площадь раскопа характеризуется интенсивным минимумом магнитного поля, а бровки и перегородки между раскопами – положительными до 30-40 нТл аномалиями. Засыпанные раскопы – чрезвычайно сложным и хаотичным характером магнитного поля, обусловленного влиянием перемешанного грунта. На таких территориях магнитную съёмку проводить не имеет смысла.

Результаты работ

План магнитного поля ΔТ Аркаима (рис. 1, цветная вкладка) отличается сложной картиной с контрастно выраженными деталями, кажущаяся рентгеновским снимком древнего города.

На основании вышеописанной методики выделяются крепостные валы, следы окружающих их рвов с водой, контуры жилищ, радиально сходящиеся к центру стены, дополнительные элементы, связанные с жизнедеятельностью жителей этого горо-

да. Естественно, у интерпретатора могут возникнуть свои ассоциации о связи этих аномалий с конкретными объектами. На рис. 2 (цветная вкладка) представлен один из вариантов реконструкции планировки археологического памятника Аркаима, выполненный автором работы.

Архитектура Аркаима (Быструшкин, 2003) основана на системе концентрических колец с центром, расположенным в 15 м севернее выхода из жилища 20. Так, центральная площадь поселения вмещается в круг диаметром 30 м. На попавшей в контур съемки части площади по данным магнитометрических наблюдений ничего существенного не выявлено. Отмечено порядка 40 лунок, 6 фрагментов узких стенок субширотной ориентировки, один объект прямоугольной формы 1,5х1,8 м^2 и три пожарища.

Внутренний вал идеально вписывается в дугу окружности радиусом 41,5 м. Ширина вала 2,5-3 м. Наиболее узкая его часть с зазубренными краями наблюдается на юге. Вал характеризуется наличием удлиненных отрицательных аномалий, сопряженных с границами вала. В юго-восточном секторе (по азимуту 135° от центра) не исключен проход в крепостной стене. Во-первых, здесь в контуре вала наблюдается участок повышенного фона магнитного поля. Во-вторых, трапеция напротив этого места явно не вписывается в категорию жилищ – очень узкая (2,7-3 м), в ней отсутствуют постройки. И только в средней части прохода отмечен след от пожара сгоревшей разделительной стены длиной 6 м

С внутренней стороны вала магнитной съемкой выявлено 14 жилищ (12-25) трапециевидной формы, ориентированных от вала к центру поселения. Средняя длина их 16 м. Ширина при вале, являющемся одновременно задней стенкой жилища, меняется от 7 до 10 м, в среднем 8,6 м. Торцы со стороны площади часто разрушены и проявляются неуверенно; в среднем ширина их составляет 6,4 м. В пяти южных жилищах на расстоянии 6 м от вала наблюдаются характерные сближенные пары интенсивных (до 50 нТл) положительных круговых аномалий, которые часто создают единую площадку с повышенным магнитным фоном. Иногда просматривается линия максимумов, соединяющая обе аномалии. Было сделано предположение: эти круги отражают размещение медеплавильных печей и вырытых рядом колодцев для создания поддува – тяги в процессе плавки, что и подтвердилось контрольными раскопами. Аномалии в паре различаются по размерам: диаметр колодцев 1,2-1,4 м, печей – 0,7-0,8 м.

При анализе сводного плана изодинам ΔT было обращено внимание и на окружение подобных аномальных участков не менее интенсивными отрицательными полосовыми аномалиями различной ширины. Предполагается, что это – стенки из глинобитного материала; так, возможно, древние люди отгораживали производственные площадки от жилого помещения. Особенно насыщено печами жилище 20, которое можно условно охарактеризовать как «производственный» цех. Места двадцати девяти пожарищ сосредоточены в торцевых краях жилищ.

Улица между валом и постройками второго ряда жилищ проявляется в виде кольца шириной 5,5 м. Выделена она, как область отсутствия поперечных строений. Главной деталью улицы является ров.

Дальше прослеживается кольцо шириной 9 м, условно названное зоной двориков при жилищах второго, внешнего ряда. Дворики выглядят как продолжения жилищ, только с более прерывистыми (частично разрушенными?) стенками. Лучше сохранились стенки – дувалы, отделяющие дворы от улицы. Зона двориков насыщена различными объектами. В частности, выделено 5-6 водосливных ям (отстойников), 2-3 ровика (ручейка), Заметные пожары произошли за торцом жилища 44, а также напротив жилищ 46 и 48. Обнаружено два интересных объекта. Южнее прохода во внутреннем вале привлекает внимание расположение 8-10 столбов (вернее, лунок от них) строго по окружности диаметром 9 м., образуя своеобразную

ротонду. В центре этой окружности находится прямоугольный магнитный предмет 0,6х1,4 м^2 с четкими контурами. В двух метрах от него – округлое кострoвище. При желании можно усмотреть еще и четыре радиально расходящихся стенки или линии столбов, создающих видимость секторов с углами 45°. Второй объект, напоминающий по рисунку магнитного поля описанный выше «металлургический комплекс», расположен практически на улице напротив выхода из жилища 31. Не исключено, что оба эти объекта имели ритуальное предназначение.

Внешний вал практически тоже вписывается в дугу окружности с радиусом 79 м, но только юго-западный сектор вала западнее жилища 46 постепенно начинает сдвигаться к центру поселения, достигая 6 м на углу западных ворот. Однако, если сместить центр круга на 5,5 м к востоку, то и внешний вал прекрасно впишется в новую окружность. Поскольку внешний вал сооружался позже, возможно, что из-за определенных соображений строители за исходную точку приняли другой центр (Быструшкин, 2003). Средняя ширина вала 5,3 м. Намечаются 11-12 контрфорсов – выступов с внешней стороны вала на 0,7 м. В отличие от внутреннего вала этот вал характеризуется сложным магнитным полем. Вдоль вала простираются две цепочки удлиненных положительных аномалий, тяготеющих в основном к границам вала. Непосредственно по краям вала часто прослеживаются узкие отрицательные аномалии, увязываемые с влиянием немагнитной глиняной облицовкой вала (крепидой). Положительные аномалии ΔТ в пределах оборонительной стены иногда образуют фигуры с прямолинейными границами. Возможно, они отражают элементы внутреннего строения вала (ниши, кладовки, проходы). Поэтому часть из них вынесена тонкими контурами на площадь вала. В юго-восточном секторе по азимуту 158° откартирован проход шириной 4-4,5 м. В трех секторах с внутренней стороны крепостной стены отмечены следы крупных пожаров.

Во втором ряду выявлено 25 жилищ (с 26 по 50). Длина их в среднем составляет 20,8 м., хотя встречаются и усеченные жилища: 28 – 9 м, 49 – 15 м. Ширина жилища при вале – 8 м (колеблются от 7,2 до 9 м), ширина жилищ на выход – 7 (5-9) м. В средней части жилищ встречаются поперечные перегородки, делящие жилища на два, реже на три отсека. В простирании основных (радиальных) стенок случаются перерывы. Но некоторые из них представляют проходы между соседними жилищами, а другие – просто бреши, разрушенные со временем интервалы стен, определить трудно. В этом ряду, описанные ранее огороженные комплексы медеплавильных печей и колодцев распространены значительно чаще. Не обнаружены они только в семи жилищах (с 18 по 20, с 38 по 40 и 37). И то, «жилище» 39 едва ли является жилым помещением из-за своей узости – 2,8 м и отсутствия в нем каких-либо объектов. Часть жилищ отличаются некоторыми особенностями внутренней планировки. Так, в жилище 28, помимо его малых размеров (6-9х6-7 м), можно усмотреть странное, близкое к квадрату (4,5х4,2 м) сооружение, обрамленное прямолинейными границами положительного магнитного поля интенсивностью от 10 до 50 нТл. Кроме того, у жилища нет своего дворика, выход – через двор соседнего жилища 29. Жилище 30 при необычно малой ширине 5 м, тем не менее, содержало внутри себя две дополнительных продольных стенки, располагающихся на расстоянии 1,2-1,8 м от основных. Аномалии типа кострoвищ, печей отсутствуют. К сожалению, два интенсивных минимума магнитного поля по углам жилища при вале имеют искусственное происхождение – ямы и искажают общую картину поля. Подобные продольные стенки частично наблюдаются также в жилищах 15, 17, 20 внутреннего и 33, 36, 38, 44 внешнего рядов.

Не менее оригинально и следующее жилище 31, одно из самых широких – 12 м. Для него характерно обилие лунок (33 шт.) и относительная «замусоренность» (до 20 положительных аномалий) магнитным

материалом, в том числе два крупных пожарища. Часть лунок прослеживается вдоль оси жилища, плавно переходя в отрезок продольной стенки длиной 4 м. Примерно такая же картина наблюдается и в жилищах 19 (29 лунок), 33 (38 лунок плюс продольная стенка длиной 11 м). Внутри жилища 32 помимо огороженного комплекса из медеплавильной печи с колодцем наблюдаются еще пять сооружений различных по форме и размерам. Например, столб квадратного сечения 1х1 м^2. Много дополнительных сооружений наблюдается и в жилищах 18 и 35. Грандиозные по размерам в плане и интенсивности магнитного поля сооружения проявились внутри жилища 42. Они заполняют большую часть площади жилища. Одно из них, с сечением 3,5х4 м^2 прилепилось к восточной стене в средней части жилища и имеет широкий выход сразу на два жилища. Судя по форме и близости к южным воротам, это сооружение могло служить наблюдательной башней. Самые контрастные на территории съемок магнитные аномалии, кроме этого жилища, отмечены в жилищах 17-20 внутреннего ряда и в 45.

Это явление можно объяснить интенсивным производством (медеплавильные и гончарные печи с сопутствующими им воздуходувными колодцами, накоплением отходов в виде шлака, остатков руды, бракованных изделий) или более тонким чехлом покровных отложений.

О результатах опытных исследований по пакету программ ADGM-3D (Кочнев, Гоз, Зданович, 2005; Кочнев и др., 2006)

В 2004 г. материалами магнитной съемки на Аркаиме заинтересовались сотрудники института вычислительного моделирования СО РАН (г. Красноярск).

Решено было опробовать разработанную ими новую технологию компьютерной интерпретации магнитного поля (по пакету программ ADGM-3D) под археологические задачи. Для этих целей были представлены данные 4941 магнитометрических измерений на участке в районе южных ворот Аркаима площадью 30х40 м^2 и сведения о магнитных свойствах почвы, культурного слоя, материковых пород, образцов из зон прокала, обожженной глины, золы, шлака, керамики.

Главным достоинством предлагаемой методики является объемное представление объектов интерпретации. Для экспериментов удачно выбрана слоисто-блочная модель среды изучения из трех слоев с границами, повторяющими по форме поверхность рельефа, приближенная к реальному срезу археологического памятника: 30 см (почва), 60 см (гумус и культурный слой) и 120 см (основание поселения).

В работах показано, что наибольшее количество магнитных элементов – блоков (источников аномалий) сосредоточено в верхнем слое, о чем раньше лишь предполагалось. Во втором слое, представляющем для археологов наибольший интерес, число магнитных блоков резко уменьшается. В нижнем слое проявляются лишь самые существенные сооружения.

Но в реконструкции древних сооружений материалы компьютерного макета существенно уступают приведенной здесь методике интерпретации. Это объясняется двумя причинами.

Первая заключается в том, что в выше названных работах для анализа магнитного поля использовали планы изодинам с большим сечением (23,85 нТл), полученным от деления всего диапазона колебаний поля на 10 интервалов. А основная масса археологических объектов характеризуется амплитудами ±10-30 нТл. Проявились лишь единичные, самые магнитные объекты.

Во-вторых, эффективность истолкования элементов магнитного поля напрямую зависит от тщательности сопоставления их с формой, размерами, внутренним строением, ориентировкой, положением в плане археологических объектов, а также с материалами дешифрирования аэрофотоснимков. Первичный план древнего поселения существенно уточняется после согласования его со специалистами-археологами.

В **заключении** можно отметить перспективность применения микромагнитной

съемки при изучении археологических памятников, аналогичных Аркаиму. Только на юге Челябинской области известно еще 19 подобных древних поселений – так называемая «страна городов».

Литература

Быструшкин К.К. Феномен Аркаима. М.: Изд-во «Белые альвы», 2003. 272 с.

Глазунов В.В. Геофизические методы исследования археологических памятников. // Автореферат кандидатской диссертации. Ленинград, 1984. 30 с.

Дудкин В.П., Кошков И.Н. Магнитные свойства археологических объектов. // АРО КС. 1. 1976. С. 19–27.

Журбин И.В., Зелинский А.В. Электрометрические исследования городища Индакар: методика, моделирование и реконструкция археологических объектов // Новые исследования по средневековой археологии Поволжья и Приуралья: матер. Межд. аолевого симпозиума / Ижевск, 1999. С. 215–229.

Кочнев В.А., Гоз И.В., Зданович Г.Б. Опыт применения 3D-технологий интерпретации магнитных полей на археологическом объекте «Аркаим» // Тез. докл. межд. научн.-практ. конф. «Инженерная геофизика-2005» / Геленджик, 2005. С. 82-83.

Кочнев В.А., Гоз И.В., Зданович Г.Б., Пунегов Б.Н. Решение обратной 3D задачи магнитометрии на участке археологического объекта «Аркаим» // Тез. докл. Всероссийской научн. конф. «Математика. Механика. Информатика» / Челябинск, 2006. С. 75.

Тибелиус В.Я. Результаты геофизических исследований на Аркаиме // Россия и Восток: проблемы взаимодействия: матер. конф. Ч. 5. Кн. 2 / Челябинск, 1995. С. 76-79.

УДК 504.055; 537.636

ОБ ИСТОЧНИКАХ ГОРОДСКОГО НИЗКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ШУМА

Сокол-Кутыловский О.Л., Тягунов Д.С. **–** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье рассмотрены различные источники магнитного шума техногенного происхождения в области низких частот (0,05-20 Гц). Показано, что основной вклад в низкочастотный электромагнитный шум города дают различные линии передач электрического тока промышленных частот. Так же рассматривается влияние электромагнитного шума автомобильного транспорта.

Низкочастотный электромагнитный шум, источники городского электромагнитного шума.

ABOUT SOURCES OF LOW – FREQUENCIES MAGNETIC NOISE IN THE CITY

Sokol-Kutylovskij O.L., Taygunov D.S. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In this article various sources of magnetic noise of a technogenic origin in the field of low frequencies (0,05-20 Hz) are considered. The basic contribution to the electromagnetic noise of low-frequency in the city is formed due to various lines of transfers of an electric current of industrial frequencies it is shown. The influence of electromagnetic noise of motor transport too is considered.

Low-frequency electromagnetic noise, sources of electromagnetic noise of town.

Известно, что население современных крупных городов живет в условиях повышенного электромагнитного шума, поскольку именно там расположены многочисленные производственные и перерабатывающие предприятия и организации, сосредоточен городской и пригородный электротранспорт, проходят железнодорожные линии с электрической тягой. Кроме того, высокая плотность населения требует развития энергоемкой инфраструктуры сферы услуг. Да и сам жилой сектор крупных городов является мощнейшим потребителем электроэнергии. При этом полагается, что основной электромагнитный шум сосредоточен вблизи промышленных частот (50 Гц и, в некоторых случаях, 400 Гц).

Амплитуда электромагнитного поля вблизи сетевой частоты 50 Гц действительно велика около линий электропередач и может достигать сотен и даже тысяч нТл. Измерения электромагнитного шума в области низких частот (0,05 Гц – 20 Гц) показали, что электромагнитный шум в крупном промышленном центре превышает естественный геомагнитный шум в тысячи раз (URL: http://www.lomonosov-msu.ru/2008/06_9.pdf). Вариации электромагнитного поля в диапазоне низких частот 0,05-20 Гц практически не изучаются и санитарными правилами и нормами не регламентированы, хотя на этих частотах возможно их существенное влияние на организм человека. В частности имеется корреляция между повышенным низкочастотным электромагнитным шумом и частотой сердечно-сосудистых заболеваний (Талалаева и др., 2003).

Источники техногенного электромагнитного шума можно разделить на первичные и вторичные. Первичными источниками техногенного электромагнитного шума низких частот являются те источники, которые сами создают электромагнитное поле. К ним относятся: все линии электропередач постоянного и переменного тока любой частоты; движущиеся ферромагнитные и электромагнитные источники, имеющие свой собственный магнитный момент, который при перемещении в пространстве или при вращении создает электромагнитное поле. К вторичным источникам техногенного электромагнитного шума низких частот относятся такие источники, которые преобразуют изменение воздействующего на них электромагнитного поля во вторичное магнитное поле, которое складывается с первичным полем. К источникам такого вида относятся все источники,

связанные с проявлением эффектов и явлений электромагнитной индукции и самоиндукции в металлических проводниках, а также источники вторичного магнитного поля, возникающие при движении металлических немагнитных проводников во внешнем магнитном поле.

Цель данной статьи – рассмотреть основные источники техногенного электромагнитного шума низких частот и оценить их вклад в общий электромагнитный шум города.

Применяемая аппаратура

В качестве датчика магнитного поля использован магнитомодуляционный преобразователь магнитной индукции, выполненный на основе аморфного ферромагнитного сердечника, работающего в режиме автопараметрического усиления. Собственный магнитный шум датчика составляет 3 ÷ 5 пТл·Гц$^{-1/2}$, коэффициент преобразования без внешнего усиления − 0,2 мВ/нТл, полоса частот измеряемого магнитного поля 0,05-20 Гц (с завалом на краях диапазона не более 1,4 дБ). Аналоговый электрический сигнал с магнитомодуляционного преобразователя поступает на 24-х разрядный программируемый аналого-цифровой преобразователь AD7714, соединенный с переносным персональным компьютером. Частота дискретизации измеряемого сигнала составляет 80 Гц. Наблюдение вариаций измеряемого магнитного поля ведется в реальном масштабе времени на экране компьютера и записывается на электронный носитель информации (Уткин, Сокол-Кутыловский, 2006; Сокол-Кутыловский, Тягунов, 2007.

Результаты экспериментов и их обсуждение

Вполне понятно, что вклад в техногенный электромагнитный шум вносят все эти источники: линии электропередач (все линии силового электрического постоянного и переменного тока всех частот), движение и вращение ферромагнитных масс, все эффекты электромагнитной индукции и самоиндукции в металлических проводниках, движение и вращение металлических немагнитных проводников во внешнем магнитном поле.

Наибольший вклад в электромагнитный шум, в том числе на низких частотах, вызывают все основные потребители электрического тока промышленной частоты. Среднее потребление электрической мощности крупнейших индустриальных городов (на примере Екатеринбурга) составляет 800 МВт (URL: http://www.tencom.ru/director/appearances/2006/05/01/5/) при большой протяженности линий электропередач (ЛЭП) и кабельных линий электропитания.

Медленное и скачкообразное изменение нагрузки в линиях электропередач с частотой 50 Гц вызывает изменение результирующего магнитного поля на частотах ниже 50 Гц. А импульсы включения/выключения нагрузки создают целый спектр частот импульсов электромагнитного поля, вплоть до самых высоких частот.

В качестве примера изменения магнитного поля на низких частотах, возникающих в области проводов с электрическим током частотой питания электрического тока 50 Гц, был проведен следующий эксперимент. Датчик магнитной индукции располагался около одного из проводников двухпроводной линии, причем, датчик мог регистрировать только сигналы с частотой менее 20 Гц, а сигнал с частотой 50 Гц подавлялся более, чем в 1000 раз.

На рис. 1 показана запись магнитного поля от провода с электрическим током частотой 50 Гц при периодическом изменении амплитуды тока путем изменения нагрузки в этой электрической цепи.

Как видно из записи на рис. 1, амплитуда магнитного поля электрического тока 50 Гц изменяется с частотой изменения силы тока в ней (1-2 Гц), которая много ниже частоты этого переменного электрического тока. Амплитуда электрического тока изменялась примерно на 0,02 А при среднем токе порядка 0,1 А.

Влияние движения ферромагнитных масс в данной точке измерения рассмотрим на примере регистрации сигнала магнитного поля от проезжающих автомобилей.

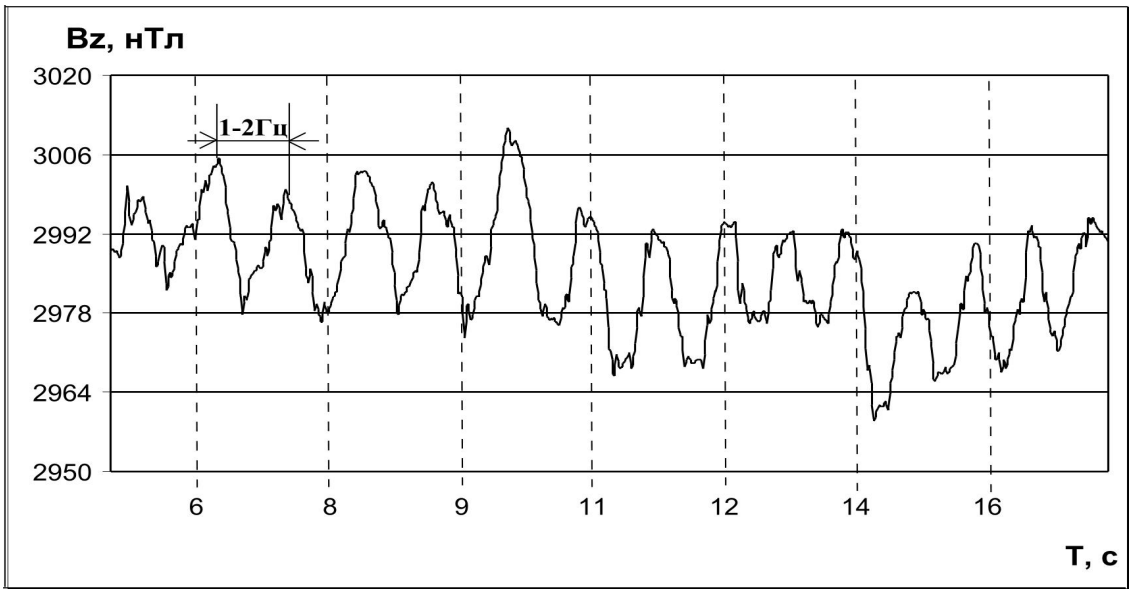


Рис. 1. Фрагмент записи изменения амплитуды магнитного поля, вызванного изменением амплитуды электрического тока частотой 50 Гц в проводе

На рис. 2 представлены магнитограммы записи амплитуды магнитного поля на различных расстояниях от автомобильной дороги. Вблизи проезжей части максимальная амплитуда вариаций составляет 80 нТл, при средней величине около 40 нТл (рис. 2а).

При удалении от проезжей части на расстояние 300 м значения вариаций резко снижаются и составляют 3 нТл (рис. 2б). При измерении магнитного поля от единичного грузового транспортного средства амплитуда вариаций составляет более 150 нТл (рис. 2в).

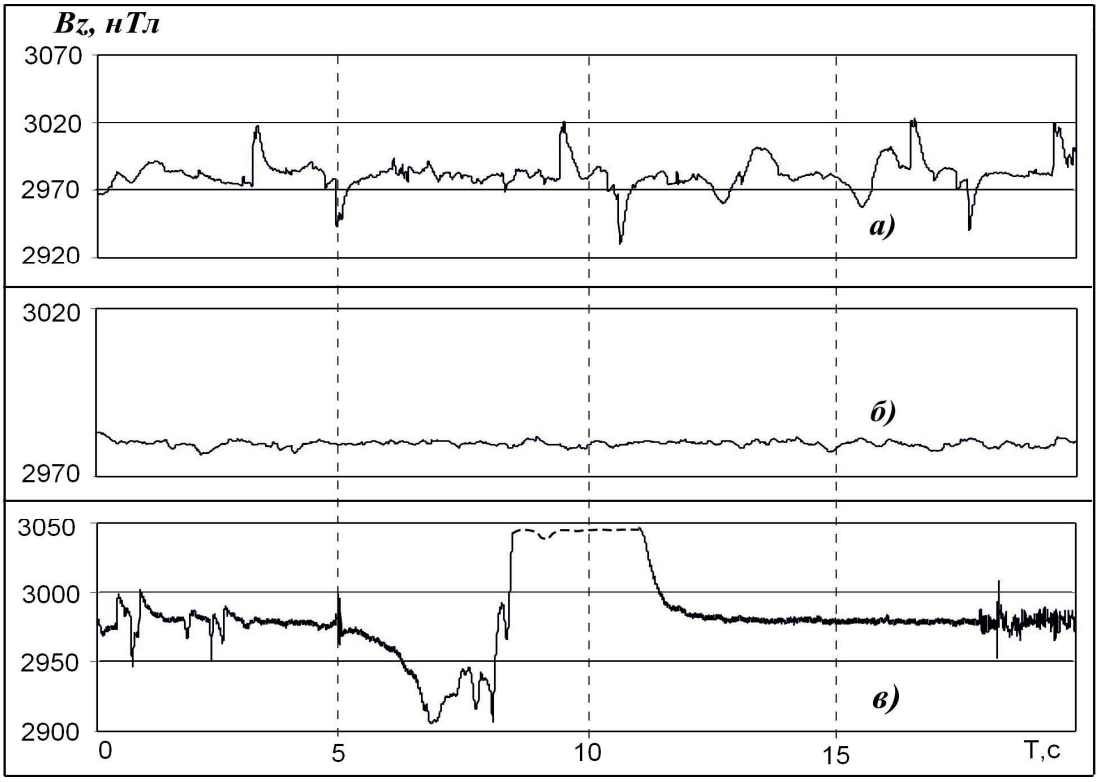


Рис. 2. Диаграммы записи вертикальной составляющей индукции магнитного поля: а) вблизи проезжей части; б) удаление от проезжей части на расстоянии 300 м; в) с проезжающим рядом грузовым автомобилем

Большая величина амплитуды вариаций магнитного поля, создаваемая автомобильным транспортом, требует учитывать и этот вид электромагнитного шума в общем городском электромагнитном шуме. Тем более шум транспорта дает существенный вклад в общий шум города в «часы пик», когда значительная часть городского транспорта приходит в движение в относительно небольшой промежуток времени. Для миллионного города количество источников транспортного шума в «час пик» может достигать $0{,}5 \cdot 10^6$, не учитывая муниципальный транспорт (данные взяты из статьи «Екатеринбург» размещенной в электронной энциклопедии «Википедия»). Кроме того, имеется некоторая согласованность в движении транспортных источников шума, создаваемая системой регулировки уличного движения (управление потоками движения с помощью светофоров).

Вторичные источники электромагнитного поля, связанные с эффектами индукции и самоиндукции, особенно сильно проявляются в длинных проводниках (металлические провода, трубопроводы, эстакады, то есть, любые металлические конструкции большой протяженности, на которые падают электромагнитные волны).

Амплитуда вторичных электромагнитных волн зависит от протяженности источника, удельного электрического сопротивления проводника, из которого он сделан, и угла падения первичной электромагнитной волны. Для хороших проводников переизлученная вторичная электромагнитная волна по амплитуде близка к первичной, но сдвинута по фазе по отношению к ней на 90^0. Эффекты самоиндукции особенно сильно проявляются в протяженных линиях электропередач при резком изменении тока в них и создают вторичное магнитное поле, так же сдвинутое на 90^0 по отношению к первичному магнитному полю электрического тока в данной линии. При самоиндукции в длинных линиях и электрических трансформаторах, при резком изменении первичного электрического тока, вторичные магнитные поля могут многократно превосходить первичные магнитные поля электрического тока. Эти эффекты могут давать вклад не только в импульсные электромагнитные шумы, но и в низкочастотный шум.

В качестве примера показана запись импульсов магнитного поля, возникающих при включении/выключении электрического трансформатора малой мощности (рис. 3).

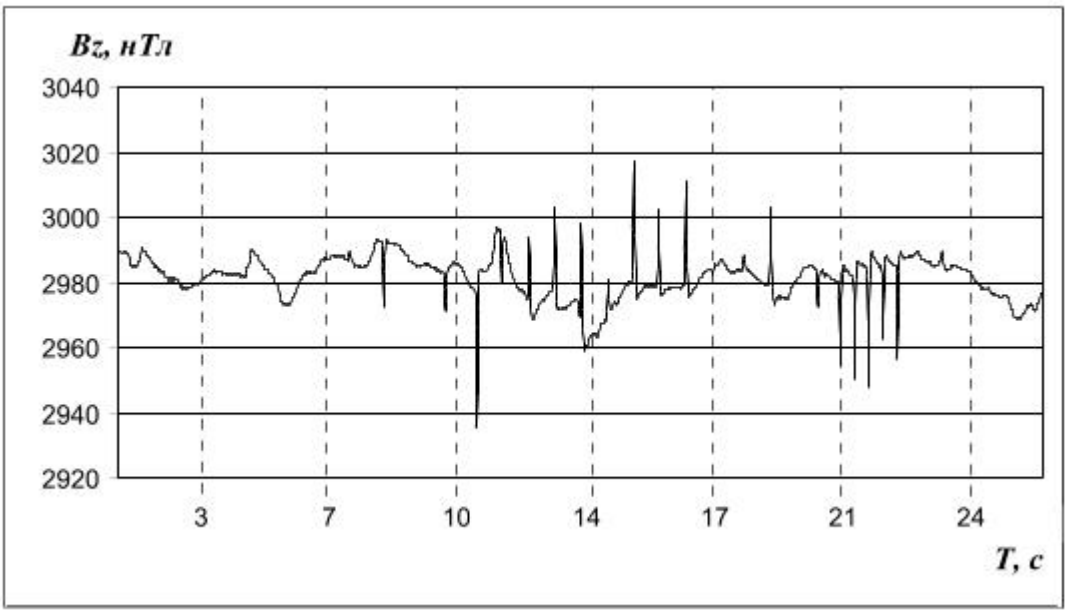


Рис. 3. Запись импульсов магнитного поля при включении и выключении трансформатора мощностью 15 Вт на расстоянии два метра от него

На рис. 3 в интервале от 0 до 8 с прибор регистрировал сигналы только магнитного поля до момента включения трансформатора, от 8,5 до 9,5 с – запись включения трансформатора, от 22,5 до 26 с – выключение трансформатора. В интервалах от 10,5 до 13,5 с, от 14,5 до 16 с, от 18,5 до 20 с, от 21 до 22,5 с прибор регистрировал плавное изменение токовой нагрузки потребителя. Интервал времени между периодами изменения токовой нагрузки равнялся 1-2 с.

Вариации вторичного магнитного поля, вызванные движением проводника, показаны на примере перемещения металлической немагнитной пластины в магнитном поле Земли. Вертикально установленная пластина перемещается в горизонтальной плоскости так, что плоскость самой пластины при движении пересекает линии магнитной индукции. В это время датчик регистрирует изменение амплитуды магнитного поля. Для алюминевой пластины размером 26х16х0,4 см максимальная амплитуда сигнала, вызванного ее движением, составила 16 нТл (рис. 4).

При большей площади пластины (45х40 см), но меньшей толщине (0,1 см) амплитуда сигнала магнитного поля увеличилась в несколько раз и составила 70 нТл (рис. 5). Наведенное вторичное магнитное поле быстро убывает с расстоянием от проводящей движущейся пластины, а при расстояниях, в несколько раз превышающих максимальные линейные размеры пластины, индуцируемое ею магнитное поле пренебрежимо мало.

Проведенный анализ основных источников городского электромагнитного шума низких частот позволяет сделать следующие выводы:

- наибольший вклад в уровень магнитного шума низких и особо низких частот в крупных мегаполисах дают первичные источники электромагнитного шума, прежде всего система ЛЭП и силовые кабельные линии электропитания, включая низкочастотный электромагнитный шум городского и пригородного электротранспорта;

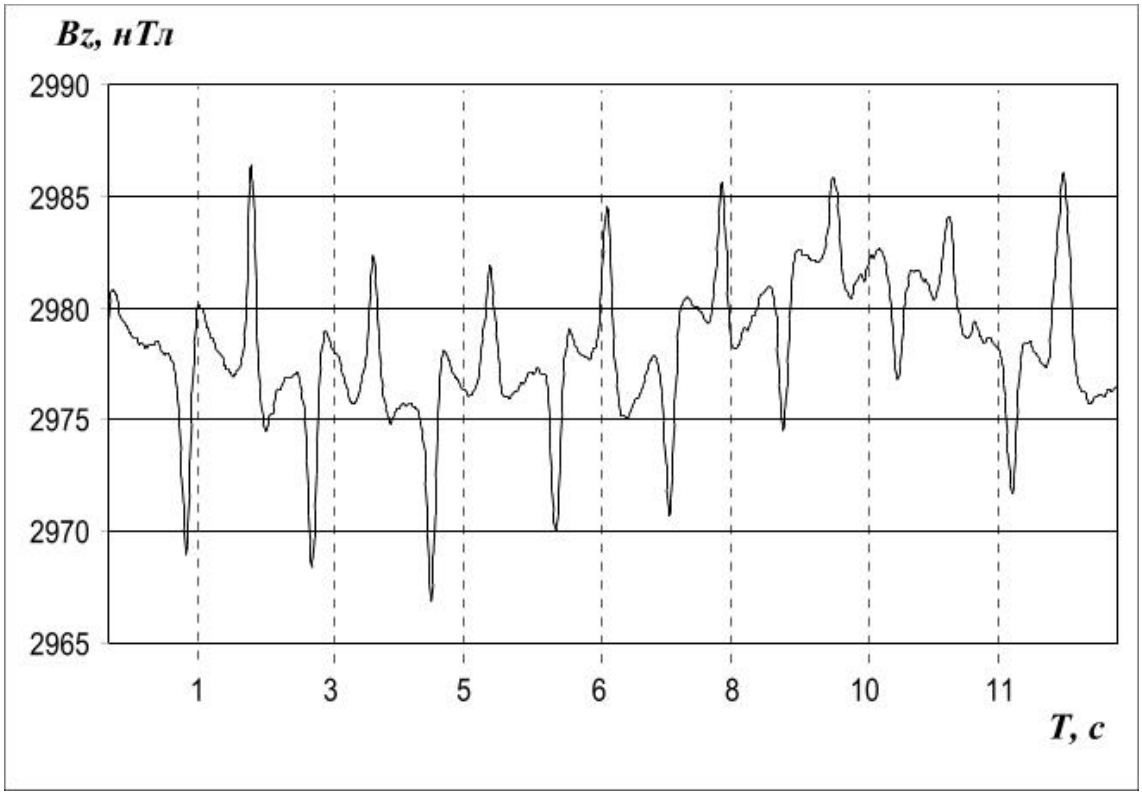


Рис. 4. Запись изменения амплитуды магнитного поля, вызванного движением немагнитной пластины

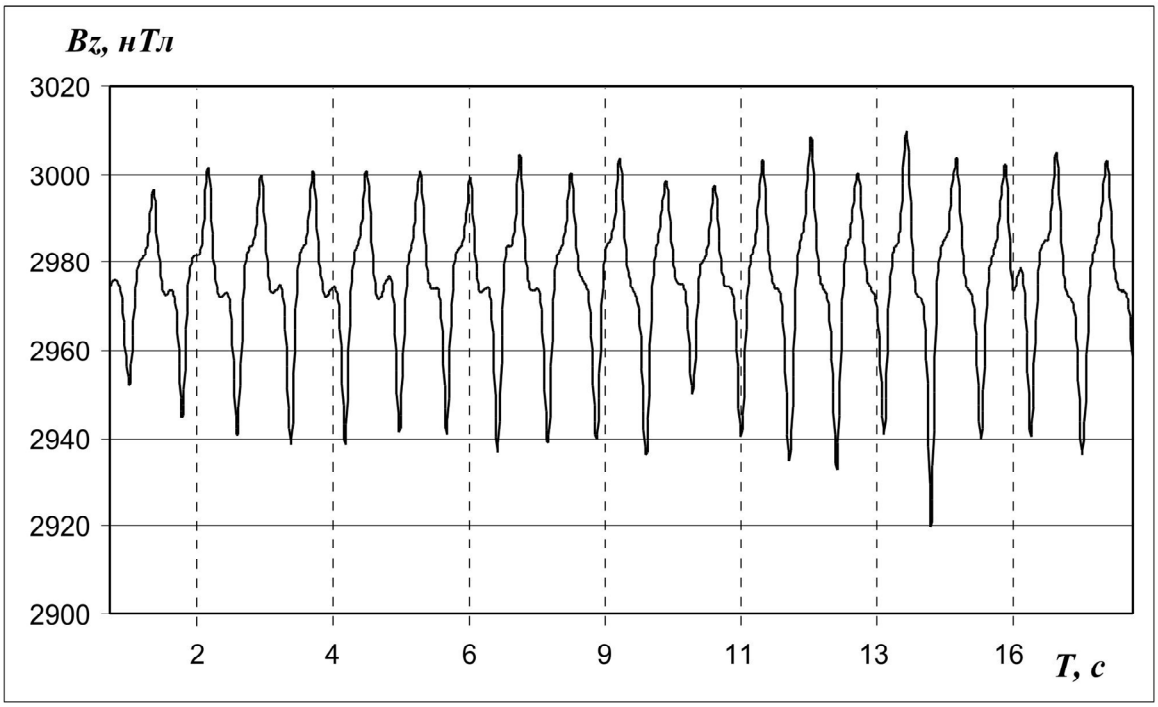


Рис. 5. Запись изменения амплитуды магнитного поля, вызванного движением немагнитной пластины

- большое количество единиц автомобильного транспорта и их значительный собственный магнитный момент требует изучения и учета влияния автотранспорта на общий электромагнитный шум города;
- в отличие от вышеописанных источников электромагнитного шума индукционные эффекты в металлических проводниках и движение немагнитных металлических проводников в магнитном поле оказывают наименьшее влияние на общий городской электромагнитный шум низких частот и проявляются только на относительно малом расстоянии.

Литература

Михеева П.А. Проблема энергоснабжения мегаполисов как ограничение для выполнения программы «Доступное жилье». Пути решения на примере г. Тюмени. URL: http://www.tencom.ru/director/appearances/2006/05/01/5/.

Сокол-Кутыловский О.Л., Тягунов Д.С. Аппаратура для регистрации магнитного поля низких частот // Уральский геофизический вестник. 2007. № 4(13). С. 69-73.

Талалаева Г.В., Рождественская Е.Д., Уткин В.И., Рождественская М.В. «Конечное» знание и бесконечность мироздания: геофизика – наука у края бездны (человек и геофизика) // Мат-лы конф. «Космос и биосфера: Космическая погода и биологические процессы» / Крымский научный центр НАН Украины, 2003. С. 184-190.

Тягунов Д.С. Изучение электромагнитного шума на Среднем Урале // XV Межд. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва. URL: http://www.lomonosov-msu.ru/2008/06_9.pdf

Уткин В.И., Сокол-Кутыловский О.Л. Техногенный магнитный шум в пределах мегаполиса и удалении от него // Мат-лы Межд. семинара «170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современные состояния» / ИГф УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 173-175.

УДК 550.837

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОМ ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИИ НАД ЛОКАЛЬНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ

Улитин Р.В.**, **Федорова О.И. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. С целью выяснения возможностей кондуктивного метода зондирования с дифференциальной установкой для изучения геологического строения верхней части разреза, рассмотрены результаты расчётов распределения электрического поля на моделях погруженной в полупространство сферы и вертикального бесконечного пласта. По установленным особенностям распределения разности потенциалов в разрезе при изменении размеров установки выделяются положения контактов пласта с вмещающей средой, а также приближенно определяется глубина до центра сферы. Обсуждается качественный подход к интерпретации результатов метода дифференциального электрозондирования.

Электропроводность, геологическая неоднородность, зондирование, дифференциальная установка.

FEATURES OF DISTRIBUTION ELECTRICAL FIELDS AT DIFFERENTIAL ELECTROSOUNDING ABOVE LOCAL INHOMOGENEITIES

Ulitin R.V., Fedorova O.I. – Institute of Geophisics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. With the purpose of ascertainment of opportunities of conductivity method of sounding with differential array for studying a geological structure of a upper part of a cut, calculations of an electric field distribution on models shipped in half-space sphere and a vertical infinite layer are considered. On the established features of potential difference distribution in a cut with the change of the array size positions of contacts of a layer with the containing environment are allocated, and also approximate depth to the center of the sphere is defined. The qualitative interpretation approach of differential electrosounding method is discussed.

Electrical conductivity, geological inhomogeneity, sounding, differential array.

Близповерхностная область геологического разреза (от единиц до тридцати-сорока метров от земной поверхности) является существенно неоднородной. Это затрудняет интерпретацию результатов электроразведочных методов, ориентированных на поиски глубоко залегающих (несколько сотен метров) рудных месторождений.

В последние годы перед геоэлектрикой возникли новые проблемы, обусловленные необходимостью получения информации об электрофизическом состоянии верхней части геологического разреза. Одной из таких проблем является загрязнение окружающей среды. Неоднородность геологического строения верхней части разреза, бывшая помехой для разведочной глубинной электроразведки, становится объектом исследований. Близповерхностные геологические объекты, такие как осадочные песчано-глинистые породы, тектонические нарушения, зоны разуплотнения и т.д. становятся каналами миграции токсичных производственных стоков, сбрасываемых промышленными предприятиями в окружающую среду. Жидкие промышленные отходы обогащены химическими ингредиентами. Мигрируя в геологической среде, они повышают электропроводность отложений верхней части разреза. Возникают локальные участки повышенной проводимости горных пород. Для организации природоохранных мероприятий требуется оценка их объемного распределения. Эта задача может решаться способами геоэлектрики.

Теоретически и экспериментально изучена эффективность нескольких электроразведочных способов контроля состояния

верхней части разреза (Улитин и др., 2000). Установлено, что наиболее перспективным является применение дифференциальной установки (MAN). Этот метод был предложен в конце пятидесятых годов (Тархов, 1958). В нем на профиле наблюдений в пункте измерений размещается первое питающее заземление (A), второе (B) – относится в практическую «бесконечность». Приемные заземления (M и N) располагаются на одинаковом расстоянии от питающего (A). При перемещении указанной установки по профилю наблюдений фиксируются лишь локальные неоднородности, а над однородной и горизонтально-слоистой средой разность потенциалов между приемными электродами равна нулю. Исходя из этих физических предпосылок, новый способ геоэлектрики с дифференциальной установкой, названный методом «MAN», является одним из немногих методов «чистых аномалий» в электроразведке постоянным током. Электропрофилирование с дифференциальной установкой успешно опробовано на различных геоэкологических полигонах (Улитин, Федорова, 1999).

Но дифференциальное электропрофилирование позволяет лишь выявить аномальную неоднородность. Для полной геоэлектрической характеристики нужна информация о распределении электрического поля на глубине. Это достигается изменением расстояния (разноса) между приемными заземлениями (MN) на точке измерений (A) при заданном количестве разносов, то есть зондированием. Качественно представить распределение электрического поля с глубиной и исследовать его особенности над локальной неоднородностью можно путем построения кажущегося разреза разности потенциалов поля (ΔU) от полуразноса (MN/2).

Надо отметить, что метод «MAN» не нашел широкого применения в электроразведке, так как изучение глубинных объектов (рудных тел), для которого, собственно, он предлагался, затруднялось влиянием близповерхностных геологических объектов. Поэтому теоретически метод был слабо проработан. По литературным данным расчеты были сделаны лишь для электропрофилирования над вертикальным контактом двух сред (Блох, 1971).

В работе представляются теоретические оценки поля для дифференциальной установки (MAN) в варианте зондирования, выполненные на примере погруженной сферы и вертикального пласта.

Погруженная сфера

Рассмотрим распределение электрического поля при зондировании с дифференциальной установкой MAN над погруженной сферой (рис. 1). Сфера радиуса b, сложенная породами с удельным электросопротивлением ρ_2, находится в однородной вмещающей среде, имеющей сопротивление ρ_1. На профиле, проходящем над центром сферы, размещена дифференциальная установка. Расстояние от центра сферы до заземлений M, A, N обозначим через r_2, d, r_1, соответственно. Размер установки: MA=AN=l.

Используя приближенное выражение для потенциала точечного источника на дневной поверхности при наличии погруженной сферы (Заборовский, 1943), получим для точечного питающего заземления (A) следующие выражения для потенциалов U_N и U_M в точках (M и N).

$$U_N(r_1, J_1) = \frac{Ir_1}{2p}\left[\frac{1}{l} + 2\sum_{n=0}^{\infty} p_n \frac{b^{2n+1}}{d^{n+1} r_1^{n+1}} P_N(\cos q_1)\right],$$

$$U_M(r_2, J_2) = \frac{Ir_1}{2p}\left[\frac{1}{l} + 2\sum_{n=0}^{\infty} p_n \frac{b^{2n+1}}{d^{n+1} r_1^{n+1}} P_N(\cos q_1)\right],$$

где $p_n = \dfrac{n(r_2 - r_1)}{nr_1 + (n+1)r_2}$;

I – ток, стекающий с питающего заземления.

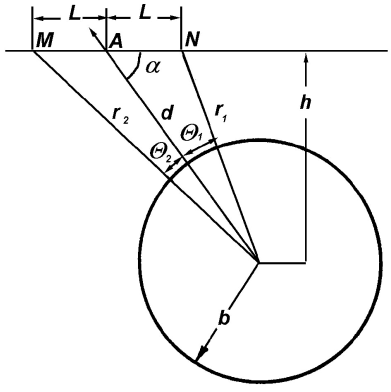


Рис. 1. К расчету разности потенциалов (ΔU) при дифференциальном зондировании над погруженной сферой (пояснения в тексте)

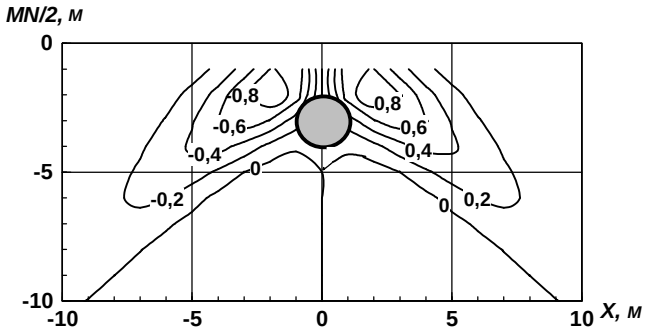
Вычисление разности потенциалов $\Delta U=U_N-U_M$ выполнено по соотношению

$$\Delta U = \frac{Ir_1}{p} \times$$
$$\times\left[\sum_{n=0}^{\infty} p_n \frac{b^{2n+1}}{d^{n+1} r_1^{n+1}} P_N(\cos q_1) - \sum_{n=0}^{\infty} p_n \frac{b^{2n+1}}{d^{n+1} r_2^{n+1}} P_N(\cos q_2)\right]$$

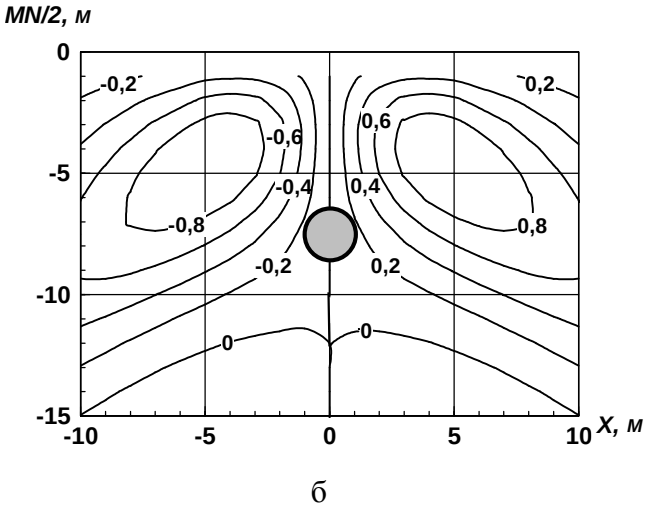
для проводящей сферы (b=1м; ρ_2/ρ_1=0,1), залегающей на разных глубинах (рис. 2).

Полученные результаты расчетов представлены в виде разрезов изолиний равных значений отношений $\Delta U/|U_{\max}|$, где ΔU – значение разности электрических потенциалов в любой точке расчета, а $|U_{\max}|$ – значение электрического потенциала в экстремуме (рис. 2).

Результаты расчетов выполнены для десяти вариантов h/b, изменяющихся от 2 до 11. На рис. 2 приводятся разрезы для значений h/b=3 и h/b=8. Над погруженной сферой установлены следующие особенности распределения поля. Во вмещающей среде за пределами сферы фиксируются два знакопеременных экстремума значения падения напряжения с переходом через ноль над центром сферы. Определено, что при значениях отношения глубины залегания сферы к ее радиусу $2 \le h/b \le 3$ положение экстремумов близко к полуразносу установки (MN/2), равному расстоянию от дневной поверхности до верхней кромки сферы (рис. 2а). При всех рассмотренных вариантах расстояние между отрицательным и положительным экстремумами приближенно равно глубине залегания до центра сферы (h) (рис. 1). При увеличении глубины залегания сферы аномальный эффект пространственно расширяется (рис. 2б).



а



б

Рис. 2. Теоретические разрезы $\Delta U/\Delta U_{\max}$ над сферой при дифференциальном зондировании: r_2/r_1=0,1; h=3 м (а); h=8 м (б). По оси Z отложены полуразносы установки, по оси X – координаты точек зондирования (A)

Вертикальный пласт

Примем, что удельное электросопротивление вмещающей среды слева от пласта имеет значение ρ_1, а справа – ρ_3; удельное сопротивление пласта – ρ_2. Сориентируем ось X (положение профиля) перпендикулярно пласту. Введем следующие обозначения: расстояние от токового заземления (A) до первого по ходу движения установки контакта – d; мощность пласта – h; расстояние от заземления (A) до приемного заземления N – x_1; заземления (M) – x_2; $x_1=x_2=x$.

Известны выражения потенциала электрического поля точечного источника, расположенного на дневной поверхности при наличии двух вертикальных контактов (Хмелевской, 1970). Для дифференциальной установки в зависимости от соотношения размера установки AN=AM=l и мощности пласта h получены десять различных вариантов расчетных выражений для вычислений значений $\Delta U=U_N - U_M$ при зондировании над пластами, исчерпывающих все возможные соотношения l и h. Семь случаев (I-VII) характеризуют распределение поля при $h > 2l$; один – при $l < h < 2l$; два – при $l >$h (рис. 3). Выражения для разности потенциалов ΔU для всех указанных вариантов из-за громоздкости в статье не приводятся.

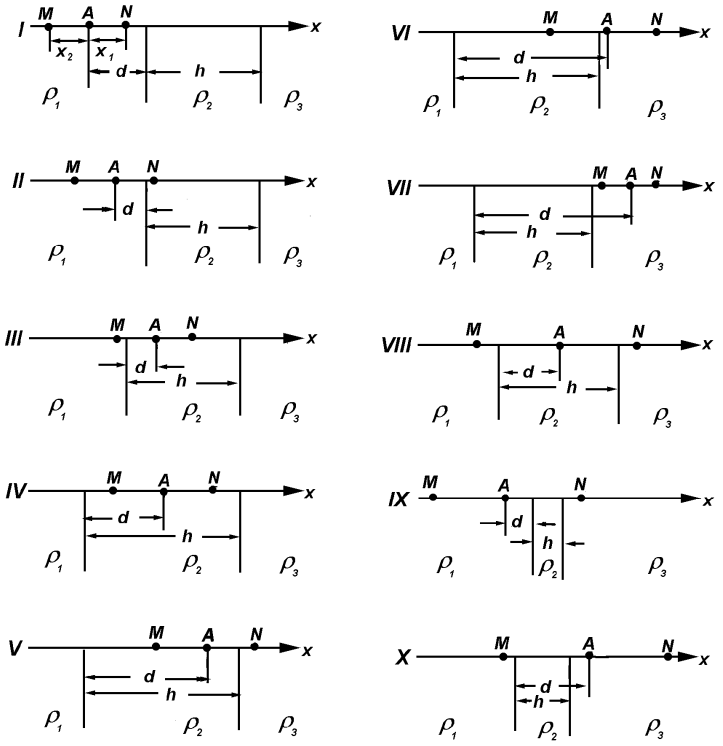
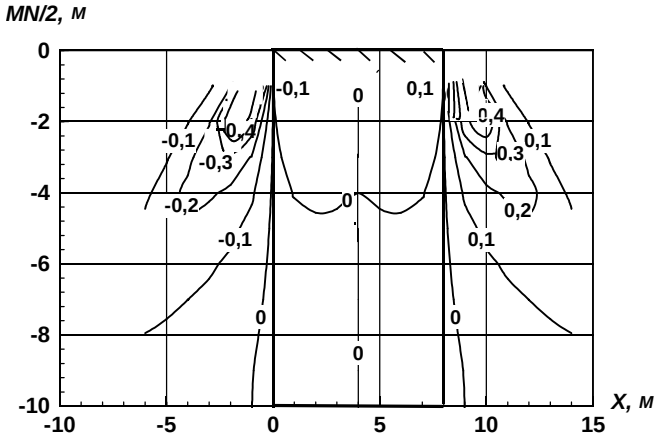
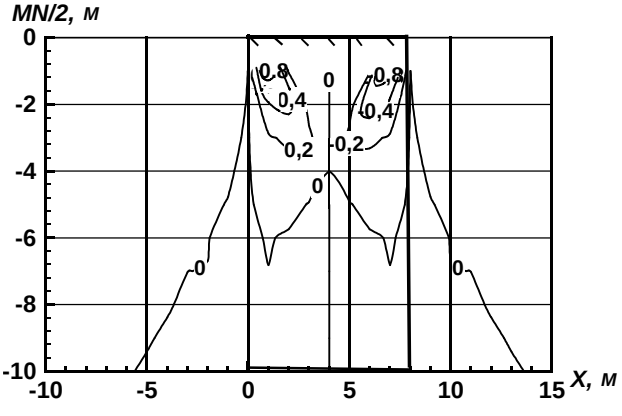


Рис. 3. Варианты расположения дифференциальной установки при зондировании над протяженным вертикальным пластом (пояснения в тексте)

Расчеты проводились для случая $\rho_1=\rho_3$, h=8 м, то есть вертикальный пласт с электросопротивлением ρ_2 залегает во вмещающей среде с электросопротивлением ρ_1. При вычислении разности потенциалов использовали выражения для схем установок (I-IV) и (VIII-X).



а



б

Рис. 4. Теоретические разрезы $\Delta U/\Delta U_{max}$ дифференциального зондирования над вертикальным пластом: а – r_2/r_1=1/9; б – r_2/r_1 =9. По оси Z отложены полуразносы установки, по оси X – координаты точек зондирования (A)

При дифференциальном зондировании по профилю над вертикальным пластом также наблюдаются экстремальные значения падения напряжения. Если пласт обладает повышенной проводимостью по сравнению с вмещающей средой, то первый экстремум (отрицательные значения ΔU) фиксируется в среде на расстоянии AN от контакта (рис. 4а). Непосредственно над пластом значения ΔU близки к нулю. Для пласта повышенного электросопротивления, во-первых, экстремумы фиксируются над пластом; во-вторых, значения ΔU для первого по ходу движения установки экстремума положительные, а для второго – отрицательные (рис. 4б).

Экстремальные значения ΔU фиксируются при малых разносах (MN/2) дифференциальной установки, с увеличением разносов аномалия затухает быстрее для пласта с пониженной проводимостью (рис. 4.б).

Анализируя особенности распределения разностей потенциалов в разрезе от увеличения полуразноса установки, сформулируем следующие выводы:

1. В геологической среде локальные неоднородности определяются дифференциальной установкой по появлению на ка-

жущихся разрезах экстремальных значений разности потенциалов (ΔU). Экстремальные значения являются знакопеременными. Для изометричных тел и тел с субвертикальными границами переход через ноль приурочен к местоположению срединной части объекта.

2. Экстремальные значения ΔU для вертикально вытянутых объектов, аппроксимирующих тектонические нарушения, зоны распространения жидких отходов производства в геологической среде и др., на кажущихся разрезах располагаются в среде с повышенным удельным сопротивлением.

3. Зоны контакта субвертикальных объектов с вмещающей средой в разрезе отмечаются нулевой изолинией ΔU (особенно это характерно для вертикальной неоднородности повышенной проводимости по сравнению с вмещающей средой).

4. Экстремальные значения ΔU для изометричных объектов (например, карсты, полости) в зависимости от глубины залегания и их размеров располагаются вблизи или выше верхней кромки объекта.

5. Для погруженной сферы, аппроксимирующей локальные объекты, расстояние между положительным и отрицательным экстремумами приближенно равно глубине до центра сферы (объекта).

Таким образом в рамках рассмотренных моделей предложен качественный подход к интерпретации экспериментальных данных, полученных в результате геоэлектрических исследований с дифференциальной установкой.

Высокая чувствительность рассмотренного метода электрозондирования к изменению электрофизических характеристик геологической среды обуславливает его перспективность в изучении верхней части разреза при инженерно-геологических и геоэкологических исследованиях.

Литература

Блох И.М. Электропрофилирование методом сорпотивлений. Изд. 2-е. М.: Недра, 1971. 216 с.

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

Тархов А.Г. Об электроразведочных методах чистой аномалии. Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1957. №8. С. 979-989.

Улитин Р.В., Федорова О.И. Кондуктивное дифференциальное электропрофилирование при решении инженерных и геоэкологических задач / Депонирована в ВИНИТИ. № 2474-В 99. 15 с.

Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Петухова Ю.Б., Федорова О.И., Харус Р.Л. Геоэлектрика при решении геоэкологических и инженерно-геологических задач // Теория и практика геоэлектрических исследований. Сб. науч. трудов. Вып. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 84-98.

Хмелевской В.К. Основной курс электроразведки. М.: МГУ, 1970. 245 с.

УДК 550.343

ДЕФОРМАЦИЯ ИЗГИБА И ТРЕНИЕ – ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Уткин В.И., Юрков А.К. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Показано, что единственно возможным процессом накопления упругой энергии для трещиновато-пористой среды является деформация изгиба, при котором в деформируемой среде возникают зоны сжатия и растяжения. Такие зоны надежно выделяются по данным радонового мониторинга. Неустойчивое межблочное трение определяет в основном многообразие ситуаций, возникающих при подготовке и реализации тектонических землетрясений. Комбинация мониторинга радона и сейсмических исследований позволяют более надежно исследовать процесс подготовки тектонического землетрясения.

Деформация, изгиб, трение, массив, подготовка землетрясения.

DEFORMATION OF THE BEND AND FRICTION – THE BASIC PROCESSES BY PREPARATION OF TECTONIC EARTHQUAKE

Outkin V.I., Jurkov A.K. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. It is shown that the only possible process of elastic energy accumulation for the cracking-porous environment is bending deformation, which causes zones of compression and stretch to appear in deformed environment. This zones can be is reliably allocated according to radon monitoring. Unstable interlock friction basically defines variety of situations arising at preparation and realization of tectonic earthquakes. The combination of radon monitoring and micro seismic researches is more reliable indicator of tectonic earthquake preparation.

Многолетние исследования геофизических предвестников тектонических землетрясений с целью обеспечения среднесрочного (месяцы) и краткосрочного (сутки) прогноза тектонического события в настоящее время практически не обеспечивают надежное решение основной задачи прогноза: определение координат, времени и энергии ожидаемого события. Широкий спектр геофизических предвестников (сейсмические, гидродинамические, деформационные, геохимические, термические, гравитационные, электромагнитные), а так же спутниковые технологии дистанционного зондирования (например, аномальное повышение температуры поверхности в эпицентральной области Измитского землетрясения – 17 августа 1999 г.), не позволяют определить точное время, место и энергию события. Основная проблема состоит в том, что в различных сейсмоактивных регионах данные предвестники работают различно. Это обычно связывают со сложностью организации очага землетрясения, условий его зарождения и развития (Завьялов, 2006). На основе этого заключения делается вывод, что прогноз землетрясений, как и прогноз погоды, по своей природе имеет вероятностный характер (Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003). На основе этого заключения разрабатываются различные статистические алгоритмы как долгосрочного, так и среднесрочного прогноза землетрясений, которые в отдельных сейсмоактивных областях дают достаточно надежные результаты. Подробные обзоры статистических методов прогноза представлены в (Соболев, 1993; Завьялов, 2006).

Необходимо отметить, что многолетние сейсмологические наблюдения позволили составить карты сейсмической опасности практически по всем сейсмоактивным регионам планеты. Анализ выделенных сейсмоактивных поясов показывает, что все разрушительные землетрясения связаны с движениями литосферных плит и крупными литосферными блоками внутри их. Поскольку движение литосферных плит происходит в масштабе геологического времени, можно утверждать, во-первых, что в ближай-

шие 100-200 лет никаких новейших аномальных сейсмоактивных регионов, вероятнее всего, не будет наблюдаться; во-вторых, должны наблюдаться некоторые общие закономерности подготовки землетрясений. Основные процессы взаимодействия литосферных блоков, связанные с подготовкой землетрясения, можно свести к трем моделям: сжатие, сдвиг, растяжение (Теркот Д., Шуберт Дж.,1985). Представленные модели описывают практически все возможные варианты движений. Первая модель, наиболее распространенная, соответствует зонам субдукции и зонам надвига: Тянь-Шань, Южная Америка, Индонезия, Япония, Камчатка и т.д. Вторая – характерна для сдвиговых движений: разломы Сан-Андреас (США) и Северо-Анатолийский (Турция). Третья – соотносится к вновь образующимся рифтовым зонам: Африканская, Мертвое море, Афганская, Байкало-Алтайская и т.п.

Более детально поведение массива в различных геодинамических условиях представлено на схемах рис. 1.

Общим процессом для всех моделей является торможение движения блоков за счет трения, что неминуемо вызывает деформацию блоков. Особенностью этих деформационных явлений является то, что блоки ***не разрушаются***, поскольку прочностные свойства блоков существенно выше, чем у зоны скольжения, но испытывают ***изгибовые*** деформации. Особенностью деформации такого вида является, во-первых, то, что этот вид деформации является ***единственным, который может накопить упругую энергию без разрушения трещиновато-пористой среды***, каковыми являются литосферные блоки. Во-вторых, накопление упругой энергии будет происходить практически без видимых перемещений блока, накапливающего энергию, что сразу же исключает из рассмотрения такой широко используемый предвестник, как регистрация расстояния между базовыми точками. Например, анализ данных GPS-мониторинга, проведенного на Северном Тянь-Шане, показал, что все крупнейшие землетрясения Северного Тянь-Шаня находятся в зоне наименьших «вековых» движений по данным GPS (Уткин и др., 2006).

Геофизическими параметрами чувствительности к деформации изгиба, могут быть: электрическое сопротивление мас-

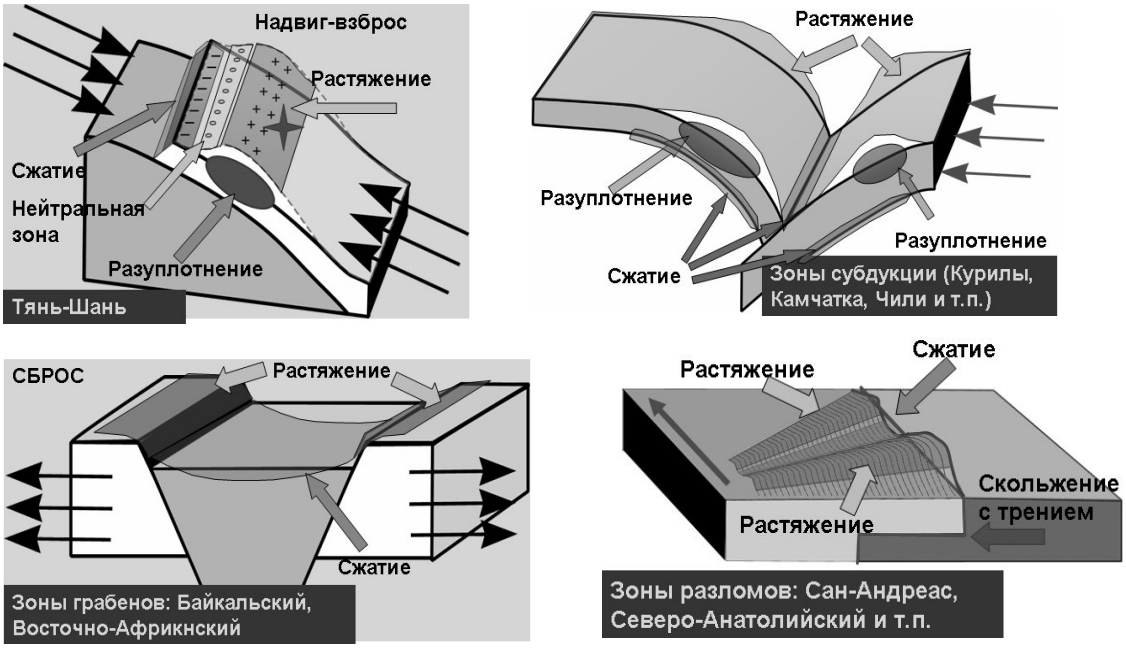


Рис. 1. Геодинамические модели деформационных процессов при подготовке тектонических землетрясений: а) надвиг-взброс (типично для Тянь-Шаня, Аляски); б) зоны субдукции (Курилы, Камчатка, Чили и др.); в) скольжение с трением (разломы Сан-Андреас, Северо-Анатолийский); г) сброс (зоны грабенов – Байкальский, Восточно-Африканский)

сива деформирующихся пород, изменение состояния подземных вод (изменение уровня, наличие аномальных перетоков воды по водоносным пластам и т.п.). Однако, как показывает наш опыт и опыт других исследователей, наиболее чувствительным параметром к изменению напряженно-деформированного состояния массива является изменение выхода (эксхаляция) естественного радиоактивного газа радона из поверхностных частей массива горных пород.

Сопоставление данных деформографа и радонового монитора, расположенных в одной точке измерений (Северный Тянь-Шань), показало, что при подготовке тектонического землетрясения относительная деформации массива составляет $n\times10^{-8}$, а выход радона из массива может изменяться на 200-250% (Уткин и др., 2006).

Наиболее полные данные по радоновому мониторингу были получены King Chi-Yu (King Chi-Yu, Walkingstick, Basler, 1991) в результате проведения уникального эксперимента, проведенного Геологической службой США. Регистрация радона осуществлялась в 60-ти точках вдоль известной системы разломов Сан-Андреас-Калаверас-Хайворд. Разница в скоростях движения литосферных плит в этом районе достигает 38 мм/год: Тихоокеанская плита двигается на северо-запад со скоростью 49 мм/год; Северо-американская – в том же направлении, но со скоростью 11 мм/год (рис. 2). Эти движения соответствуют предложенной модели типа (в) (рис. 1). Очевидно, что при этом Тихоокеанская плита будет испытывать при ее торможении за счет внутреннего трения сильнейшие изгибовые деформации, которые неминуемо будут отражены в поле эксхаляции радона.

На рис. 2. показаны зоны изменения выхода радона перед землетрясением по профилю, на который спроектированы относительные изменения выхода радона по отдельным станциям. Видно, что наблюдаются явно выраженные зоны сжатия и растяжения, связанные с изгибовой деформацией верхней части литосферной плиты. Всего было исследовано 25 событий и во всех случаях наблюдалась аналогичная картина (Уткин, Юрков, 1998), причем эпицентры всех событий всегда находи-

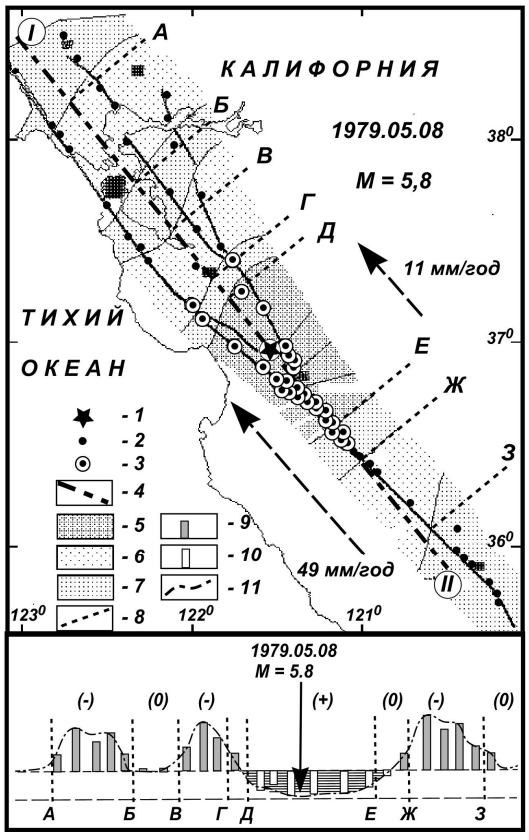


Рис. 2. Результаты обработки данных (Уткин и др., 2006) для события 5 августа 1979 года:
1 – эпицентр землетрясения; 2 – станции радонового мониторинга; 3 – станции, в области которых фиксировалось землетрясение; 4 – профиль интерпретации; 5 и 6 – зоны понижения и повышения выхода радона перед землетрясением, соответственно; 7 – «нейтральные» зоны; 8 – границы зон: 9 и 10 – относительное повышение и понижение выхода радона по отдельным станциям (проекция на профиль), соответственно; 11 – усредненная кривая изменения эксхаляции радона перед землетрясением

лись в пределах зоны сжатия (или в зоне уменьшения выхода радона). Характерные изменения выхода радона (усредненная кривая 11, рис. 2) показывают достаточно сложную геометрию деформаций. Кроме того, на основании этой кривой можно объяснить многие неудачные попытки использования радона как предвестника тектонического землетрясения.

Другим не менее важным процессом при подготовке землетрясения следует признать внутреннее (или межблоковое) трение, которое сопровождает движение литосферных плит. Исследование характера межблокового трения, проведенное C.H. Scholz (Christopher, Scholz, 1998), выявило некоторые важные особенности этого процесса. Во-первых, трение стимулирует деформационные процессы, которые могут привести с нашей точки зрения к накоплению упругой энергии за счет изгибовых деформаций. Во-вторых, в реальных условиях может наблюдаться неустойчивость сил трения и возникать достаточно сложные процессы замедления и ускорения движения литосферных плит. Этот вывод, полученный в (Christopher, Scholz, 1998), очень хорошо объясняет возникновение нескольких последовательных землетрясений, эпицентры которых расположены практически в одной точке.

Предлагаемая модель может объяснить многие закономерности процесса подготовки тектонического землетрясения и подлежит, по нашему мнению, дальнейшему изучению.

Работа выполнена при поддержке Программы 16 Президиума РАН.

Литература

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические применения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 374с.

Уткин В.И., Юрков А.К. Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясений // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 5. С. 675-680.

Уткин В.И., Мамыров Э., Кан М.В., Кривашеев С.В., Юрков А.К., Косякин И.И., Шишканов А.Н. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2006. №9. С. 145-155.

King Chi-Yu, Walkingstick C., Basler D. Radon in soil gas along active faults in Central California. Field studies of radon in rocks, soil and water. / Gunderson L. and Wanty R. editors / U.S. Geological surveys bulletin. 1991. P. 77-133.

Christopher H. Scholz Earthquakes and friction laws // *Nature.* 391. 1998. P. 37-42.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

X УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

16-20 марта 2009 года, в г. Перми прошла Юбилейная X Уральская молодежная научная школа по геофизике, организованная на базе Горного института УрО РАН при поддержке Пермского государственного университета, Геофизической службы РАН, Уральского отделения ЕАГО.

Естественно, как и на любом ключевом рубеже, были подведены итоги прошедшего десятилетия, которые оказались очень радостными. Общее количество участников Уральской школы составило около 400 человек из 25 городов России – от Петропавловска-Камчатского до Воронежа, а также представители Украины, Армении, Казахстана, Киргизии. Тридцать пять человек стали кандидатами наук, но они не потеряли интерес к школе, а привлекают своих учеников к работе в научной школе. За время проведения Уральской научной школы в ней приняли участие 36 лекторов, из числа всеми уважаемых ученых нашей необъятной страны и ближнего зарубежья.

Из 85 заявленных участников из-за кризиса смогли приехать 59 человек: из Апатитов, Архангельска, Иркутска, Новосибирска, Санкт-Петербурга и даже из Караганды. Традиционно основными слушателями школы были студенты и молодые специалисты из Перми и Екатеринбурга.

За время работы X молодежной научной школы было прочитано шесть лекций. К большому сожалению, некоторые лектора не смогли приехать, но на выручку приходят (теперь уже) остепененные участники школы, которые на высоком уровне читают лекции.

Член-корреспондент РАН **А.Е. Красноштейн** *(Горный институт УрО РАН, Пермь)* рассказал об истории калийных рудников в Пермском крае. Интересно было узнать, что отдел, который был создан после первой крупной аварии на Березниковском калийном руднике (БКРУ-3) в 1986 г., а через год преобразован в Горный институт УрО РАН, на сегодняшний день обладает высококлассными специалистами, новейшей аппаратурой и программным обеспечением. Все это позволило предсказать новый провал в г. Березники в 2007г. и предотвратить колоссальные убытки. Аркадий Евгеньевич особо подчеркнул роль совместной и слаженной работы геологов, геофизиков и горняков.

Рис. 1. Член-корреспондент РАН **А.Е. Красноштейн** (Горный институт УрО РАН, Пермь) читает лекцию

Лекция член-корреспондента РАН **А.А. Маловичко** *(Геофизическая служба РАН, г. Обнинск)* **«Российская сеть сейсмологических наблюдений: состояние и перспективы»** была интересна не только молодым слушателям, но и старшим коллегам.

О роли математического моделирования при интерпретации геофизических полей прочитал лекцию член-корреспондент РАН **П.С. Мартышко** *(Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург)*: **«О некоторых методах интерпретации геофизических полей».**

Продолжил тематику моделирования полей д. ф.-м.н. **А.С. Долгаль** *(Горный институт УрО РАН, Пермь)* с лекцией **«Компьютерные технологии интерпретации геопотенциальных полей в рудной геофизике».**

В лекции **«Сейсмология в горном деле»** к. ф.-м.н. **Д.А. Маловичко** *(Горный институт УрО РАН, Пермь)* очень подробно осветил теоретическую часть метода, аппаратуру, привел множество примеров практического решения сейсмологических задач.

Огромный интерес у молодого поколения ученых вызвала лекция профессора **Ю.Л. Ребецкого** *(Институт физики Земли РАН, Москва)*: ***«Напряжения и реология пород земной коры».***

Конечно, нам очень не хватало организаторов I Уральской молодежной научной школы по геофизике – член-корреспондента РАН **В.И. Уткина** (не смог приехать из-за болезни) и профессора **В.М. Новоселицкого** (скончался 29 октября 2008г). Такие люди охотно делятся своим опытом и знаниями, заряжают оптимизмом и желанием заниматься научными исследованиями, искренне любят нас, молодых. А мы их в ответ, уважаем, помним и любим.

Рис. 2. Делегация молодежи из УГГУ, Екатеринбург (слева направо: **Курашов И.А., Таланкин А.К., Коробейников А.Ю.)**

На школе неоднократно отмечался высокий уровень докладов у сибиряков. Мне, как участнице I Уральской школы, было приятно видеть насколько вырос уровень докладов как в оформлении и представлении, так и в научном плане у молодых ребят из других регионов. Порадовала самая молодая делегация студентов из УГГУ Екатеринбурга. Помимо интересных докладов ребята очень активно участвовали в дискуссии.

Большинство участников школы, представляя свои доклады, хорошо разбираются в поставленных проблемах. Уверенно отвечают на вопросы как «школьников», так и старших коллег.

Хочется отметить интересные доклады: **Бебнева А.С.** (обсерватория«Арти» Института геофизики УрО РАН, Свердловская обл.) «Некоторые особенности поведения геомагнитного поля в период с 1970-2005гг.», **Красовой Д.Н.** (ИГГиГ СО РАН, Новосибирск) «Первые результаты сейсмомониторинга в Алтае-Саянском регионе», **Баландина Д.В.** (УрГУ, Екатеринбург) «Оптимизация обработки данных GPS для высокоточного геодинамического мониторинга», **Курашова И.А.** (УГГУ, Екатеринбург)

«Моделирование теоретических волновых полей вторичными источниками».

Особо отмечу «старших школьников»: **Давыденко Ю.А., Агеенкова Е.В.** (ООО «СГНПК», Иркутск), **Варлашову Ю.В., Голубеву И.В., Мичурина А.В., Тарантина М.В. Пугина А.В., Симанова А.А.,** (ГУ РАН, Пермь), **Шеина А.Н.** (ИГГиГ СО РАН, Новосибирск), **Замятина А.Л.** (ИГД УрО РАН, Екатеринбург), **Козлову А.В.,** (ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург), которые на протяжение многих лет участвуют в Уральской школе и передают свой опыт более молодым коллегам.

В этом году на школу приехало много докладчиков по электромагнитной тематике, поэтому такие доклады особенно активно обсуждались не только в дискуссии, но и в кулуарах. Хотелось бы отметить наиболее активных участников: **Вязовецкова Е.В.** (ИФЗ РАН, Москва), **Таланкина А.К.** (УГГУ, Екатеринбург), **Сдельникову И.А.** (ГС РАН, Обнинск), **Волкову М.А.** (УГГУ, Екатеринбург), **Рубан К.Ю.** (ИГГиГ, СО РАН, Новосибирск).

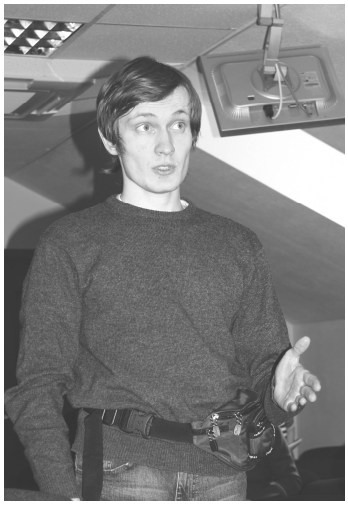


Рис. 3. Активный участник дискуссии **Вязовецков Е.В**.(ИФЗ РАН, Москва)

Традиционно на Уральской школе в день открытия прошел товарищеский ужин, после которого многие стали хорошими друзьями. Также в развлекательной программе был запланирован театральный вечер. Участники школы посетили Пермский Драматический театр (спектакль «Антракт») и театр «У моста» (спектакль «Собачье сердце»).

Рис. 4. Перед слушателями школы выступают: член-корреспондент РАН **П.С. Мартышко**, профессор **Ю.Л. Ребецкий**, профессор **В.И. Костицин**

Сотрудники Горного Института организовали очень интересную экскурсию в Кунгурскую ледяную пещеру. Помимо классической экскурсии по гротам пещеры с ее удивительными озерами, сталоктитами и сталогмитами, сотрудники сейсмической

Рис. 5. Участники X Уральской молодежной научной школы по геофизике у входа в Кунгурскую ледяную пещеру

лаборатории провели нас по практически непролазным тропкам к местам расположения сейсмических датчиков. С участием «школьников» был поставлен эксперимент по изучению микросейсмического шума – насколько техногенные помехи могут записываться через толщу пород. Шести участникам школы было предложено поработать кувалдой в пещере, а потом по записям сейсмодатчиков определить победителя самого лучшего сейсмического сигнала. Победителем стал Красников Артем (Новосибирск).

Также отмечу, что особую роль в нашей молодежной школе играют девушки. Они всегда придают атмосфере школы доброжелательность, обаяние, и как отметил наш гость профессор Ю.Л. Ребецкий, – «эмоциональность наших девушек только украшает Уральскую школу».

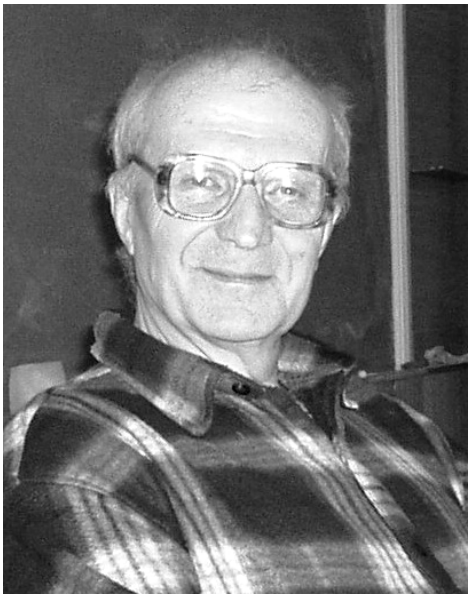
И в заключении хотелось бы отметить, что высокий уровень докладов, интересные лекции ученых из разных областей геологии и геофизики, хорошая организация, теплота и забота принимающих сторон, привлекает все больше участников на Уральскую молодежную научную школу по геофизике. Побывав на ней однажды, хочется вернуться еще раз.

Козлова И.А., к. г.-м.н.,
член молодежного бюро Оргкомитета,
н.с. Института геофизики УрО РАН

****

НАШИ ПОЗДРАВЛЕНИЯ

ЧИСТОСЕРДОВ БОРИС МИХАЙЛОВИЧ – *кандидат технических наук*



Выпускник радиотехнического факультета Уралького политехнического института по специальности «автоматика и телемеханика» Борис Михайлович прошел до защиты кандидатской диссертации долгий и насыщенный путь исследователя, начиная от изучения источников электромагнитных колебаний в ионосфере и магнитосфере до разработки и собственноручного изготовления, а также опробования в полевых условиях макетов новых индукционных электроразведочных установок. В последние годы он занимается техническими и методическими вопросами использования своих приборов в различных условиях при электромагнитном зондировании верхней части геологического разреза.

Борис Михайлович Чистосердов разработал, обладающие высокой чувствительностью, двухпетлевую и квадрупольную индукционные установки, позволяющие выявить глубоко залегающие и перекрытые сверху низкоомными слоями аномальные объекты. Также им разработана и эффективно опробована на геоэкологическом полигоне ПО «Маяк» дифференциальная установка, позволяющая обнаружить дефекты гидротехнических сооружений. По результатам исследований опубликовано более 50 научных работ, в том числе 7 изобретений и патентов.

Редакция Уральского геофизического вестника и коллеги сердечно поздравляют Бориса Михайловича с успешной защитой кандидатской диссертации и желают ему здоровья и дальнейших успехов в научной деятельности!

****

ПАМЯТИ НАШЕГО ТОВАРИЩА

УЛИТИН РУСЛАН ВАСИЛЬЕВИЧ (1935-2009)

15 апреля 2009 г. на 74 году скоропостижно ушел из жизни РУСЛАН ВАСИЛЬЕВИЧ УЛИТИН. Это был один из старейших и активно работающих сотрудников Института геофизики, кандидат технических наук, ведущий специалист в области изучения техногенного загрязнения геологической среды и мониторинга состояния гидротехнических сооружений электромагнитными методами, член Ученого совета Института геофизики УрО РАН.

Руслан Васильевич родился в 1935 году в г. Татарске Новосибирской области. В 1958 г. окончил геофизический факультет Свердловского горного института и получил специальность инженера-геофизика. В 1960 г. поступил в аспирантуру Института геофизики, в 1966 году защитил диссертацию и получил степень кандидата технических наук. Работал младшим, старшим научным сотрудником, принимая активное участие в

общественной жизни Института геофизики, деятельности его профсоюзного комитета и ОКП Уральского отделения. В период 1990-2006 гг. возглавлял лабораторию экологической геофизики. С 2007 г. продолжал активно работать в должности ведущего научного сотрудника этой лаборатории.

Основные научные результаты Р.В. Улитина:

- разработка метода изучения вызванной поляризации горных пород с использованием переменного тока;
- проведение физико-теоретического обоснования и внедрение комплексной геоэлектрической методики контроля и мониторинга состояния природной среды, подвергшейся интенсивным техногенным нагрузкам;
- разработка методики и системы интерпретации глубинных электромагнитных зондирований с МГД-генераторoми и непосредственное участие в реализации этого уникального в СССР и мировой практике эксперимента, проводимого на Урале совместно с Институтом атомной энергии;
- установка связи вариаций электрофизических характеристик массивов горных пород с изменением напряженно-деформированного состояния геологической среды;
- обнаружение устойчивых корреляционных связей между концентрацией тяжелых металлов и общей минерализацией вод в поверхностных водотоках Урала;
- осуществление геоэкологической паспортизации районов размещения хранилищ промышленных отходов в различных регионах России и Казахстана.

В последние 20 лет основными направлениями научной деятельности Улитина Руслана Васильевича были: разработка теоретических, методических и экспериментальных вопросов изучения техногенного загрязнения урбанизированных территорий; исследование методических аспектов и физических основ системы геоэлектрической дефектоскопии насыпных грунтовых инженерных объектов (гидротехнических сооружений (плотин, дамб, насыпей автомобильных дорог); основание геоэлектрического мониторинга для получения информации о развитии геоэкологической обстановки на обследуемых техногенно загрязненных территориях и инженерных объектах.

Перечисленные научные разработки широко использованы при геоэкологических исследованиях на Урале (особенно в районе ПО «Маяк» Челябинской обл.), Дальнем Востоке, в Казахстане. Значительная часть выявленных геоэлектрических аномалий заверены бурением и горными работами, подтвердившими геофизические данные.

Итогом работы Руслана Васильевича в качестве заведующего лабораторией стало становление руководимого им научного направления по методике изучения техногенного загрязнения природной среды и контроля состояния инженерных сооружений электромагнитными методами.

По результатам его научной деятельности опубликовано более 160 печатных работ, в том числе 15 изобретений и патентов Российской Федерации.

Улитин Руслан Васильевич неоднократно был награжден Почетными грамотами Академии наук и пользовался заслуженным уважением сотрудников института, а также специалистов других геофизических организаций Уральского региона и России. Коллеги по работе, друзья, родственники знали Руслана Васильевича как профессионала в своем деле, преданного Институту геофизики, лаборатории, своей семье.

Он до конца своих дней оставался активно работающим сотрудником Института геофизики, внимательным, общительным и отзывчивым человеком, заботливым семьянином.

Светлая память о Руслане Васильевиче долго будет жить в сердцах его друзей и коллег.

****

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

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

Журнал принимает рукописи для опубликования научных статей (до 2 авт.л.), кратких сообщений (не более 0,5 авт.л.) и хроники (не более 0,2 авт.л.). 1 авт.л. соответствует 40000 печатных знаков, 1 журнальная страница, полностью занятая иллюстрациями вместе и подписями, – 0,1 авт.л.

Рукописи представляются в окончательно проверенном и подписанном автором (авторами) виде в рукописном варианте (2 экземпляра с рисунками и фотографиями, напечатанными на отдельных листах), а также в электронном виде в стандарте текстовых редакторов Microsoft Word Windows версия не ранее 6 или Publisher. При наборе используется шрифт Times New Roman, размер 12 пт, один межстрочный интервал, поля со всех сторон – 2 см, отступ абзаца – 0,75 см.

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

Рукопись должна быть скомпанована в следующем порядке: в первой строке указывается индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК). Следующая строка – название статьи набирается с выравниванием по центру печатными буквами (полужирный шрифт). В следующем абзаце без отступа указываются последовательно фамилии и инициалы авторов, а после тире – организация и город. Если авторы из разных организаций, фамилия (фамилии) авторов из каждой организации начинаются с новой строки. Указание организации следует за последним автором. Далее следует краткая аннотация и ключевые слова на русском и английском языках; затем идет текст статьи, список литературы. Аннотация начинается со слова «***Аннотация***» (полужирный курсив), без отступа на первой строке, размер шрифта 11 пт.

Название статьи должно строго соответствовать ее содержанию. Статья должна быть разбита на разделы с рубриками, принятыми для изданий РАН. Рекомендуются придерживаться следующих стандартных рубрик статьи: «Введение», «Исходные данные», «Аппаратура и методика», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; иногда более целесообразен объединенный раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца.

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании

Рисунки и фотографии в электронном виде представляются в форматах: *.tif, *.gif, *.jpg. Они должны быть контрастными и четкими, разрешение не менее 200 точек на дюйм, толщина линий не менее одного пикселя, текст в них должен быть набран шрифтом «Arial», размер 11 пт. Размеры рисунков и фотографий не должны превышать размера журнальной страницы (165x225 мм). Подписи к рисункам и фотографиям располагаются отдельной фразой в месте расположения их в тексте статьи и выделяются пустой строкой сверху и снизу, шрифт полужирный, размер 11 пт.

Формулы и символы в строке текста набираются обязательно с помощью вкладки Символ (Symbol) меню Вставка (Insert) курсивом. Сложные формулы набираются обязательно в редакторе формул Microsoft Equation 3.0 в виде, удобном для двухколоночной верстки (ширина колонки – 6,7 см). Размеры внутри формулы устанавливаются следующие: обычный – 12 пт, крупный индекс – 8 пт, мелкий индекс – 5 пт, крупный символ – 18 пт, мелкий символ – 7 пт. Векторные величины набираются только полужирным шрифтом.

Количество рисунков не должно превышать 6 на авторский лист.

Таблицы набираются в тексте статьи (название таблицы сверху полужирным шрифтом, размер 11 пт, выравнивание по левому краю). Данные в таблице набираются обычным шрифтом, размер 11 пт).

Библиографические ссылки даются в соответствие с ГОСТом Р 7.05 2008.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения.

Научное издание

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 1 (14)

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН

Редактор А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная верстка, макетирование А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная графика У т к и н В. И.
Корректор Б а х т е р е в В. В.

Подписано в печать 29.06.2009.
Формат 60x84 1/8 . Усл. печ. л. 8,0
Уч. - изд. л. 9,5. Тираж 300
Заказ № 53

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

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620219 г. Екатеринбург, ул. Карла Либкнехта, 42.

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»