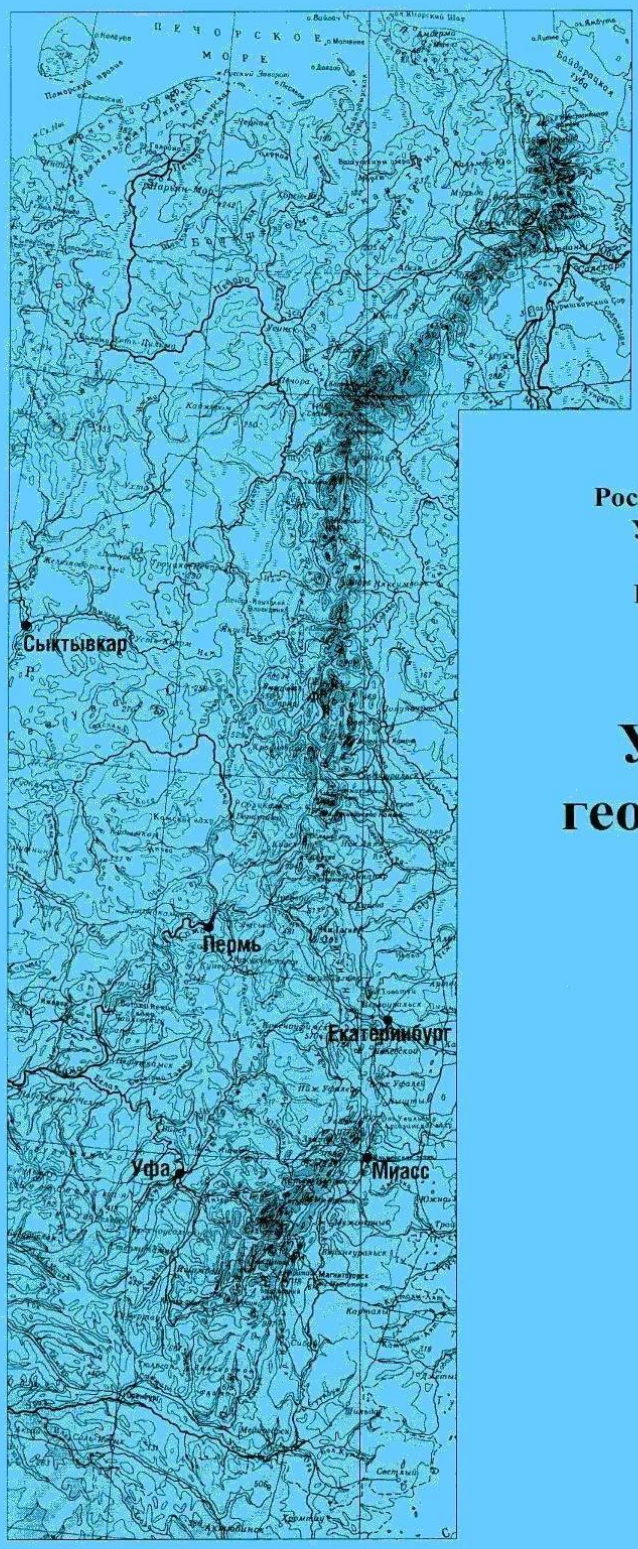
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 1
2012

Екатеринбург
2012

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 1 (19)

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Уткин В.И. (voutkin@rambler.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В. (ugv@bk.ru)
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 88 68/267 88 89
Факс. (343)267 88 72
E-mail: uralgeoph@mail.ru

Екатеринбург, 2012

Российская Академия Наук

ПРЕЗИДИУМ

ПОСТАНОВЛЕНИЕ

11 октября 2011 г. № 206

Москва

О присвоении имени члена-корреспондента РАН Ю.П. Булашевича Учреждению Российской академии наук Институту геофизики Уральского отделения РАН (представление Уральского отделения и Отделения наук о Земле)

В целях увековечения памяти известного ученого в области геофизики, внесшего огромный вклад в развитие геофизических исследований на Урале, организатора и первого директора Учреждения Российской академии наук Института геофизики Уральского отделения РАН (1958–1976 гг.) члена корреспондента РАН Юрия Петровича Булашевича (1911–1999 гг.) Президиум Российской академии наук ПОСТАНОВЛЯЕТ:

1. Присвоить имя члена-корреспондента РАН Ю.П. Булашевича Учреждению Российской академии наук Институту геофизики Уральского отделения РАН и впредь именовать его – Учреждение Российской академии наук Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН.

2. Директору Учреждения Российской академии наук Института геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН члену-корреспонденту РАН Мартышко П.С. в месячный срок подготовить соответствующее изменение в Устав Института для последующего утверждения в установленном порядке.

3. После государственной регистрации соответствующего изменения в Устав Учреждения РАН Института геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН представить в Научно-организационное управление РАН нотариально заверенные копии учредительских документов Института для внесения соответствующего изменения в Перечень организаций, подведомственных Российской академии наук, утвержденные постановлением Правительства Российской Федерации.

4. Контроль за выполнением настоящего постановления возложить на Учреждение Российской академии наук Уральское отделение РАН и Отделение наук о Земле РАН.

Вице-президент
Российской академии наук
академик Н.П. Лаверов

Российская академия наук * Президиум * Секретариат * Протокольный отдел

Главный ученый секретарь
Президиума Российской академии наук
академик В.В. Костюк

Настоящая копия верна с подлинником.

Подлинный экземпляр хранится в Протокольном отделе Секретариата Президиума РАН.

Начальник Протокольного отдела Секретариата Президиума РАН

Российская Академия Наук * Президиум

Федова

СОДЕРЖАНИЕ

Бахтерев В.В., Кузнецов А.Ж.
Влияние Кушвинского сиенитового интрузива на электрические параметры магнетита в рудах и вмещающих породах Гороблагодатского железорудного месторождения……. 6

Вишнев В.С.
Кривые кажущегося сопротивления слоистых сред в методе блуждающих токов при неточных значениях координат пунктов наблюдений…….. 12

Дружинин В.С., Осипов В.Ю.
К вопросу о многовариантности моделей земной коры по данным сейсмических исследований…….. 18

Колтышева Е.С.
Особенности геодинамического развития восточной части Восточно-Европейской платформы и Урала по геофизическим и палеотектоническим данным…… 25

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д.
Применение сеточных функции в задачах трехмерного плотностного моделирования…… 30

Светлакова А.Н., Пучков В.Н.
Геологические результаты наблюдений по Зилаирскому региональному профилю № 4…… 35

Сокол-Кутыловский О.Л., Тягунов Д.С.
Влияние техногенного магнитного шума на геомагнитные измерения……... 44

Федорова Н.В., Носкевич В.В.
Реконструкция планировки укрепленных поселений эпохи бронзы на Южном Урале (Ольгино и Коноплянка) по результатам детальной магнитной съёмки…….. 52

Чеботина М.Я., Пономарева Р.П., Щербакова Л.М.
Оценка опасности территорий, загрязненных плутонием от аварийных выпадений Чернобыльской АЭС……... 60

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Важнейшие результаты фундаментальных исследований за 2011 г. …… 65

Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича…… 67

==========

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., Kuznetsov A.Zh.
The impact of the Kushva syenite intrusion on the electric parameters of the magnetite in ore and host rock from the Goroblagodatskydeposit…… 6

Vishnev V.S.
Apparent resistivity curves of a layered medium in the stray current method with inexact coordinate values of the survey points…….. 12

Druzhinin V.S., Osipov V.Y.
To the question on plenty of earth s crust models variants constructed using seismic research data…….. 18

Koltysheva E.S.
Features of geodynamic development of eastern part of the East-European platform and the Urals on the geophysical and paleotectonic data……... 25

Martyshko P.S., Ladovskiy I.V., Kolmogorova V.V., Tsidaev A.G., Byzov D.D 30
Grid functions technique for 3d seismic-gravity model construction……..

Svetlakova A.N., Puchkov V.N.
The results of geological investigations along Zilair regional profile № 4…….. 35

Sokol-Kutylovskii O.L., Tyagunov D.S.
Influence of technogenic magnetic noise on geomagnetic measurements…….. 44

Fedorova N.V., Noskevich V. V.
Reconstruction of the layout settlements bronze age in Southern Ural mountains (Olgino and Konoplanka) by results of detail magnetic survey…….. 52

Chebotina M.Ja., Ponomareva R.P., Scherbakova L.M.
Estimation of the danger of areas polluted with plutonium after the Chernobil assident…….. 60

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.
65
The major results of basic researches for 2011……. 67

«Sixth scientific reading memory of Yu.P. Bulashevich»……

==========

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

ВЛИЯНИЕ КУШВИНСКОГО СИЕНИТОВОГО ИНТРУЗИВА НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАГНЕТИТА В РУДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ГОРОБЛАГОДАТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бахтерев В.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Кузнецов А.Ж. – Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Аннотация. Исследованы образцы магнетитовой руды из области контакта с сиенитовой интрузией и образцы магнетита из магнетитовой каймы, образованной в результате взаимодействия сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами. Получены температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном и переменном напряжении и тангенса угла диэлектрических потерь. Установлены электрические параметры. Полученные результаты могут дать дополнительную информацию при изучении типоморфных признаков магнетитового оруденения, а также позволят судить о пространственном положении относительного сиенитового массива исследуемых образцов.

Электрические параметры, высокая температура, магнетит, магнетитовая руда.

THE IMPACT OF THE KUSHVA SYENITE INTRUSION ON THE ELECTRIC PARAMETERS OF THE MAGNETITE IN ORE AND HOST ROCK FROM THE GOROBLAGODATSKY DEPOSIT

Bakhterev V.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg
Kuznetsov A.Zh. – Urals State Mining University, Yekaterinburg

Abstract. The paper considers the study of the electric parameters of the samples of the magnetite ore taken from the contact area with syenite intrusion, and of the samples of the magnetite taken from the magnetite band originated from the interaction of the syenite-porphyry and volcanogetic sedimentary rocks. The dependence on the temperature of the electric resistance and dielectric loss tangent for current and alternating voltage was found out. The value of activation energy and electric conductivity coefficient for the given samples were measured. The study provides additional information concerning typomotphic features of magnetite mineralization. It also make possible to estimate the location of the probe relative to syenite massif.

Electric parameters, high temperature, magnetite, magnetite ore.

Введение

Гороблагодатское месторождение магнетита, открытое в 1728 году, располагается в интенсивно дислоцированном вулканогенно-осадочном комплексе пород нижнего силура (Штейнберг, 1957; Овчинников, 1960 и др.). Базальты и их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и согласно залегающие с ними рудные тела пластообразной формы полого погружаются в восточном направлении, образуя моноклиналь. В южной части месторождения моноклиналь ограничена крутопадающим контактом Кушвинской диорит-сиенитовой интрузии.

Становление плутонического комплекса сопровождалось прорывом рудоносной толщи субвулканическими образованиями (дайками) микросиенитов и сиенит-порфиров, пользующимися широким распространением на месторождении. Это две разновидности жильных пород, связанные постепенными переходами, образуя единые тела. Микросиениты – мелкозернистой, таблитчато-зернистой структуры с однородной текстурой. Сиенит-порфиры – порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза и плотной мелкозернистой основной массой.

При внедрении даек в магнетитовые руды, в одних случаях, происходило частичное растворение раннее образованных минералов, вместо которых образовывались калиевый полевой шпат, пироксен, скаполит, магнетит перекристаллизовывался, в результате формировались «оспенные» или пироксен-магнетитовые руды (рис. 1, цветная вкладка, образец 342ж). По мере удаления от дайки степень преобразований уменьшалась до полного их исчезновения,

где руды сохранили свои текстурно-структурные первичные особенности (рис. 1, цветная вкладка, образец 342в).

С другой стороны, движение магматического расплава приводило к пластичным деформациям и частичному переплавлению минералов в примыкающих к дайкам зонах с образованием магнетитовых кайм (рис. 2, цветная вкладка). Кайма магнетитовых руд формировалась путем оттягивания магнетита к внешней кромке даек. В самой дайке зерна магнетита приобретали удлиненные формы, ориентировка которых совпадает с положением контакта.

Магнетит представляет собой минерал с довольно сложным и разнообразным химическим составом. Разные генерации минерала магнетита, возникающие на различных стадиях формирования месторождения и на разных расстояниях от интрузива, различаются между собой по составу, формам и размерам выделений, физическим, в том числе электрическим при высоких температурах, свойствам (Баклаев, Бочарникова, 1978; Типоморфизм…, 1989; Бахтерев, 2009). При внедрении интрузии в контактовой зоне происходит увеличение содержаний железа, укрупнение зерен магнетита и очищение его от элементов-примесей (Кузнецов, 2003).

Цель настоящей работы: исследовать как меняются электрические параметры магнетита в рудах и вмещающих породах в зависимости от интенсивности воздействия сиенитового интрузива (зависимость электрических параметров образца от расстояния до интрузива) и оценить возможность прослеживания изменений состава руд по удалению от интрузива.

Методика исследований и образцы

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, 2008). Образцы для исследований вырезали в форме кубика с ребром 0,02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20–800 ºС. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температуру в системе определяли платино-платинородиевой термопарой в 0,01 м от образца. Измерения электропроводности осуществляли на постоянном токе. Измерительный прибор – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и относительной ошибкой измерений от ±2,5 до 4% в конце диапазона. В качестве измерительного прибора для определения электрических параметров на переменном токе использован «Измеритель *L, C, R* цифровой» Е7-8. Прибор позволяет измерять тангенс угла диэлектрических потерь tgδ и активное сопротивление. Рабочая частота прибора 1000 Гц.

Для определения энергии активации E_o и коэффициента электрического сопротивления $\lg R_o$ кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах $\lg R$, $1/T$. Энергия активации E_o определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R=f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая $\lg R=f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Этому условию удовлетворяет окрестность температуры магнитного превращения (Бахтерев, Кузнецов, 2012). Кроме того, исследование электрических свойств в области точки Кюри представляет самостоятельный интерес. Электрические параметры могут быть использованы при оценке особенностей магнитных превращений в этого рода материалах (Белов, 1958). Коэффициент электрического сопротивления $\lg R_o$ определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R=f(1/T)$ на оси ординат.

Образцы для исследований отобраны в карьере «Центральный» из области контакта магнетитовой руды с сиенитовой интрузией (рис. 1, цветная вкладка) и из магнетитовой каймы, образованной в результате взаимодействия сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами (рис. 2, цветная вкладка).

Результаты и их обсуждение

В качестве примера на рис. 3 приведе-

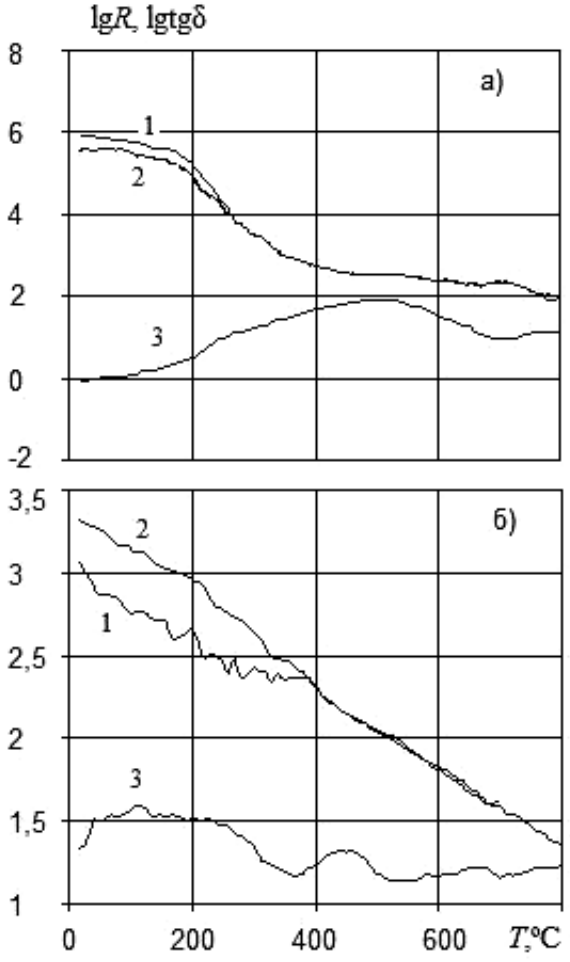


Рис. 3. Зависимость электрического сопротивления при постоянном (кривые 1), переменном (кривые 2) напряжении и тангенса угла диэлектрических потерь (кривые 3) от температуры гранат-магнетитовой руды (а) и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами (б)

ны типичные зависимости от температуры электрического сопротивления при постоянном напряжении (кривые 1), переменном напряжении (кривые 2) и тангенса угла диэлектрических потерь (кривые 3) для образцов гранат-магнетитовой руды (а) и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами (б).

Большинство минералов и горных пород являются ионными кристаллическими диэлектриками. Так как реальные диэлектрики обладают некоторой электропроводностью, то в них имеются потери энергии, связанные с протеканием в них электрического тока (джоулевы потери), величина которых не зависит от частоты. Когда говорят о диэлектрических потерях, то имеют в виду при переменном напряжении. В переменном электрическом поле диэлектрические потери складываются из потерь проводимости и потерь, обусловленных установлением различных видов поляризации (релаксационные потери). Если проводимость диэлектрика мала, то диэлектрические потери носят чисто релаксационный характер и в температурном ходе имеют максимум. При наличии заметной сквозной проводимости температурная зависимость тангенса угла диэлектрических потерь усложняется. По мере роста потерь проводимости релаксационные потери играют все меньшую роль и могут быть замаскированы потерями проводимости (Сканави, 1949).

В температурном ходе тангенса угла диэлектрических потерь исследованных образцов магнетитовой руды выделен максимум в области температур 500–550 ºС (рис. 3а). Вероятно, этот максимум обусловлен изменением кристаллической структуры магнетита. На кривой lgtgδ=*f*(*T*) магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами этот максимум сглажен (рис. 3б), замаскирован потерями проводимости.

Характер кривых электрического сопротивления образцов магнетитовой руды и образцов из магнетитовой каймы различный.

Электрическое сопротивление образцов магнетитовой руды практически во всем температурном интервале 20–800 ºС превышает электрическое сопротивление образцов из магнетитовой каймы. В отдельных интервалах это превышение достигает трех порядков. Для всех исследованных образцов (как магнетитовой руды, так и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогеннноосадочными породами) при температурах выше 200–400 ºС установлено совпадение электрического сопротивления при постоянном напряжении с электрическим сопротивлением при переменном напряжении. Электрическое сопротивление образцов магнетитовой руды в температурной области 200–400 ºС при

постоянном напряжении превышает электрическое сопротивление при переменном напряжении. Эти результаты согласуются с данными предыдущих исследований (Бахтерев, 2009; 2010; Бахтерев, Кузнецов, 2012). Отметим также, что для всех исследованных ранее образцов горных пород и руд в области температур 20–600 °С (в каждом конкретном случае этот интервал разный) электрическое сопротивление при постоянном напряжении превышает электрическое сопротивление при переменном напряжении (Бахтерев, 2000а; 2000б; 2005; 2008).

Но главное различие в электропроводности двух групп образцов состоит в следующем. Для всех исследованных образцов магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами наблюдается обратная картина в характере электропроводности: электрическое сопротивление в температурной области 200–400 ºС при переменном напряжении выше электрического сопротивления при постоянном напряжении. Этот, впервые обнаруженный факт, пока не находит объяснения. Хотя, возможно, причиной такого поведения электропроводности может быть «чистота» магнетита от разного рода примесей. Тем не менее, необходимы специальные теоретические и экспериментальные исследования.

***Связь между энергией активации* (E_o) *и коэффициентом электрического сопротивления* ($\lg R_o$)**

На рис. 4 и 5 показана связь между E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов магнетитовой руды и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами. Прослеживается связь между электрическими параметрами, которую можно выразить в виде $\lg R_o = a - bE_o$, где a и b – коэффициенты. Для совокупности образцов магнетитовой руды (рис. 4) и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами (рис. 5) коэффициенты совпадают: a=2,2; b=8,6. Корреляционное уравнение, выражающее связь между параметрами, имеет вид $\lg R_o = 2{,}2 - 6{,}6E_o$. Полученные данные согласуются с результатами исследований магнетитовых руд разного минерального состава (пироксен-ортоклаз-магнетитовой, гранат-магнетитовой, эпидот-хлорит-магнетитовой), образцы которых были отобраны в местах, не имеющих визуального контакта с сиенитовым массивом (Бахтерев, Кузнецов, 2012). Однако, хотя уравнение регрессии имеет тот же вид, а коэффициенты a и b – те же значения, характер изменения параметров магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами существенно иной. По мере удаления от интрузива электрические парамет-

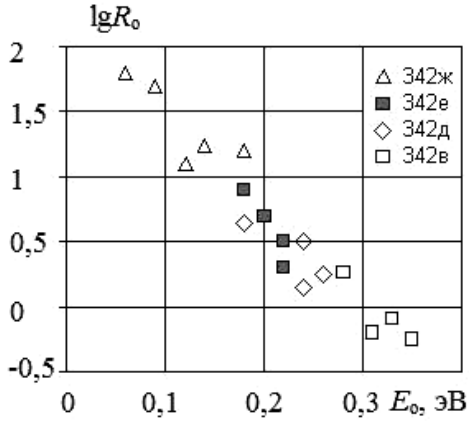


Рис. 4. Связь между E_o и $\lg R_o$ образцов магнетитовой руды из области непосредственного контакта магнетита с сиенитовой интрузией. Области отбора образцов 342ж, 342е, 342д, 342в показаны на рис. 1

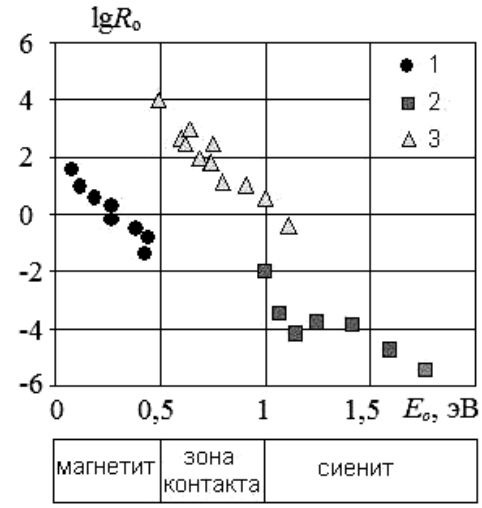


Рис. 5. Связь между E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами

ры образцов магнетитовой руды (рис. 1), так же, как и исследованных ранее (Бахтерев, Кузнецов, 2012), изменяются следующим образом: увеличивается E_o, уменьшается $\lg R_o$ (рис. 4). Для образцов магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенно-осадочными породами эта зависимость обратная: с удалением от контакта сиенит-порфиров уменьшается E_o, увеличивается $\lg R_o$ (рис. 5).

Связь между электрическим сопротивлением и тангенсом угла диэлектрических потерь

Заслуживает внимания корреляционная связь $\lg R=f(\lg tg\delta)$, показанная на рис. 6. Характер связи для магнетитовой руды и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами различный. Для магнетитовой руды она может быть аппроксимирована тремя прямыми. В низкотемпературной области с увеличением температуры электрическое сопротивление уменьшается, а диэлектрические потери растут. В среднетемпературной области (для отдельных образцов от 230 до 570 ºС) с увеличением температуры электрическое сопротивление также уменьшается, а диэлектрические потери растут, однако скорость изменения этих параметров выше, чем в низкотемпературной области. Величина lg tgδ достигает максимального значения в точке перегиба (для образца, приведенного на рис. 6а, это происходит при температуре 530 ºС). При дальнейшем увеличении температуры диэлектрические потери и электрическое сопротивление падают. Точки перегиба – некая характеристика образца. В этой температурной области, возможно, меняется механизм электропроводности и поляризации. Иной, более сложный характер, имеет связь между R и tgδ для магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами (рис. 6б).

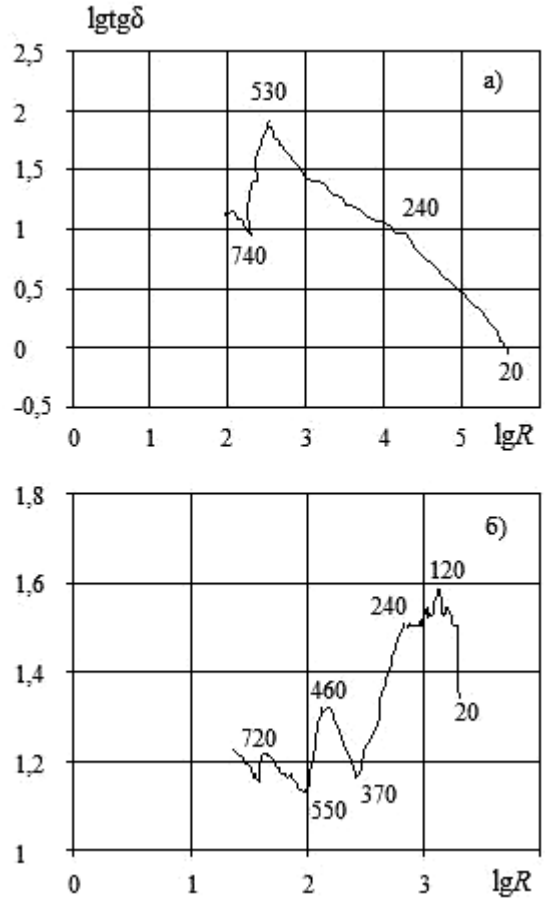


Рис. 6. Корреляционная связь между электрическим сопротивлением и диэлектрическими потерями гранат-магнетитовой руды (а) и магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами (б).
На рисунках показаны значения температур, при которых меняется характер зависимости $\lg R=f(\lg tg\delta)$

Заключение

Установлено, что электрические параметры образцов руд из непосредственного контакта с сиенитовым массивом и образцов руд, не имеющих визуального контакта с сиенитовым массивом, имеют одинаковый характер изменения параметров.

Образцы магнетита из контакта сиенит-порфиров с вулканогенноосадочными породами отличаются по параметрам (электрическое сопротивление при постоянном и переменном напряжении, характер изменения диэлектрических потерь, характер изменения энергии активации и коэффициента электрического сопротивления).

Эти отличия могут быть использованы для детального прослеживания изменений состава руд по удалению от интрузива.

В Тагило-Кушвинском железорудном районе известны многочисленные мелкие месторождения, рудопроявления и точки минерализации. Эти объекты, находящиеся вблизи поверхности, представлены порой

богатыми рудами, благоприятны для открытой разработки. Обращает внимание слабая их изученность. Многие из них находятся в удалении от «материнских» интрузий и изначально считались малоперспективными. С позиции первично вулканогенно-осадочного генезиса магнетитовых руд, необходима переоценка перспективности рудоносности выявленных в районе мелких месторождений, рудопроявлений и точек минерализации. При проектировании поисковых и оценочных работ необходимо учитывать кроме геологических поисковых критериев и предпосылок, также результаты исследований высокотемпературной электропроводности магнетита – магнетитовой руды (для разбраковки магнетита от руды и магнетита из контакта сиенитов с вмещающими породами).

Литература

Баклаев Я.П., Бочарникова Т.Д. Зависимость изменения состава и некоторых свойств магнетита от условий их образования // Скарново-магнетитовые месторождения Урала / Отв. ред. Г.Б. Ферштатер, Я.П. Баклаев. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 82–92.

Бахтерев В.В. Генетические и вещественные факторы высокотемпературной электропроводности серпентинитов // ДАН. 2000а. Т. 375. № 1. С. 72–74.

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

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

Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.

Бахтерев В.В. Экспериментальные исследования высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождения // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. (Материалы международной конференции) / Отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 80–83.

Бахтерев В.В. Высокотемпературная электропроводность магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождения // ДАН. 2010. Т. 433. № 4. С. 496–498.

Бахтерев В.В., Кузнецов А.Ж. Высокотемпературная электропроводность магнетитовых руд в связи с их генезисом и минеральным составом (на примере Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 209–213.

Белов К.П. Ферромагнетики и антиферромагнетики вблизи точки Кюри // Успехи физических наук. 1958. Т. LXV. Вып. 2. С. 207–256.

Кузнецов А.Ж. Распределение элементов-примесей в магнетитах Гороблагодатского железорудного месторождения // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2003. Вып. 12. С. 21–24.

Овчинников Л.Н. Контактово-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала. Свердловск, 1960. 495 с. (Труды Горно-геологического института УФ АН СССР. Вып. 89).

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

Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. 560 с.

Штейнберг Д.С. Геологическое строение Тагило-Кушвинского железорудного района // Железорудная база Тагило-Кушвинского промышленного района. Свердловск: УФ АН СССР, 1957. С. 5–20.

УДК 550.837

КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ СЛОИСТЫХ СРЕД В МЕТОДЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НЕТОЧНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ КООРДИНАТ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Вишнев В. С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты расчетов кривых кажущегося сопротивления ($\rho_{k,mc}$) метода разведки недр блуждающими токами электрической железной дороги для случая бесконечно длинного, равномерно заземленного, неветвящегося рельсового пути, лежащего на горизонтально-однородном слоистом геоэлектрическом разрезе, при ошибках задании координат точек наблюдения. Установлены пределы отклонения упомянутых координат от истинных значений, соблюдение которых не сказывается на точности построения практически значимых отрезков экспериментальных кривых $\rho_{k,mc}$.

Кривые, кажущееся сопротивление, погрешность, железная дорога, расчет, графики.

APPARENT RESISTIVITY CURVES OF A LAYERED MEDIUM IN THE STRAY CURRENT METHOD WITH INEXACT COORDINATE VALUES OF THE SURVEY POINTS

Vishnev V.S. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Results of apparent resistivity curves calculations ($\rho_{k,mc}$) of the stray current prospecting method of electric railway for a case infinitely long, uniformly earthed, unbranched tracks lying on horizontally homogeneous layered geoelectric section, with inexact coordinate dimensioning of the survey points are presented. Deviation limits of the mentioned coordinates from the true values are established, the observance of which doesn't affect accuracy of construction of practically significant experimental curves segments $\rho_{k,mc}$.

Curves, apparent resistivity, accuracy, railway, calculation, graphs.

Введение

Настоящая работа является продолжением работы (Вишнев, 2011), в которой рассмотрено влияние погрешностей в параметрах модели источника полезного сигнала, выделяемого из совокупности измерений техногенного импульсного поля электрической железной дороги (ЭЖД), на кривые $\rho_{k,mc}$ (ρ_k – кажущееся сопротивление, *mc* – тяговая сеть).

Координаты точек наблюдения ($x_м$, $y_м$), входящие в формулы для расчета $\rho_{k,mc}$, отсчитываются от осей *X*, *Y*, *Z*, связанных с выше упомянутой моделью (Вишнев, 2007; 2010). Следовательно, их значения могут отличаться от значений, адекватных самому источнику.

Ниже выявляются величины ошибок (Δx, Δy) в $x_м$ и $y_м$, обеспечивающие получение данных обработки полевых материалов методом блуждающих токов (МБТ), пригодных как для качественной, так и для количественной интерпретации.

Определение допустимых отклонений в координатах точек наблюдения поля ЭЖД производилось путем сравнения теоретических трехслойных и двухслойных кривых $\rho_{k,mc}$, рассчитанных с точным и неточным значением одной из них, а также обеих одновременно. Расчеты выполнялись по формулам, опубликованным в работах (Вишнев, 2007; 2010; 2011), с помощью ПК Intel Core 2 Quad и пакета программ компьютерной математики – Mathematic 7. Результаты использованы при усовершенствовании методики полевых работ некоторой модификации МБТ, условно обозначенной аббревиатурой МЭПЖД (метод электроразведки полем железной дороги), основы которой изложены в работах (Вишнев, 1989; 1996).

Результаты вычислений

1. Влияние ошибок координаты $x_м$ на вид кривых $\rho_{k,mc}$

Примеры расчета кривых $\rho^{ij}_{k,mc}$ ($i = x, y$; $j = y, x$; где y – параллельно, x – перпенди-

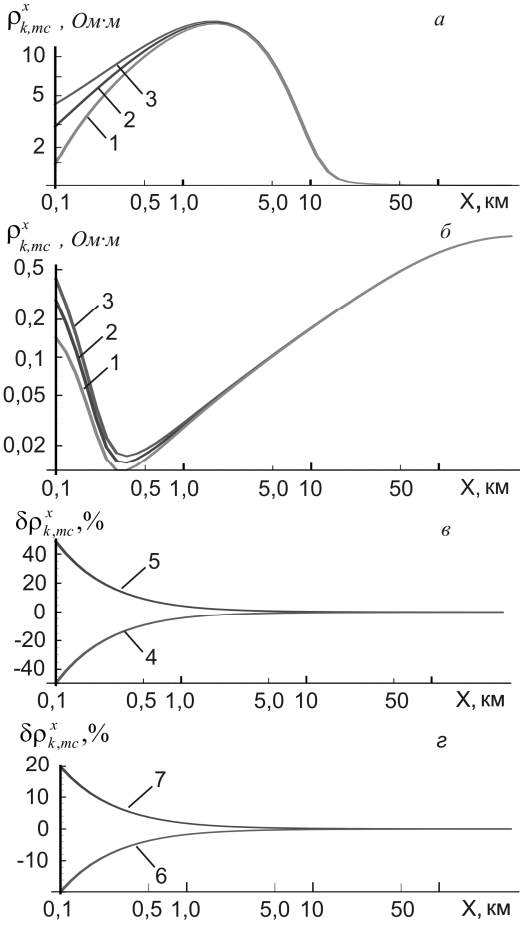


Рис. 1. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления и графиков относительных погрешностей значений $\rho^x_{k,mc}$ при ошибке задания координаты $x_м$ пунктов наблюдения: *а* – кривые для трехслойного геоэлектрического разреза типа «*К*»: ρ_1=1 Ом·м; h_1= 0,05 км; ρ_2= 100 Ом·м; h_2= 0,5 км; ρ_3= 1 Ом·м; h_3=∞ км; *б* – то же для разреза типа «*Н*»: ρ_1=1 Ом·м; h_1= 0,05 км; ρ_2= 0,01 Ом·м; h_2= 0,5 км; ρ_3= 1 Ом·м; h_3= ∞ км (1 – при Δx = -0,05 км; 2 – при Δx=0 км; 3 – при Δx = +0,05 км); *в*, *г* – графики относительных погрешностей значений $\rho^x_{k,\grave{o}\tilde{n}}$ (4 – при Δx= -0,05 км; 5 – при Δx = +0,05 км; 6 – при Δx = -0,02 км; 7 – при Δx = +0,02 км). Параметры модели источника БТ и координаты точек расчета: l_0 = 7 км; $k = (r_p/r_n)^{1/2}$ = = 0,14 км$^{-1}$; L = 20 км; x = (0,1–365) км; y = 5 км

кулярно преимущественному направлению ЭЖД), искаженных неточностями координаты $x_м$, изображены на рис. 1, 2.

Рассматривая рисунки, нетрудно заметить, что все кривые $\rho^{ij}_{k,mc}$ с заниженными (шифр 1) или завышенными (шифр 3) значениями $x_м$ отличаются от их идеального хода (шифр 2), но эти отличия даже при Δx = ±50 м значительны только на крайних левых ветвях, т.е. до удалений от ЭЖД не свыше 1,0 км. Однако практика электроразведочных работ показывает, что обеспечить задание сети наблюдений поля ЭЖД в методе МБТ (или, точнее, в методе ЭПЖД) можно, в большинстве случаев, с гораздо меньшей ошибкой, чем ±50 м, например, ±20 м. При этом интервал больших погрешностей $\rho^{ij}_{k,mc}$ сокращается до первых 500 м от ЭЖД (рис. 1г; 2г).

Значит, реальные ошибки задания координаты $x_м$ (такие, как 10, 20 и 50 м) фатального препятствия трансформации данных измерения помех от ЭЖД в кривые $\rho^{ij}_{k,mc}$ не представляют. Кроме того, при детальном

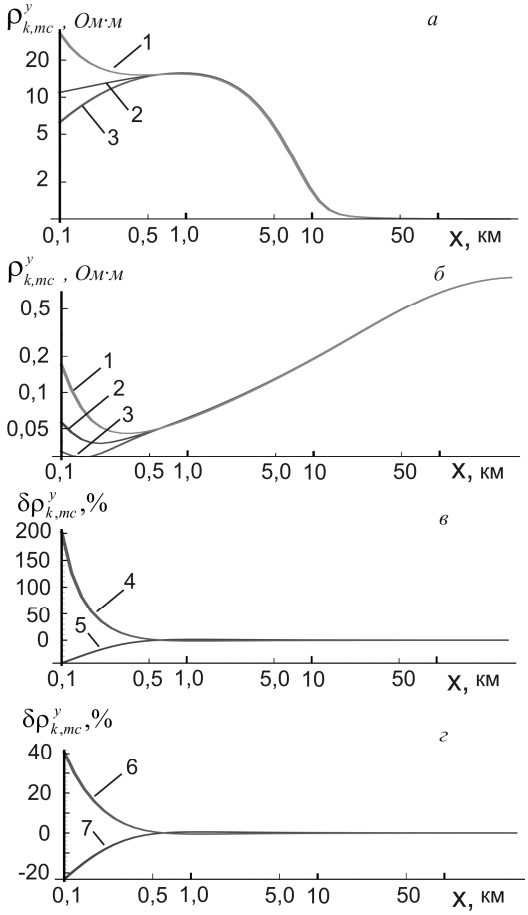


Рис. 2. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления (1 – при Δx = -0,05 км; 2 – при Δx = 0 км; 3 – при Δx = +0,05 км) и графиков относительных погрешностей значении $\rho^y_{k,mc}$ (4 – при Δx = = -0,05 км; 5 – при Δx = +0,05 км; 6 – при Δx = -0,02 км; 7 – при Δx= +0,02 км) при ошибке задания координаты $x_м$ пунктов наблюдения. Параметры модели источника и разрезов см. рис. 1

исследовании рис. 1, 2 нетрудно заметить, что отклонения искаженных значений $\rho^{x}_{k,mc}$, соответствующие отрицательным и положительным погрешностям Δx, по модулю примерно равны и имеют разные знаки. Следовательно, произведя измерения в симметричных относительно направления ЭЖД пунктах местности и вычислив среднеарифметические распределения $\rho^{x}_{k,mc}$, можно (в ряде практических экспериментов) значительно снизить величину $\delta\rho^{x}_{k,mc}$ на всем профиле измерений.

2. Особенности кривых $\rho^{ij}_{k,mc}$ в случае ошибочных значений координаты $y_м$

Примеры расчета кривых $\rho^{ij}_{k,mc}$, искаженных погрешностями координаты $y_м$, изображены на рис. 3, 4. Из их анализа вытекает, что общий ход осложненных распределений $\rho^{ij}_{k,mc}$ (кривые 1, 3), даже при относительной ошибке $(\Delta y/y_м)\cdot 100\ \% = 10\ \%$ (что при $y_м = 5$ км составляет 500 м), остается подобным ходу неосложненных (кривые 2 рис. 3*а, б*; 4*а, б*). Но неточные $\rho^{x}_{k,mc}$ на расстояниях 0,5–10,5 км, а $\rho^{y}_{k,mc}$ – на расстояниях 0,3–2,5 км от ЭЖД несколько отклоняются от точных (при Δy = -500 м – в сторону увеличения, при Δy = +500 м – в сторону уменьшения), достигая погрешности чуть большей +2 % (графики 4) и -2 % (графики 5 рис. 3*в*; 4*в*). Но это намного лучше стандартной точности (5–10 %) полевых электроразведочных измерений. В случае же уменьшения Δy до ±200 м (графики 7, 6 рис. 3*г*; 4*г*), эти погрешности снижаются до десятых долей процента.

Следовательно, даже отягощенные значительными ошибками координаты $y_м$, кривые кажущегося сопротивления метода ЭПЖД (если соблюдены прочие условия) можно использовать для изучения геоэлектрического разреза как по вертикали, так и по горизонтали.

3. Кривые $\rho_{k,mc}$ при совместных ошибках в координатах $y_м$ и $x_м$

Из сопоставления рис. 1 – 4 между собой ясно, что экстремальные искажения распределений $\rho^{ij}_{k,mc}$ погрешностями параметров $x_м$, и $y_м$ располагаются на различных участках расчетного профиля. Однако

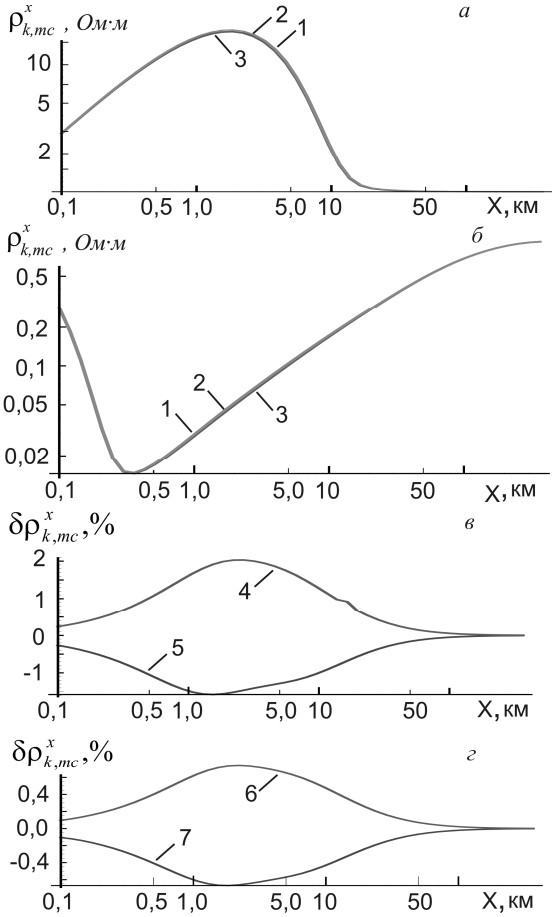


Рис. 3. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления (1 – Δy = -0,5 км; 2 – Δy = 0 км, 3 – Δy = +0,5 км) и графиков относительных погрешностей значений $\rho^{x}_{k,mc}$ при ошибке задания координаты $y_м$ пунктов наблюдения (4 – при Δy = -0,5 км; 5 – Δy = +0,5 км; 6 – Δy = -0,2 км; 7 – Δy = +0,2 км). Параметры модели источника и разрезов см. рис. 1

при уменьшении длины секции контактного провода (L) они частично перекрываются. Выясним, каковы их максимальные суммарные значения.

Иллюстративный материал, соответствующий случаю, когда заданы ошибки в обеих координата, приведен на рис. 5, 6.

Рассматривая рис. 5, 6, видим, что при погрешности Δx не более 20 м, а Δy не более нескольких первых десятков процентов от величины $y_м$ (в случае рис. 5, 6 – 40 %) осложненные кривые $\rho^{ij}_{k,mc}$ практически везде, за исключением ближних к ЭЖД 5–10 сотен метров, совпадают с неосложненными.

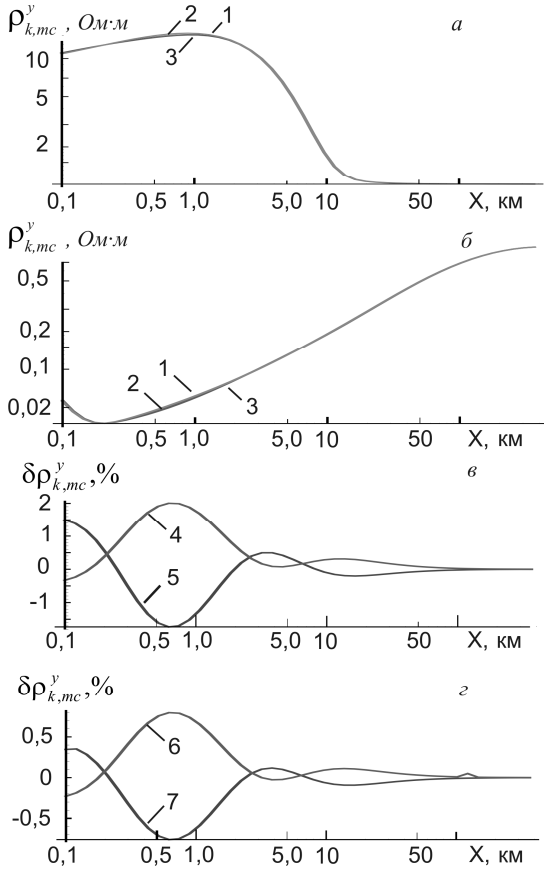


Рис. 4. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления (1 – при Δy = -0,5 км; 2 – Δy = 0 км; 3 – Δy = +0,5 км) и графиков относительных погрешностей значений $\rho^{y}_{k,mc}$ при ошибке задания координаты $y_м$ пунктов наблюдения (4 – при Δy = -0,5 км; 5 – Δy = +0,5 км; 6 – Δy = -0,2 км; 7 – Δy = +0,2 км). Параметры модели источника и разрезов см. рис. 1

Значит, из-за незнания точных значений координат $x_м$, и $y_м$ преобразование данных измерения помех от ЭЖД в параметр кажущееся сопротивление не может ухудшить геологическую информативность метода БТ.

Отсюда напрашивается вывод: для того, чтобы все участки (за исключением ближних к ЭЖД нескольких сотен метров) профильных распределений $\rho^{ij}_{k,mc}$ можно было интерпретировать количественно, координата $y_м$ должна определяться с погрешностями не более 20–30 % от ее значений, а $x_м$ – с погрешностями до первых десятков метров, обеспечить которые вполне возможно.

4. Зависимость искажений кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ от типа слоистого геоэлектрического разреза при неточных значениях координат пунктов измерения

Изучение всевозможных отклонений осложненных кривых $\rho^{ij}_{k,mc}$ от нормального хода показало, что графики распределения относительных ошибок δρ % при одних и

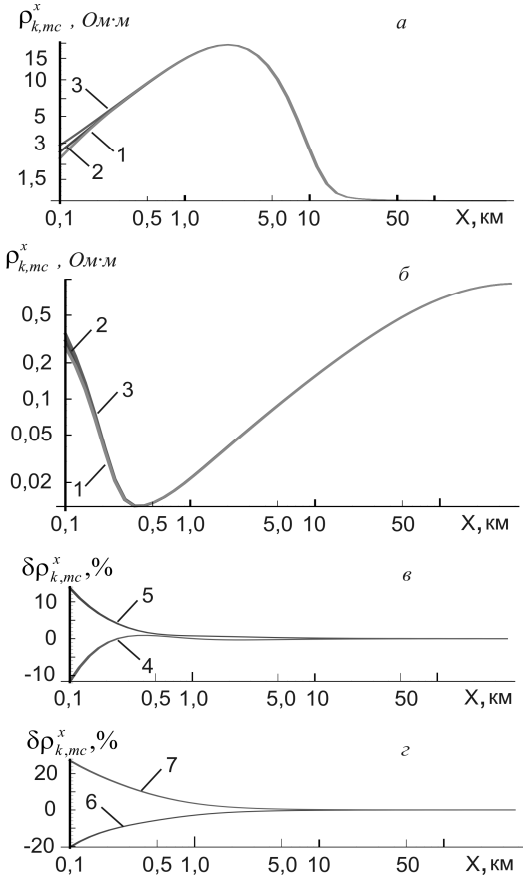


Рис. 5. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления и графиков относительных погрешностей значений $\rho^{x}_{k,mc}$ при ошибках задания координат $x_м$ и $y_м$ пунктов наблюдения: *а*, *б* – кривые для трехслойных геоэлектрических разрезов типа «*К*» и «*Н*» (1 – при Δx = -0,02 км; Δy = -0,1 км; 2 – Δx = 0,0 км; Δy = 0,0 км; 3 – Δx = +0,02 км; Δy = +0,1 км); *в*, *г* – графики относительных погрешностей значений $\rho^{x}_{k,mc}$ (4 – при Δx = -0,02 км; Δy = -0,1 км; 5 – Δx = +0,02 км; Δy = +0,1 км; 6 – Δx = -0,02 км; Δy = +0,1 км; 7 – Δx = +0,02 км; Δy = -0,1 км). Параметры модели источника БТ и координаты точек расчета: l_0 = 0,35 км; k = 0,14 км$^{-1}$; L = 1,0 км, высота подвеса контактного провода (h) – 0,006 км; x = (0,1–365) км; y = 0,25 км. Параметры разрезов см. рис. 1

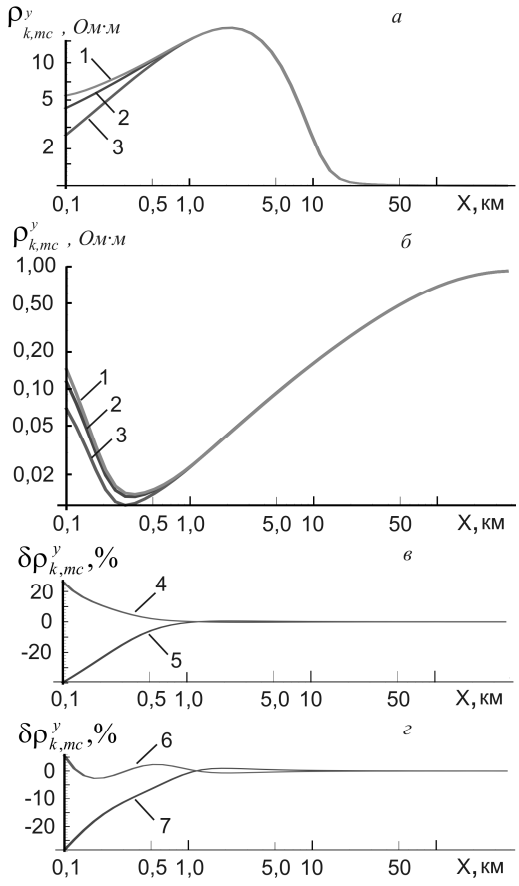


Рис. 6. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления и графиков относительных погрешностей значений $\rho^{y}_{k,mc}$ при ошибках задания координат $x_м$ и $y_м$ пунктов наблюдения: *а*, *б* – кривые $\rho^{y}_{k,mc}$ для трехслойных геоэлектрических разрезов типа «*K*» и «*H*» (1 – при Δx = -0,02 км; Δy = -0,1 км; 2 – Δx = 0,0 км; Δy = 0,0 км; 3 – Δx = +0,02 км; Δy = +0,1 км); *в*, *г* – графики относительных погрешностей значений $\rho^{y}_{k,mc}$ (4 – при Δx = -0,02 км; Δy = -0,1 км; 5 – Δx = +0,02 км; Δy = +0,1 км; 6 – Δx = -0,02 км; Δy = +0,1 км; 7 – Δx = +0,02 км; Δy = -0,1 км). Параметры модели источника см. рис. 5, параметры разрезов см. рис. 1

тех же условиях возбуждения (т.е. одних и тех же L, l_0, k, Δx, Δy, где L, l_0, k – параметры модели источника) различных горизонтально-однородных геологических сред в мельчайших подробностях совпадают. Иначе говоря, являются одинаковыми как, например, для разрезов типа «*K*», так и для разрезов типа «*H*», «*A*» или «*Q*». Это позволило распределения 4 (5) для кривых 1 (3) разрезов типа «*K*» и «*H*» изобразить на рис. 1, 2, 3, 4, 5, 6 в совмещенном виде. То же относится и к графикам 6, 7 упомянутых рисунков, т.к. искажения кривых $\rho^{ij}_{k,mc}$, возникающие за счет погрешностей Δx, Δy, от типа слоистого геоэлектрического разреза не зависят.

Заключение

Подводя итоги, необходимо отметить:

1. Неточности координат пунктов измерения $x_м$ и $y_м$ действуют на кривые $r^{ij}_{k,mc}(x)$ неодинаково. Наиболее сильное влияние на профильные распределения величин $r^{x}_{k,mc}(x)$, $r^{y}_{k,mc}(x)$ оказывают погрешности координаты $x_м$.

2. Ошибками Δx искажаются, в основном, левые ветви $r^{ij}_{k,mc}(x)$, а ошибками Δy – средние части ближней к ЭЖД трети расчетного профиля.

3. Для получения кондиционных кривых $r^{ij}_{k,mc}$ достаточно обеспечить: задание координаты $x_м$ с погрешностью до первых десятков метров, координаты $y_м$ – с погрешностью до 20–30 % (от ее действительного значения).

4. Выявленные требования к точности величин $x_м$, $y_м$ довольно мягки и, в благоприятных случаях постановки метода ЭПЖД, вполне выполнимы.

5. Из анализа полученных материалов следует: если при регулярной сети наблюдения техногенного импульсного поля ЭЖД встретилось препятствие, мешающее разворачиванию электроразведочной аппаратуры, то соответствующий пункт измерения предпочтительно смещать параллельно преимущественному направлению рельсового пути. Причем величина смещения может достигать нескольких сотен метров, практически не влияя (в случае горизонтально-однородного геоэлектрического разреза) на качество полевого материала.

Работа выполнена (частично) при финансовой поддержке УрО РАН конкурсной программы № 09-Т-5-1024.

Литература

Вишнев В.С. Об использовании поля тяговой сети электрической железной до-

роги для электрозондирования // Электрометрические исследования на Урале. Свердловск, 1989. С. 2–27. Рукопись деп. в ВИНИТИ № 4380-89.

Вишнев В.С. Исследование возможности использования блуждающих токов железной дороги для получения количественных геоэлектрических характеристик: Дис. … канд. техн. наук. Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 1996. 101 с.

Вишнев В.С. Результаты математического моделирования электроразведочного сигнала, выделяемого из импульсных помех от тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2007. № 2, 3 (11, 12). С. 35–47.

Вишнев В.С. Определение кажущегося сопротивления слоистой среды в методе блуждающих токов // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 10–16.

Вишнев В.С. Трехслойные кривые кажущегося сопротивления в методе блуждающих токов при неточном задании параметров источника // Уральский геофизический вестник. 2011. № 1. С. 15–22.

УДК 550.834.3(571.1)

К ВОПРОСУ О МНОГОВАРИАНТНОСТИ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ*

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

Аннотация. В порядке дискуссии рассмотрен вопрос, считать ли многовариантность сейсмических разрезов земной коры за достоинство или за недостаток. На конкретных примерах по районам сверхглубокого и глубокого бурения показана несостоятельность разрезов, составленных по упрощенным системам наблюдения, не соответствующим сложным моделям геологической среды. По аналогии рассмотрен пример с определением подошвы земной коры в районе Уральской СГ-4.

Методика, результаты и эффективность глубинных сейсмических исследований.

TO THE QUESTION ON PLENTY OF EARTH'S CRUST MODELS VARIANTS CONSTRUCTED USING SEISMIC RESEARCH DATA

Druzhinin V.S., Osipov V.Y. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. By the way of discussion it had been searched a question: can we accept the plenty amount of seismic sections of the Earth's crust as an advantage or as a failing. It had been shown on concrete examples for the regions with deep and over deep drilling the groundlessness of the sections, which had been constructed by using simplified systems of observation, which do not satisfy the real geological structure. By analogy it is searched an example of determining the bottom of the Earth's crust in the region of the Ural borehole SD-4.

Method, results and effectiveness of deep seismic research.

Оценка достоверности сейсмической информации становится весьма существенной проблемой в связи с усложнением решаемых сейсморазведкой задач, их геологической интерпретации и полученной информацией по результатам сверхглубокого бурения.

В монографии, составленной по результатам комплексных исследований по международному проекту Уралсейс, во вводной главе на странице 11 указано, что многовариантность моделей по одному и тому же объекту – это достоинство, а не недостаток (Глубинное строение ..., 2001). С этим утверждением трудно согласиться. Прежде всего, необходимо отметить, что по современным представлениям (исследования по детальным системам наблюдений, результаты сверхглубокого бурения) земная кора имеет сложное слоисто-блоковое строение. Она характеризуется значительной раздробленностью, наличием глубинных разломов и пространственным характером распределения сейсмических неоднородностей. Возможности сейсмических методов по воссозданию таких моделей пока неясны. Но несомненно, что получаемая для таких сред сейсмическая информация зависит, прежде всего, от технологического фактора. Чем полнее система наблюдений и обработки сейсмического материала, позволяющая правильно определить природу регистрируемых волн и соответственно их интерпретацию, тем ближе создаваемая модель к реальности. Например, ошибки по данным ГСЗ на Кольской СГ-3 и Тюменской СГ-6 обусловлены ошибочным анализом волновых картин. При составлении И.В. Литвиненко прогнозной модели по СГ-3 с использованием имеющейся ограниченной сейсмической информации, волна в первых вступлениях, соответствующая нижерасположенному комплексу, была принята за преломленную вместо подэкранной отраженной волны. Как следствие этого – ошибочное определение скорости для этого комплекса: вместо реальной 6,0–6,2 км/с имеем – 6,5–6,7 км/с и, соответственно, вывод о поднятии так называемого базальтового слоя до 7–8 км, который должна была вскрыть Кольская СГ-3. В

* Публикуется в порядке дискуссии с сохранением стиля и орфографии авторов

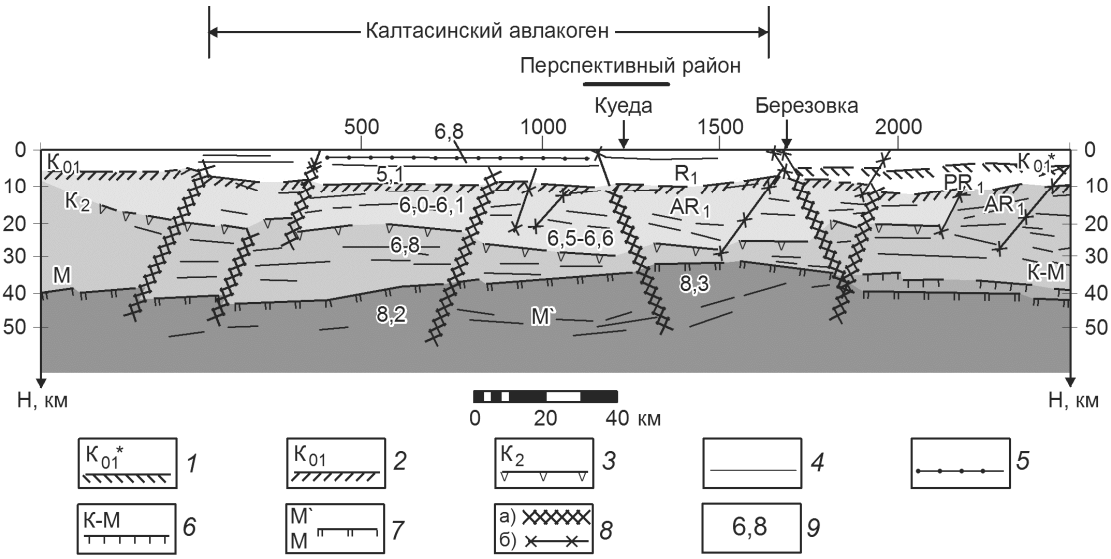


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по Свердловскому профилю ГСЗ по району Калтасинского авлакогена: основные поверхности раздела (1–6): 1 – кровля нижнего мегакомплекса I СГЭ, возможно PR_1-PR_2 возраста; 2 – древний кристаллический фундамент архейского возраста; 3 – кровля III СГЭ, возможно протокоры; 4 – отражающие границы кристаллической коры; 5 – положение древнего фундамента по данным КМПВ; 6 – положение переходного мегакомплекса в низах коры; 7 – основной сейсмогеологический раздел Мохоровичича; 8 – предполагаемые разрывные нарушения: а – разделяющие, преимущественно, блоки земной коры и верхней мантии, б – преимущественно в верхней и средней частях коры; 9 – значение скорости продольных волн *Vp*, км/с

действительности все оказалось не так. Это был первый удар по престижу глубинной сейсморазведки. Случай с Тюменской СГ-6 рассмотрен при анализе сейсмической информации по геотраверсу Рубин-2. Получение более полной сейсмической информации по Уральской СГ-4 и также Тюменской СГ-6 (работы Баженовской геофизической экспедиции) позволило составить прогнозные модели, которые подтвердились последующим сверхглубоким бурением. Это касается и их геологического истолкования. Более подробно данный вопрос рассмотрен в статье (Дружинин и др., 2003). Поэтому ссылка авторов на существование не менее десятка моделей по СГ-4 без упоминания, что существует прогнозная модель, незначительно отличающаяся от полученной в результате бурения, несостоятельна. Наглядным примером неправильного определения из-за неполноты сейсмической информации модели приповерхностной части разреза служит разрез по Калтасинскому авлакогену. По данным КМПВ с ограниченными длинами годографов до 30–40 км, глубина фундамента была определена в этой структуре 2,5 км, а по данным ГСЗ – 10 км (рис. 1). Оказалось, что на уровне 2,5–5,0 км присутствуют Калтасинские доломиты с $V_г$ = 6,8–7,0 км/с, а ниже их расположены преимущественно терригенные отложения значительной мощности со скоростью 5,0–5,2 км/с. Кристаллический фундамент характеризуется скоростью 6,0–6,1 км/с, сопоставимой по значениям для фундамента соседнего Южно-Татарского свода. При наличии подэкранных отраженных волн, определить реальную скорость по фундаменту удалось в результате миграции временного поля первых вступлений на подошву высокоскоростной толщи доломитов. Существование двух принципиально различных скоростных моделей, в данном случае, это не достоинство, а недостаток. Помимо сокращенной мощности осадочных отложений, следуют разные геологические выводы. В первом случае, фундамент авлакогена, судя по высоким значениям скорости, сложен основными породами, соответственно кристаллическая кора близка к океанической, во-втором – обычная континен-

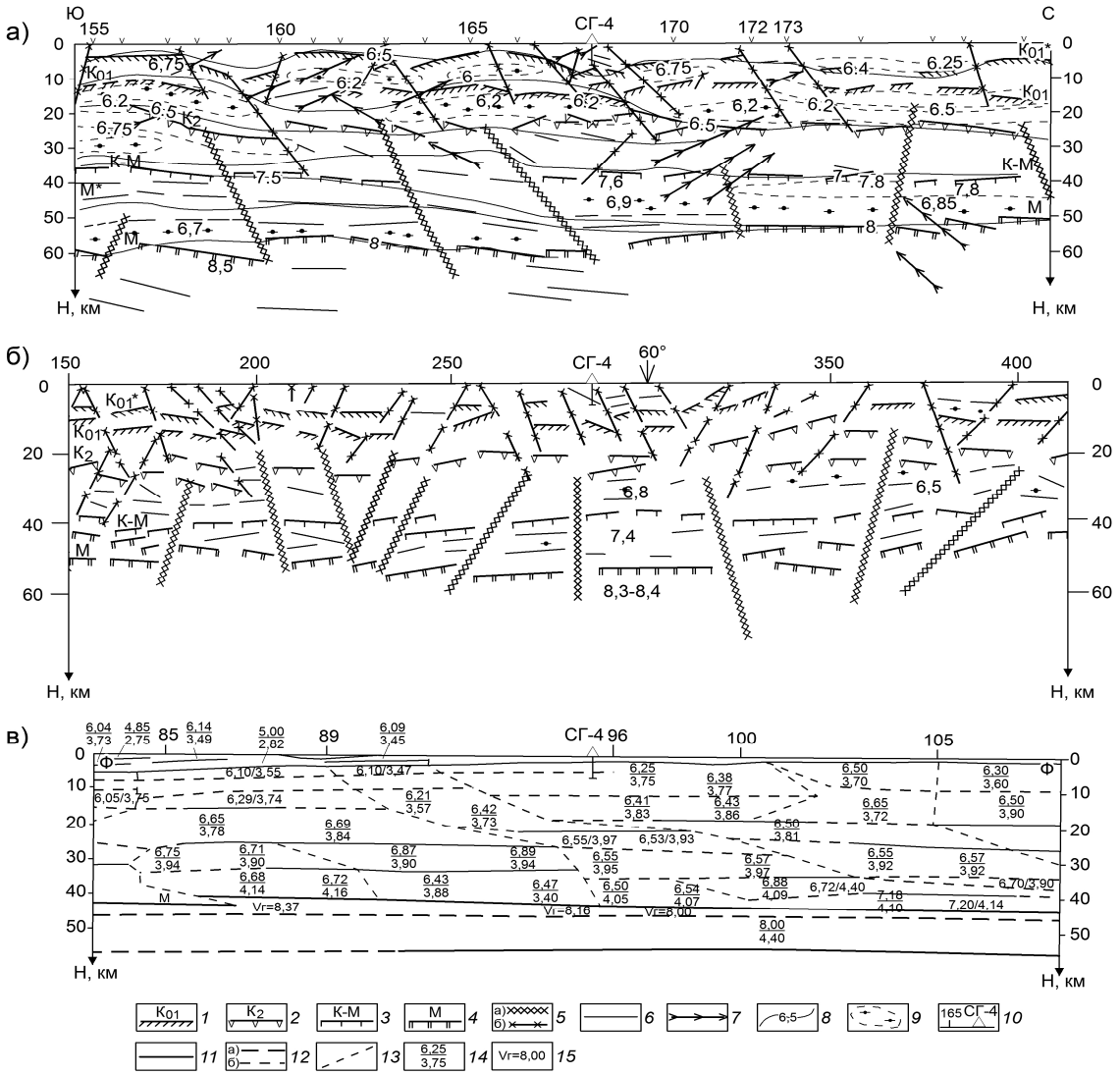


Рис. 2. Сейсмические и сейсмогеологические разрезы по району Уральской СГ-4: а – сейсмический разрез по профилю Вижай-Орск; б – Красноуральский профиль ГСЗ (с учетом детализации на участке СГ-4); в – сейсмический разрез по геотраверсу Рубин-2: 1–4 – поверхности раздела сейсмогеологических этажей (СГЭ), построенные по совокупности сейсмических данных, включая схематический скоростной разрез: 1 – второго СГЭ или древнего кристаллического фундамента; 2 – третьего СГЭ или протокора; 3 – переходного мегакомплекса в низах коры; 4 – основной сейсмогеологический раздел М; 5 – предполагаемые зоны глубинных разломов (а) и глубинные разломы преимущественно в верхней коре; 6 – отражающие элементы в пределах выделенных СГЭ; 7 – отражающие элементы, занимающие секущее положение по отношению к основному структурному плану; 8 – изолинии скоростного разреза, полученного в основном, по данным отраженных докритических волн, км/с; 9 – предполагаемые зоны инверсии скоростей; 10 – линия профиля с пикетами, их номерами и проекцией Уральской сверхглубокой скважины СГ-4; 11 – сейсмические границы в коре и верхней мантии, построенные по двум и более типам волн; 12 – по монотипному волновому полю; 13 – границы блоков с различными скоростными параметрами; 14 – значение скорости продольной (в числителе) и поперечной (в знаменателе) волн, км/с; 15 – граничная скорость по волне $P^{M}_{пр}$

тальная кора. Это уже не взгляд с разных сторон. Полученные данные согласуются с результатами бурения Орьебашевской глубокой скважины и последующими разрезами ОГТ. Не исключено, что подобная «океанизация» существует и в других крупных впадинах при наличии выше фундамента высокоскоростных горизонтов-экранов.

Аналогичная ситуация существует в определении положения основного сейсмогеологического раздела М в Центральной мегазоне Урала. На рис. 2 приведены сейсми-

ческие разрезы по району Уральской СГ-4. Это разрезы по геотраверсу Рубин-2 (работы Центра «Геон»), Красноуральскому профилю, меридиональному профилю Вижай-Орск (работы БГЭ и Института геофизики).

Системы наблюдений в отношении полноты получаемой информации на геотраверсе Рубин-2 существенно отличаются в худшую сторону от ортогонально расположенных профилей ГСЗ. Это обстоятельство, несомненно, оказало влияние на содержательную часть сейсмических разрезов. Разница в мощности земной коры составляет 13–15 км, в первую очередь, за счет обнаружения на профилях ГСЗ сложноустроенного переходного мегакомплекса К-М. В верхней части мегакомплекса, возможно, находится высокоскоростной горизонт ограниченной мощности, со значениями скорости близкими к мантийным. Именно по таким волнам, приуроченным к этому слою ограниченной мощности (3–5 км), и определено на геотраверсе Рубин-2 осредненное положение поверхности М в 40–44 км, которая таковой, вероятно, не является. Геологические выводы при таких различиях моделей будут разными: поддвигание Восточно-Европейской платформы под океаническую кору Центральной мегазоны Урала (Костюченко, Егоркин, Солодилов, 1998) или рифтовая структура континентальной коры полициклического развития, расположенная на стыке двух платформ Евроазиатского континента (Дружинин, Каретин, 1995). Разве это тоже благо? А не подрывают ли эти факты целесообразность сейсмических методов изучения глубинного строения земной коры?

Наглядным примером также служит характер сейсмического разреза по верхней части земной коры геотраверса Рубин-2, составленного уже после достижения скважины глубины более 5 км. На рис. 2 сейсмический фундамент находится на глубине 3–4 км, тогда как скважина на глубине около 5 км только вышла из первого, Имменовского комплекса Тагильского прогиба. Это уже не взгляд с разных сторон, а просто игнорирование уже существующей геологической информации и скудность авторского разреза земной коры.

Или еще другой пример. На сейсмическом разрезе по геотраверсу Рубин-2 на участке Тюменской СГ-6, который составлен после вскрытия скважиной на глубине 6,5 км базальтов триаса, их скорость имеет значение 5,7–5,8 км/с (рис. 3). Эти данные противоречат прогнозной модели, составленной в БГЭ по результатам площадных исследований, где значения скорости для предполагаемых на этих глубинах базальтов триаса, определены в 5,0–5,1 км/с, что и подтвердилось результатами бурения (Дружинин и др., 2003). Согласно прогнозной модели триасовый комплекс на глубине 7,8–8,0 км (бурение СГ-6 закончено на глубине 7,5 км) подстилается вулканогенно-осадочной толщей С-Д возраста со значениями скоростей 5,6–5,8 км/с. Причина такой нестыковки опять связана с неправильным анализом волн в области первых вступлений на геотраверсе Рубин-2: преломленная волна, соответствующая базальтам триаса, следится в последующих вступлениях преломленной волны от горизонта с более высокими значениями скорости. Это наглядный пример «выпадения слоя» из первых вступлений, что удалось установить при анализе более обширной сейсмической информации по площадной съемке с использованием преломленных волн. Вряд ли приведенный пример существования двух моделей можно отнести к достоинству!? Здесь следует также отметить, что обширная информация по ОГТ (работы ОАО «Ямалгеофизика») оказалась неверной: мощность осадочной толщи, согласно расслоенности временного разреза, была определена в 9,0–9,2 км, что более чем на 2,0 км превышает реальное значение.

При изучении сложнопостроенной консолидированной коры необходимо учитывать возможности методов сейсморазведки для их изучения. Наглядным примером является прогнозный разрез по Германской КТБ, составленный по сейсмическим данным ОГТ. При этом не принималась во внимание невозможность выделения по традиционной технологии ОГТ кру-

топадающих разломов, особенно в глубокой части разреза. Немаловажное значение сыграл идеологический фактор: желание выделить листрический разлом. В результате оказались объединены в один тектонический разлом отражающие элементы различной принадлежности. И вновь получился прокол: глубинный разлом крутого падения, зафиксированный в верхней части разреза, сохранил такое поведение на больших глубинах. Поэтому скважина КТБ так и не смогла выйти из зоны этого разлома.

Приведенных примеров достаточно для того, чтобы заключить, что надо стремиться к уменьшению неоднозначности сейсмической информации, к уменьшению числа моделей и не считать многовариантность как достоинство вместо недостатка. Для этого необходимо стремиться к всестороннему анализу волновых картин с использованием различного класса волн, полученных по полноценным системам наблюдений, на различных удалениях от источника, ориентированных на изучение сложно устроенных моделей исследуемой среды. Это относится как к приповерхностной части разреза, так и к земной коре в целом. Нам представляется, что единственным направлением дальнейшего развития глубинных сейсмических исследований является снижение неоднозначности сейсмической информации, предназначенной для решения задач региональной геологии и минерагении. Особое внимание следует уделить созданию на базе сверхглубоких скважин эталонных моделей верхней части земной коры глубиной до 15–18 км на площади 50×50 км каждая. Для этого потребуется постановка специальных сейсмических работ с использованием системы многократных перекрытий в широком диапазоне расстояний и трехкомпонентной регистрацией волнового поля. Это позволит выработать оптимальную технологию применительно к основным элементам геологической среды, выявленным в результате сверхглубокого бурения. Для примера рассмотрим возможность выделения поверхности древнего кристаллического фундамента ($К_{01}$). Он вскрыт Ново-Елховской СГ, а также Мининбаевской глубокой скважиной в интервале глубин от 1,85 до 6,25 км. Специальные площадные сейсмические исследования дадут возможность установить: изменение структурно-тектонических и скоростных параметров с привязкой их к данным по СГ и многочисленным глубоким скважинам, вскрывших древний фундамент на глубину до 0,5 км; определить модель нижележащих отложений, включая подошву древнего фундамента (поверхность нижней коры $К_2$), которая может быть вскрыта при продолжении бурения СГ на глубину 8–10 км. Подобный эталон может быть использован для выделения древнего мегакомплекса в пределах активных структур коры (Уральская и Уренгойская рифтовые системы, соответственно районы СГ-4, СГ-6). Согласно прогнозным моделям, поверхность $К_{01}$ предполагается здесь на глубинах 11–13 км. К ней также может быть приурочена смена структурно-тектонического плана для нижних горизонтов. Проведение в этих районах специальных площадных исследований и последующего сверхглубокого бурения до глубины 13 км позволит подтвердить повсеместное присутствие древнего фундамента континентальной коры или возможное некоторое отклонение его характеристики в активных структурах. Одновременно будет выработана технология выделения и картирования древнего кристаллического фундамента. Особое научно-практическое значение это имеет для осадочных бассейнов с «двойным» основанием, таких как Тимано-Печорский, Западно-Сибирский и частично для восточной окраины ВЕП в пределах Уральского региона.

Районы, в которых расположена Уральская СГ-4, по геологическим данным характеризуются сложным строением консолидированной коры с предполагаемым наличием многочисленных глубинных разломов. Это краевые разломы Тагильского прогиба: Главный Уральский разлом ГУР, Серовско-Маукский, Осевой – а также субширотная дислокация, расположенная в 5–7 км к югу от СГ-4 и диагональные разломы. Сверхглубокая скважина в интервале глубин 5,9–6,2 км

попала в тектоническую зону, с которой связаны многочисленные аварии при бурении, не позволившие продолжать эксперимент. Бурение СГ-6 возможно также закончилось в зоне нарушений (см. рис. 3). Проведение специальных площадных сейсмических работ позволит привязать аномалии объемного волнового поля к основным нарушениям, закартированным по геологической съемке М 1:50 000–1:100 000 и определить их положение в земной коре с учетом выявленных критериев. Тем самым будет решена одна из основных задач глубинного геокартирования и геодинамики – выделение зон глубинных разломов и их положение относительно блоков земной коры.

Таким образом, в результате исследований по трем сверхглубоким скважинам Уральского региона будет выработана технология изучения основных элементов разломно-блоковой модели верхней части (до 18 км) и более глубоких горизонтов с использованием определенных критериев и метода аналогии при сравнении особенностей сейсмических волновых картин с известными моделями по верхней части.

Заключение

Многовариантность сейсмической информации при изучении строения земной коры обусловлена также неоднозначностью решения обратных задач сейсмометрии. Этот вопрос требует специального рассмотрения. В данной заметке обращено внимание на уменьшение степени неоднозначности за счет учета различий технологического плана при оценке достоверности существующих сейсмических разрезов. Нельзя огульно принимать многовариантность за достоинство сейсмики. В чем тогда она отличается от интерпретации потенциальных полей? Бурение сверхглубоких скважин было направлено, в частности, на оценку возможности геофизических методов для изучения глубоких горизонтов коры. Опыт работ в Уральском регионе по созданию прогнозных моделей показал, что сейсмометрия в состоянии решать такие задачи при использовании оп-

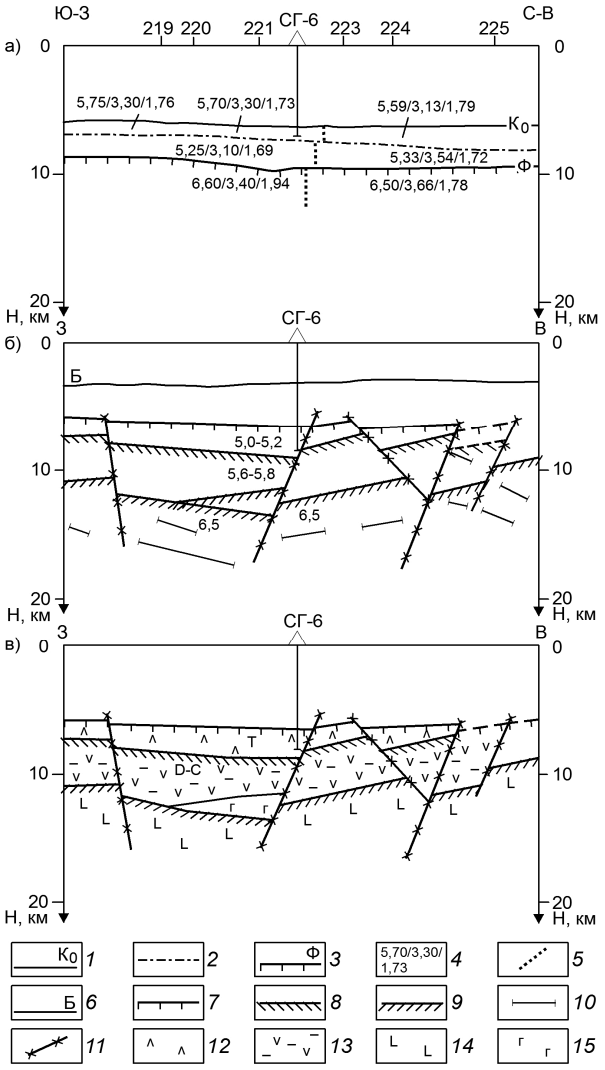


Рис. 3. Сейсмические разрезы верхней части земной коры на участке Тюменской СГ-6:
а – Геотраверс Рубин-2 (Дружинин и др., 2003); б – Уренгойский профиль (Дружинин и др., 2003); в – сейсмогеологический разрез доюрских комплексов по Уренгойскому профилю: *1* – поверхность доюрского фундамента; *2* – расчетная поверхность кровли толщи с пониженной скоростью; 3 – поверхность кристаллического фундамента; 4 – значения скорости продольной (*V*p) и поперечной (*V*s) волн (км/с) и их отношение (*V*p/*V*s); 5 – граница между комплексами, различающимися скоростными параметрами; 6 – отражающий горизонт Б; 7 – поверхность промежуточного комплекса; 8 – поверхность домезозойского фундамента; 9 – поверхность древнего кристаллического фундамента; 10 – отражающие элементы; 11 – предполагаемые разломы; 12 – базальты триаса; 13 – вулканогенные отложения девонско-карбонового возраста; 14 – гнейсы, преимущественно основного состава, амфиболиты возможно архейско-протерозойского фундамента; 15 – интрузивные комплексы ультраосновного состава серпентинизированные

ределенных технологий в комплексе с другими геофизическими методами.

Литература

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (Проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 286.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С. О глубинном строении и геодинамической обстановке формирования подвижного пояса Урала // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 12–15.

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

Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3–18.

УДК 551.242; 550.83

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Колтышева Е.С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. На основе Палеотектонических карт СССР рассчитан коэффициент унаследованности вертикальных тектонических движений по Уралу и восточной части Восточно-Европейской платформы. В результате построена схема степени тектонической унаследованности и сопоставлена с геофизической информацией. Сделан вывод о приуроченности пониженных значений степени унаследованности к тектонически мобильным зонам и более перспективным нефтегазоносным районам.

Палеотектонические карты, сводные геолого-геофизические разрезы, геополя, степень тектонической унаследованности.

FEATURES OF GEODYNAMIC DEVELOPMENT OF EASTERN PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM AND THE URALS ON THE GEOPHYSICAL AND PALEOTECTONIC DATA

Koltysheva E.S. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Based on the Paleotectonic Maps of the USSR the vertical tectonic movement inheritance coefficient on the Urals and eastern part of the East-European platform was calculated. As a result, the tectonic inheritance degree diagram was constructed and compared with the geophysical data. A conclusion about conformity between the low degree inheritance and the tectonic mobile zones and the most perspective oil-gas-bearing regions was drawn.

Paleotectonic maps, summary geologo-geophysical diagrams, geofields, tectonic inheritance degree.

Введение

Для решения многих геологических задач широко используется палеотектонический анализ, в процессе которого выявляется дополнительная информация об условиях, времени заложения и скорости образования структурных форм. В основу палеотектонических исследований положен метод анализа мощностей между стратиграфическими границами, позволяющий дать не только качественную, но и количественную оценку тектонических движений. Мощности осадочных образований отражают амплитуду нисходящих вертикальных тектонических движений, а несогласное залегание и интервалы отсутствия осадконакопления позволяют косвенно оценить и амплитуду восходящих движений. Одним из важных геодинамических показателей эволюции земной коры является степень унаследованности развития тектонических зон.

Применяемая методика палеотектонического анализа

Коэффициент унаследованности ($К_у$) вертикальных тектонических движений по Уральскому региону и восточной части Восточно-Европейской платформы был рассчитан по Палеотектоническим картам СССР масштаба 1:5000000 под ред. Т.Н. Спижарского (Палеотектонические … 1974, 977, 1982). Путем цифрования этих карт были созданы числовые матрицы мощностей осадконакопления от раннего кембрия до позднего триаса вдоль широтных профилей, вкрест простирания Уральских структур, с интервалом 0,2 градуса в пределах $42–66^0$ в.д. и $45–70^0$ с.ш. Количественная характеристика степени унаследованности вертикальных тектонических движений получена по методике, дающей возможность охарактеризовать степень устойчивости развития тектонических зон (Нейман, 1984). Если какая-либо структура на протяжении длительного геологического времени все

время либо поднимается, либо опускается относительно соседней, такое развитие считается предельно унаследованным, принятым за 100 %. Если обе структуры движутся относительно друг друга разнонаправленно, испытывая значительные инверсии вертикальных перемещений, такое развитие считается неустойчивым.

Вначале определяется разность мощностей в двух смежных структурах по каждому временному периоду в отдельности, затем, суммировав эти разности без учета знака, можно получить общую сумму относительных вертикальных перемещений двух структур: $\sum_{i=1}^{i=n} \left| h_{i\max} - h_{i\min} \right|$.

Фактическая палеоамплитуда движений исследуемого горизонта соответствует разности общей мощности горизонтов в смежных структурах: $H_{\max}$–$H_{\min}$. Разделив разность суммарных мощностей на сумму разностей мощностей по отдельным временным периодам, получаем коэффициент унаследованности ($К_у$) вертикальных тектонических движений:

$$К_у = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sum_{i=1}^{i=n} \left| h_{i\max} - h_{i\min} \right|} \cdot 100\% .$$

Проведенные расчеты позволили построить выраженные в изолиниях схемы степени унаследованности вертикальных тектонических движений с Валдайского-Юдомского времени по верхний триас (рис. 1, цветная вкладка). Наиболее информативными являются области с пониженными (<33 %) значениями $К_у$, т.к. они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий (Колтышева, 2001).

Сопоставление степени унаследованности с геополями

Для сопоставления схемы степени тектонической унаследованности с геофизической информацией были использованы созданные на основе картографических данных цифровые модели аномального гравитационного и магнитного полей, современного рельефа дневной поверхности, цифровой геологической карте масштаба 1:2500000 (Овчаренко, 1996) и сводные геолого-геофизические разрезы Уральского региона и территорий обрамления (Рыжий, 2001). Цифровая модель геополей, также как и схемы степени унаследованности, создавалась в формате шейп-файлов ArcView GIS, затем была осуществлена интеграция данных в форме единой геоинформационной системы. Совместный анализ степени унаследованности и геофизической информации позволил сделать следующие выводы:

1) Отмечается четкая зональность Уральской складчатой системы вкрест ее простирания. Для изолиний $К_у$ Уральского складчатого пояса характерны преимущественно линейно вытянутые зоны пониженных значений $К_у$ меридионального и субмеридионального простирания сложного строения по простиранию преимущественно совпадающие с простиранием основных структурно-формационных зон Урала и отличные от простирания зон пониженного $К_у$ в пределах обрамляющих регионов. Эти закономерности простирания характерны также для аномального гравитационного (рис. 2, цветная вкладка) и магнитного полей.

2) Основные особенности геополей распределены в определенной зависимости от глубины и поведения поверхности Мохоровичича. При этом области распространения наиболее плотных участков земной коры и пониженных тепловых потоков располагаются в восточном борту трога, а максимальные отметки современного дневного рельефа Уральской складчатой системы наблюдаются несколько западнее максимальной глубины трога поверхности Мохо (Рыжий, 2001).

3) Зона пониженных значений степени унаследованности, тянущаяся субмеридионально в районе 60^0 в.д. (рис. 1), в основном пространственно совпадает с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая сум-

марная намагниченность магнитоактивного слоя. Возникновение этой зоны очевидно связано с процессом коллизии палеозойских литосферных плит (Колтышева, 2001). Максимальные отметки современного дневного рельефа большей частью совпадают с повышенными значениями $К_у$ (рис. 3, цветная вкладка).

4) Отмечается изменение характера изолиний $К_у$ пространственно соответствующее границам Уфимского выступа Русской платформы. По геофизическим данным здесь происходит довольно резкая ундуляция трога поверхности Мохо на восток с максимумом на 56^0 с.ш. В геополях эта зона ундуляции отличается пониженной основностью, минимальными неоген-четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью (Рыжий, 2001).

В Уральском регионе отчетливо выделяются две основные области с разной динамикой осадконакопления: западная и восточная. В зоне сочленения восточной окраины Восточно-Европейской платформы с Уральской складчатой системой отмечается закономерное чередование мощностей осадконакопления за рассматриваемый геологический период. Главной особенностью является начало формирования Предуральского краевого прогиба с одновременным опусканием восточной окраины Восточно-Европейской платформы и началом воздымания структур Урала в среднем девоне.

Особенности распределения степени унаследованности в пределах нефтегазоносных провинций

С севера на юг исследуемой территории выделяются секторы, прошедшие несколько различное геотектоническое развитие. Это область Печорской синеклизы, Тиманской гряды, Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы (Юдахин и др. 2003).

При сравнении степени унаследованности Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской нефтегазоносносных провинций (см рис. 1) видны следующие закономерности. Наблюдается несколько зон как повышенной, так и пониженной степени тектонической унаследованности. Предуральский краевой прогиб в основном выделяется понижением степени унаследованности. Характерной особенностью Тимано-Печорского региона является чередование относительно спокойных и более подвижных зон. С запада на восток выделяются стабильные Притиманская, Ижма-Печорская и Центрально-Большеземельская, чередующиеся соответственно с мобильными Тиманской, Печоро-Колвинской и Восточно-Большеземельской зонами. Сложно отражены границы ряда структур Печорской синеклизы и Тиманской гряды: зонами пониженных значений $К_у$ выделяются Хорейверская впадина, Денисовский прогиб, Малоземельско-Колгуевская и Нерицкая моноклиналь и другие более мелкие структуры. Надо отметить, что в западной части Тимано-Печорского региона отмечается максимальная плотность изолиний $К_у$, вытянутых в северо-западном направлении, а в центральной части преобладают изолинии $К_у$ субмеридионального простирания. На карте гравитационного поля в пределах Тимано-Печорского региона наблюдается сгущение изолиний тиманского, а в районе Предуральского краевого прогиба – уральского направлений, которое совпадает с простиранием изолиний $К_у$.

В пределах Волго-Уральской нефтегазоносносной провинции выделяется система крупных поднятий, впадин и прогибов. В процессах нефтегазообразования провинции большое значение имеют циклические тектонические движения. Для Волго-Уральской антеклизы характерны значительные области пониженных значений $К_у$, которые совпадают, в основном, со структурами Татарского, Пермско-Башкирского и восточной части Жигулевско-Оренбургского сводов, Бирской седловиной, а также северной частью Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба.

Прикаспийская синеклиза представляет собой крупнейшую отрицательную структуру в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы изометричной формы с осадочным чехлом мощностью до

20–22 км. Особенностью Прикаспийского бассейна является наличие двух продуктивных комплексов: подсолевых отложений, где зонами нефтенакопления являются крупные сводовые поднятия, и надсолевых отложений, в которых выявленные месторождения приурочены к локальным поднятиям, осложненным соляной тектоникой. Характер расположения изолиний степени унаследованности соответствует простиранию основных структурных элементов Прикаспийской синеклизы. Пониженные значения $К_у$ характерны для бортовых частей Прикаспийской синеклизы, особенно на стыке Прикаспийской и Бузулукской впадин, Приморском поднятии, и для центральных частей. Физико-геологические условия Прикаспийской впадины характеризуются большой неоднородностью и резкой изменчивостью как по площади, так и по разрезу, что отражает характер распределения изолиний поля силы тяжести.

Представляет интерес сопоставление схемы степени тектонической унаследованности с картами нефтегазогеологического районирования Печорской плиты (Тимонин, 1998), Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской синеклизы (Перродон, 1994), представленное на рис. 4 (цветная вкладка). В формировании нефтегазоносности важная роль принадлежит тектогенезу. В тектонически мобильных зонах происходят изменения ранее сформированного структурного плана последующими интенсивными структуроформирующими движениями, что может приводить к появлению новых тектонически экранированных ловушек и образованию новых залежей углеводородов. Вот почему зоны различной тектонической активности отличаются не только характером осложняющих структур, но и нефтегазоносностью. Во-первых, если в стабильных областях преимущественным развитием пользуются нефтяные месторождения, то в мобильных областях открыты многочисленные нефтегазовые, газовые и газоконденсатные месторождения. Во-вторых, месторождения, приуроченные к мобильным областям, более продуктивны. Основная доля крупных и средних месторождений выявлена в пределах мобильных областей (Тимонин, 1998). Как правило, зонам повышенной тектонической активности соответствуют области с пониженными значениями $К_у$, отражающие наличие тектонических инверсий.

При сопоставлении карт перспектив нефтегазоносности Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской провинций со схемами степени унаследованности очевидно, что, в основном, области пониженного коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений соответствуют областям с наибольшей плотностью извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

Заключение

В результате проведенного палеотектонического анализа построена схема степени унаследованности вертикальных тектонических движений восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Урала. Схема степени унаследованности сопоставлена с геолого-геофизической информацией: сводными геолого-геофизические разрезами, геологической картой масштаба 1:2500000, картами гравитационного и магнитного поля, современного рельефа, картами месторождений нефти и газа Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской нефтегазоносных провинций. Совместный анализ этих данных позволяет сформулировать следующие выводы:

1. По результатам палеотектонических исследований на Урале выделены две основные области с разной динамикой осадконакопления. Подтверждается, что наиболее активное взаимодействие двух литосферных плит происходило в период со среднего девона по нижний карбон.

2. Характер распределения изолиний $К_у$ пространственно соответствует границам основных структурно-формационных зон Урала и отличается от простирания зон Ку в пределах обрамляющих регионов. Эти закономерности простирания харак-

терны также для гравитационного и магнитного полей.

3. Выделена субмеридиональная зона пониженных значений степени унаследованности, в основном пространственно совпадающая с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя. Максимальные отметки современного дневного рельефа большей частью совпадают с повышенными значениями $К_{у.}$

4. Области пониженного коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений в основном соответствуют областям с наибольшей плотностью извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

Литература

Колтышева Е.С. Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала. Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 301–304.

Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.

Овчаренко А.В. Компьютерная база геополей Урала – информационная основа нового этапа исследования региона. Глубинное строение и развитие Урала. Мат. научно-производственной конференции, посв. 50-летию Баженовской ГФЭ. Екатеринбур: Наука, 1996. С. 136–146.

Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спижарский. Л.: 1974. 1977. 1982. 136 с.

Перродон А. История крупных открытий нефти и газа: Пер. с англ. М.: Мир, 1994. 255 с.

Рыжий Б.П. Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель. ГЕОФИЗИКА 21 века. Екатеринбург, 2001. С. 41–48.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

УДК 550.834.3(571.1)

ПРИМЕНЕНИЕ СЕТОЧНЫХ ФУНКЦИЙ В ЗАДАЧАХ ТРЕХМЕРНОГО ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

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

Аннотация. На основе грид технологий предложен способ организации входных данных для построения трехмерных плотностных моделей по двумерным скоростным разрезам и заданным на площади аномалиям гравитационного поля. Способ опробован на плотностной модели зоны сочленения Северного Урала и Тимано-Печерской плиты.

Трехмерное гравитационное моделирование, профили сейсмические, плотность, грид технологии, профильные сечения.

GRID FUNCTIONS TECHNIQUE FOR 3D SEISMIC-GRAVITY MODEL CONSTRUCTION

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

Abstrakt. This paper describes grid technique for 3D density model constructing based on joint 2D seismic and 3D gravity data inversion. We processed data that had been collected between the Timan-Pechora plate and North Ural.

3D gravity modeling, seismic profile, density, grid technique, boundary section.

Введение

Современные технологии и требования к алгоритмам решения задач большой размерности требуют минимизации ручного труда на этапе подготовки исходных данных. Формализация данных геофизических исследований и их математическая обработка на первом этапе не должны содержать субъективного фактора. Последнему отводится решающая роль уже на этапе анализа полученных результатов (Красовский, 1989).

Обратные задачи сейсмоплотностного моделирования относятся к классу некорректно поставленных неустойчивых задач. Именно поэтому для них так важны плотностные модели начального приближения. Такие модели должны отражать общие особенности распределения плотности, а соответствующее им аномальное гравитационное поле должно в основных чертах повторять морфологию наблюденных аномалий.

С учетом этих требований разработана методика построения плотностных моделей литосферы по новой «сеточной» технологии на основе сейсмических скоростных разрезов. Методика рассмотрена на примере 4-х профилей в зоне сочленения Северного Урала и Тимано-Печорской плиты.

Плотностные модели по скоростным разрезам

Информационная база плотностной модели начального приближения включает три составляющие: поля времен по профилям ГСЗ и соответствующие им двумерные скоростные разрезы земной коры, эмпирическую корреляционную зависимость «плотность-скорость» и карты гравитационного поля в редукции Буге (в цифровом виде).

Проанализированы поля времен первых вступлений продольных волн и построены скоростные разрезы земной коры по Красноленинскому профилю ГСЗ и фрагментам геотраверсов: Агат-2, Кварц и Рубин-1. В основе примененного способа интерпретации лежит аппарат специальных полей времен и алгоритм решения по ним обратной кинематической задачи, в котором волны в первых вступлениях рассматриваются как рефрагированные (Мишенькина, Шелудько, Крылов, 1983). По данному алгоритму составлена модифицированная программа «Invers», предназначенная для вычисления матрицы специального вида функции скорости $V_P(x,z)$. С

использованием одного из вариантов схемы интерполяции (преимущественно триангуляции с линейной интерполяцией) построены сеточные «грид» файлы и соответствующие разрезы в изолиниях скорости.

Пересчет интервальных скоростей в плотности выполнялся по корреляционной кусочно-линейной зависимости «плотность-скорость», полученной на основе решения линейной обратной задачи гравиметрии по рассматриваемым профилям (Цидаев, Фадеева, Бызов, 2011):

$$\sigma(V) = \begin{cases} V - 0{,}05, & V < 2{,}35 \\ 0{,}113 \times V + 2{,}034, & 2{,}35 \le V < 5 \\ 0{,}2 \times V + 1{,}6, & 5 \le V < 7{,}75 \\ 0{,}25 \times V + 1{,}3 & 7{,}75 \le V < 8{,}4 \end{cases}$$

Подошва осадочного чехла характеризуется резким изменением скоростей в диапазоне от $V \in (2{,}2; 4)$ до $V \in (5{,}0; 6{,}0)$ км/с (Новоселицкий, Проворов, Шилова, 1985; Егоркин, 1991). Положение предполагаемой кровли мантии определялось скоростными уровнями 7,75 – 8,25 км/с (по скачку скорости или ее градиента) с привлечением имеющихся данных по опорным отраженным, обменным и головным волнам. Из-за ограниченной длины годографов построить разрез верхней мантии в изолиниях скорости не представляется возможным. Поэтому начальная скоростная модель верхней мантии составлена формально в виде однородных блоков, параметры которых задавались с учетом информации по первым вступлениям и уточнялись при решении прямой задачи гравиметрии.

Прямая задача гравиметрии для двумерных плотностных моделей рассчитывалась по специально разработанной программе «*V*-σ-CALC» для скоростных сеточных матриц с учетом кусочно-линейной зависимости «плотность-скорость». По каждому скоростному интервалу строилась часть плотностной матрицы, и вычислялся прямой гравитационный эффект объединенной матричной модели до глубины 80 км. При этом никакого дополнительного деления области на слои и блоки с постоянными плотностями не требуется.

Дополнительная геолого-геофизическая информация по профилям формализуется через физический параметр плотности, оцифровывается в заданном масштабе и включается в плотностные «грид-файлы» для последующих вычислений. Для выравнивания расчетного поля за пределами профиля модель продолжается двумя бесконечными полупластами с плотностями левого и правого краев двумерного разреза. Эффективность предложенного вычислительного алгоритма сделала возможным использовать интерактивную схему метода подбора для решения обратной задачи гравиметрии в реальном режиме времени.

По плотностным матрицам программа «LITOS» создает «грид» файлы распределения масс вертикальных столбов и файл литостатического давления до заданной глубины. Дополнительное граничное условие изостатической уравновешенности на глубине дает возможность при моделировании наметить контуры блоков компенсирующих масс и оптимизировать в них искомое распределение плотности (Мартышко и др., 2011).

В процессе моделирования анализировался гравитационный эффект от отдельных частей разреза: осадочного чехла, консолидированной земной коры и верхней мантии. Как правило, расчетное поле консолидированной коры соответствует наблюденным аномалиям Буге и повторяет морфологию распределения средней коровой скорости вдоль исследуемых профилей. Гравитационный эффект осадочного чехла компенсируется глубинными массами ниже границы М. Контуры мантийных блоков определялись по остаточным аномалиям гравитационного поля и уточнялись по характеру изменения аномалий литостатического давления на глубине. Плотность в мантийных блоках подбиралась в процессе решения линейной обратной задачи гравиметрии с учетом дополнительного условия изостатической компенсации на глубинном гипсометрическом уровне 80 км.

На рис. 1 (цветная вкладка) представлены двумерные плотностные модели на-

чального приближения земной коры и верхней мантии до глубины 80 км. Расчетное гравитационное поле моделей сопоставлено с наблюденными аномалиями Буге. Морфологическое сходство двух кривых вполне приемлемо на качественном уровне интерпретации. Легко можно добиться и количественного соответствия аномальных полей двумерных плотностных моделей. Невыбранные остатки гравитационных аномалий служат исходной информацией при решении нелинейной обратной задачи гравиметрии, опирающейся на двухэтапный метод автоматизированного подбора (Цирульский, Никонова, Федорова, 1980). Если же имеются весомые основания для привлечения дополнительной информации структурно-геологического плана, то ее можно учесть, вводя модельные фрагменты плотностных неоднородностей с последующим их уточнением на основе итерационного метода решения прямой задачи гравиметрии (Дружинин и др., 2000а).

Трехмерная плотностная модель начального приближения

Для успешной разработки эффективных алгоритмов трехмерного плотностного моделирования изначально требуется специфическая организация входных количественных данных. В рамках трехмерного подхода интерпретатор сталкивается с двумя принципиальными проблемами: введение поправки за трехмерное распределение плотности и устранение краевого эффекта затухания поля за пределами исследуемого региона.

Использование двумерных плотностных моделей для перехода к трехмерной конфигурации не требует высокоточного подбора гравитационного поля по отдельно взятым профилям. Вполне достаточно качественного совпадения расчетного поля разреза с реальной проекцией на профиль трехмерных аномалий наблюденного поля. По разрозненным профильным сечениям невозможно воссоздать реальную конфигурацию аномальных объектов в трехмерном пространстве. Как следствие, неизвестны и поправки в гравитационный эффект за трехмерное распределение плотности. Для изометрических тел приповерхностного залегания этот поправочный коэффициент весьма значителен. Так в ходе вычислительных экспериментов для моделей глубинного строения земной коры северо-восточной части Восточно-Европейской плиты (Костюченко, Романюк, 1997) и северной части Среднего Урала (Дружинин и др., 2000а) установлено, что поправка в гравитационный эффект за трехмерность модельных объектов достигает на некоторых профилях 100 и более процентов. Хотя подобные количественные оценки, на наш взгляд, кажутся несколько завышенными, подобное обстоятельство требует ревизии устоявшейся методики трехмерного моделирования с использованием профильных данных.

Аномальные гравитационные эффекты вычисляются на уровне фонового поля «нормальной» модели, неоднородной только по глубине. В таком случае расчетное поле будет постоянной величиной. Для исключения краевого эффекта затухания фонового поля необходимо адекватное пространственное продолжение аномалиеобразующих масс за внешние границы модельной области. Один из способов продолжения – увеличение длин расчетных профилей для двумерных плотностных моделей (Дружинин и др., 2000б). Если доступна информация для более обширного региона, то это снимает часть вопросов, хотя и значительно увеличивает объем подготовительных вычислений. Однако удлинение профилей не решает проблему в трехмерном варианте. В условиях практического отсутствия информации необходимо выполнить параметризацию масс законтурных блоков с привязкой к профильным значениям. Подобная процедура трудно формализуема и даже в случае ее успешной реализации приводит к перекосу фонового поля и образованию ложных краевых аномалий по контуру модельного планшета.

Одним из возможных вариантов работы с 2D-данными является сведение их на единый координатный цифровой планшет, например, планшет карты аномалий гравитационного поля, с последующей интерполяцией этих данных в межпрофильное про-

странство. Оптимальный путь перехода к технологии трехмерного моделирования – преобразование двумерного распределения плотности вдоль профильных сечений в формат сеточных функций. Инструментом технологической поддержки является лицензионный пакет Golden Software программ Grafer, Surfer и Voxler.

Граничные файлы формата (.bln) задают положение каждого из профилей на цифровом планшете карты гравитационного поля. Им сопоставляется набор стандартных сеточных файлов формата (.grd) двумерных плотностных моделей. Таким образом происходит переход от двумерного массива координат вдоль профильных сечений (с учетом их кривизны) к трехмерному координатному массиву объемной модели. Программа визуализации экспортирует данные как трехмерный «грид-файл» пакета Voxler и восстанавливает пространственное расположение профильных разрезов (рис. 2, цветная вкладка).

Далее происходит процесс заполнения ячеек сеточного куба интерполированными значениями плотности (Цидаев, 2011). Было решено использовать две интерполяционные схемы пакета Surfer: метод обратных расстояний с большим (3 и более) степенным показателем и метод триангуляции с линейной интерполяцией. Первый метод сориентирован на восстановление изометрии пространственного положения локальных объектов, второй – на обрисовку протяженных линейных структур по их профильным подсечениям. Интерполяция выполняется по отдельным горизонтальным слоям. Мощности слоев определяются шагом дискретизации по оси глубин, количество слоев – на единицу меньше количества дискретов разбиения. Результатом работы программы интерполяции является пакет сеточных «грид-файлов», содержащих горизонтальные слои четырехмерного (x, y, z, σ) куба, и XML-файл, в котором каждому слою сопоставлена глубина, на которой он расположен. Эти файлы служат исходными данными для программы визуализации пакета Voxler (рис. 3, цветная вкладка).

Построенный «цифровой куб» представляет собой трехмерную плотностную модель начального приближения для заданного участка площади и доступен для редактирования с возможностью получения информации по любому сечению вдоль образующей кривой граничного файла в формате (.bln). На его основе возможно построение карт горизонтальных срезов и структурных карт рельефа опорных плотностных границ.

На рис. 4 (цветная вкладка) представлены сечения вдоль профилей Рубин-1, Краснoленинский и Кварц, построенные по граничным BLN-файлам.

Для перехода непосредственно к задаче трехмерного гравитационного моделирования необходимо обеспечить продолжение масс за боковые грани плотностного куба и выбрать закон распределения фоновой плотности (плотности относимости) «нормальной» модели. Послойная организация сеточных «грид-файлов» интерполированной плотности позволяет автоматизировать алгоритм требуемых вычислений. В качестве фоновой плотности принимается плотность «нормальной» модели, зависящая только от глубины. Ее можно получить, усредняя сеточные функции интерполированной плотности по каждому слою цифрового «куба». Такую плотность условно можно назвать гидростатической. Полученная закономерность изменения средней плотности с глубиной распространяется и на законтурное пространство. В этом случае вычисленное гравитационное поле «нормальной» модели (фоновое поле) будет постоянной величиной, а аномальная часть гравитационного поля всегда отнесена к нулевому уровню. Краевой эффект продолжения масс во внешность слоя равен амплитуде гравитационной ступени на границе образующего контура. Амплитуда гравитационной ступени пропорциональна разности между фактической плотностью внутри слоя и ее усредненным значением во внешней области. Чем меньше толщина слоя (шаг дискретизации по оси глубин), тем меньше величина краевых аномалий.

Как правило, знак этих аномалий меняется случайным образом при переходе от слоя к слою. Сумма по всем слоям дает статистически усредненную оценку минимального краевого эффекта.

На рис. 5 (цветная вкладка) приведены расчетные аномалии гравитационного поля в двумерном и трехмерном вариантах.

Предложенная организация входной количественной информации и трехмерная плотностная модель, построенная в виде послойного цифрового куба, допускают применение высокоэффективных автоматизированных алгоритмов решения прямых и обратных задач гравиметрии, не требующих вмешательства интерпретатора на этапе формализованных вычислений.

Заключение

Построение трехмерных плотностных моделей по профильным сейсмическим разрезам и заданным на площади аномалиям гравитационного поля составляют предмет гравитационного сейсмоплотностного моделирования. Предложена технология преобразования скоростных разрезов в двумерные плотностные матрицы. Разработан алгоритм трансформации двумерных часовых массивов в формат послойных сеточных функции трехмерного плотностного куба.

Результаты трехмерного моделирования по сеточной технологии позволили выделить ряд характерных особенностей в распределении взаимоувязанных плотностных и скоростных параметров в земной коре и верхней мантии в зоне сочленения Северного Урала и Тимано-Печорской плиты.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта 12-И-5-2065 фундаментальных исследований УрО РАН.

Литература

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

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

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118–135.

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

Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–32.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Особенности построения плотностных моделей литосферы при условии изостатической уравновешенности // Международная конференция «Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича». Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 251–254.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1983. С. 140–152.

Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. Свердловск: АН СССР, 1985. 132 с.

Цидаев А.Г. Опыт построения трехмерных плотностных моделей по сейсмическим данным // Двенадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь, 2011. С. 280–283.

Цидаев А.Г., Фадеева Н.В., Бызов Д.Д. Об одном методе решения линейной обратной задачи гравиметрии // Международный научный семинар «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей им. Д.Г. Успенского». 38-я сессия. Пермь, 2011. С. 288–291.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Методические рекомендации. // Свердловск: ИГФ УНЦ АН СССР, 1980. 136 с.

УДК 551.24: 550.83 (574.13)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ПО ЗИЛАИРСКОМУ РЕГИОНАЛЬНОМУ ПРОФИЛЮ № 4[*]

Светлакова А.Н., Пучков В.Н. – Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа

Аннотация. В работе дана альтернативная интерпретация регионального профиля № 4 (ОАО Башнефтегеофизика, 2004–2005 гг.), пройденного через юго-восток башкирской части Восточно-Европейской платформы и краевые складки Урала. Установлено сдвиговое строение Шарлыкского (Зильдяровского) выступа фундамента. В центре прогиба рифейско-вендские отложения вовлечены во взбросы и надвиги. Два надвига западной вергентности имеют особое значение и отличаются большой горизонтальной амплитудой, позволяющей квалифицировать их как шарьяжи: это Мурадымовский надвиг, ограничивающий синклинорий с запада, и Покровский надвиг в центре синклинория. Крупные разломы-надвиги восточного борта Предуральского прогиба – Шихано-Волостновский и Сюреньский, а также Мурадымовский – выполаживаются на восток и на глубине 17–18 км (7–8 с) соединяются общим детачментом.

Передовые складки, Предуральский прогиб, надвиги, детачмент.

THE RESULTS OF GEOLOGICAL INVESTIGATIONS ALONG ZILAIR REGIONAL PROFILE № 4

Svetlakova A.N., Puchkov V.N. – Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre RAS

Abstract. An alternative interpretation was suggested for the regional profile Zilair № 4 (Bashneftegeofizika, 2004–2005), made across the Southwestern area of the Bashkirian part of the East European platform and foreland folds of the Urals. A wrench fault structure of the Sharlyk (Zildyarovo) uplift of the basement was proposed. In the centre of the basin the Riphean-Vendian sediments were affected by thrusting. Two west-vergent thrusts are of a greatest importance and have big horizontal amplitudes, permitting to qualify them as nappes. These are: Muradymovo thrust, marking the western boundary of the synclinorium, and Pokrovsky thrust in the centre of the synclinorium. Big thrusts of the eastern limb of the Preuralian foredeep – Shikhano-Volostnov and Suren, and also Muradymovo foreland folds – acquire gradually a gentler eastward dip at the depth of 17–18 km (7–8 s) and are connected with a general detachment.

Foreland folds, Preuralian foredeep, thrusts, detachment.

Введение

Сейсмический региональный профиль № 4 имеет протяженность 360 км (рис. 1). Он пересекает крупные структуры первого порядка: восточную окраину Русской платформы, Предуральский прогиб, передовые складки Урала, Зилаирский синклинорий, антиформу Уралтау. Профиль отработан силами ОАО Башнефтегеофизика в системе других региональных субширотных и субмеридиональных профилей, отработанных по Государственной программе изучения глубинного строения региона. Часть профилей была нами ранее проанализирована, переинтерпретирована и представлена в печати (Светлакова и др., 2010). В задачу настоящих исследований входило проведение повторной интерпретации сейсмического материала по региональному профилю № 4 с целью уточнения структуры Зильдяровского выступа и положения Мурадымовской и Покровской пластин в Зилаирском синклинории в связи с появлением новых геологических данных, которые не были учтены производственниками. Полевые работы на профиле проводились силами ОАО Башнефтегеофизика сейсморазведкой МОГТ-2D, на 192-канальной телеметрической станции, 48-ми кратным сейсмопрофилированием МОГТ, расстояние между каналами 50 м. Источниками возбуждения были вибраторы, располо-

[*] Геологическая интерпретация штрихового сейсмического поля, соответствующего дискретной модели среды (довендские отложения в Предуральском прогибе и комплексы Уральской складчатой системы), далеко неоднозначны. Это относится и к данной работе. (Примеч. ред.)

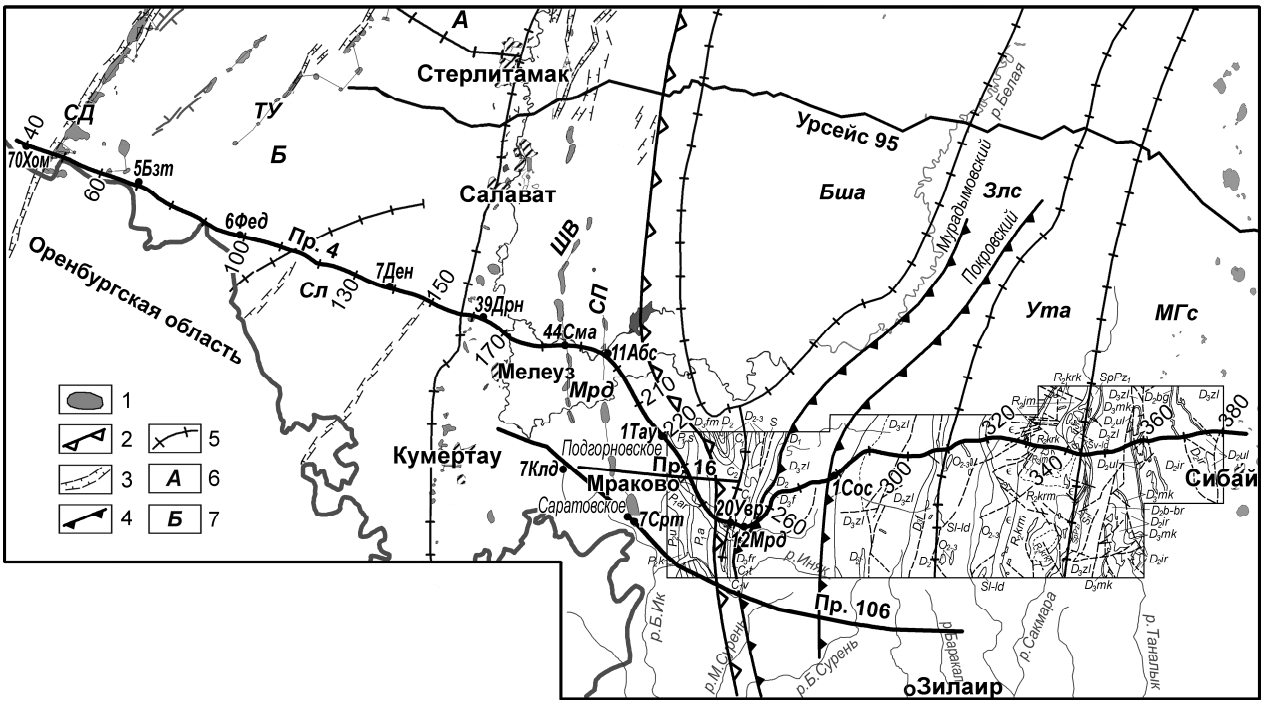


Рис. 1. Обзорная карта:
1 – месторождения нефти и газа и зоны нефтегазоносных структур, расположенные линейно (*ШВ* – Шихано-Волостновская, *СП* – Саратовско-Подгорновская); 2 – граница Западно-Уральской зоны складчатости; 3 – грабенообразные прогибы (*СД* – Сергеевско-Демский грабен, *ТУ* – Тавтиманово-Уршакский грабен); 4 – надвиги; 5 – тектонические регионы (*Сл* – Салмышская впадина, *Мрд* – Мраковская депрессия (восточная часть Предуральского прогиба), *Бша* – Башкирский антиклинорий, *Злс* – Зилаирский синклинорий, *Ута* – антиклинорий Урал-Тау, *МГс* – Магнитогорский синклинорий); 6 – Камско-Бельский авлакоген; 7 – Серноводско-Абдулинский авлакоген

женные через 100 м, длительность полевой записи – 16 с, обеспечивающая регистрацию отражений от поверхности кристаллического фундамента и глубже. Дискретность записи 2 мс.

Цифровая обработка и интерпретация сейсмических материалов производилась на комплексе SUN ENTERPRISE 3 500 с использованием пакетов программ Geovecteur и Landmark.

Методика выделения тектонических контактов была изложена в прошлой статье (Светлакова и др., 2010). Работы проводились в тесном сотрудничестве, в полном согласии и одобрении со стороны геофизиков ОАО Башнефтегеофизика.

Строение юго-восточной окраины Русской плиты

Сейсмический региональный профиль № 4 имеет протяженность 360 км (рис. 1). Первые 120 км профиль проходит по слабодеформированной части платформы, и здесь картируется Зильдяровский выступ фундамента, на пикетах 65–90 км, на глубине 4,5 км. Выступ ограничен с запада и с востока Серноводско-Абдулинским авлакогеном (он как бы выдвинут в авлакоген с юга). На поверхности фундамента залегают отложения нижнего рифея, причем кровля калтасинской свиты нижнего рифея подвергнута предвендскому размыву. Мощность верхнерифейских отложений на этом участке достигает 3 км. По всей видимости, Зильдяровский выступ является продолжением Шарлыкского, осложняющего северо-восточную часть Оренбургской вершины свода. Четкая сейсмическая запись разломов, падающих навстречу друг другу, подтверждает, что это структура выжимания (рис. 2).

К Зильдяровскому выступу с востока примыкает Фёдоровское поднятие (пикеты 98–112 м) на глубинах минус 6,0–6,5 км. Между ними прослеживается тектоническое нарушение – сдвиг, который четко выделяется в виде субвертикальных нару-

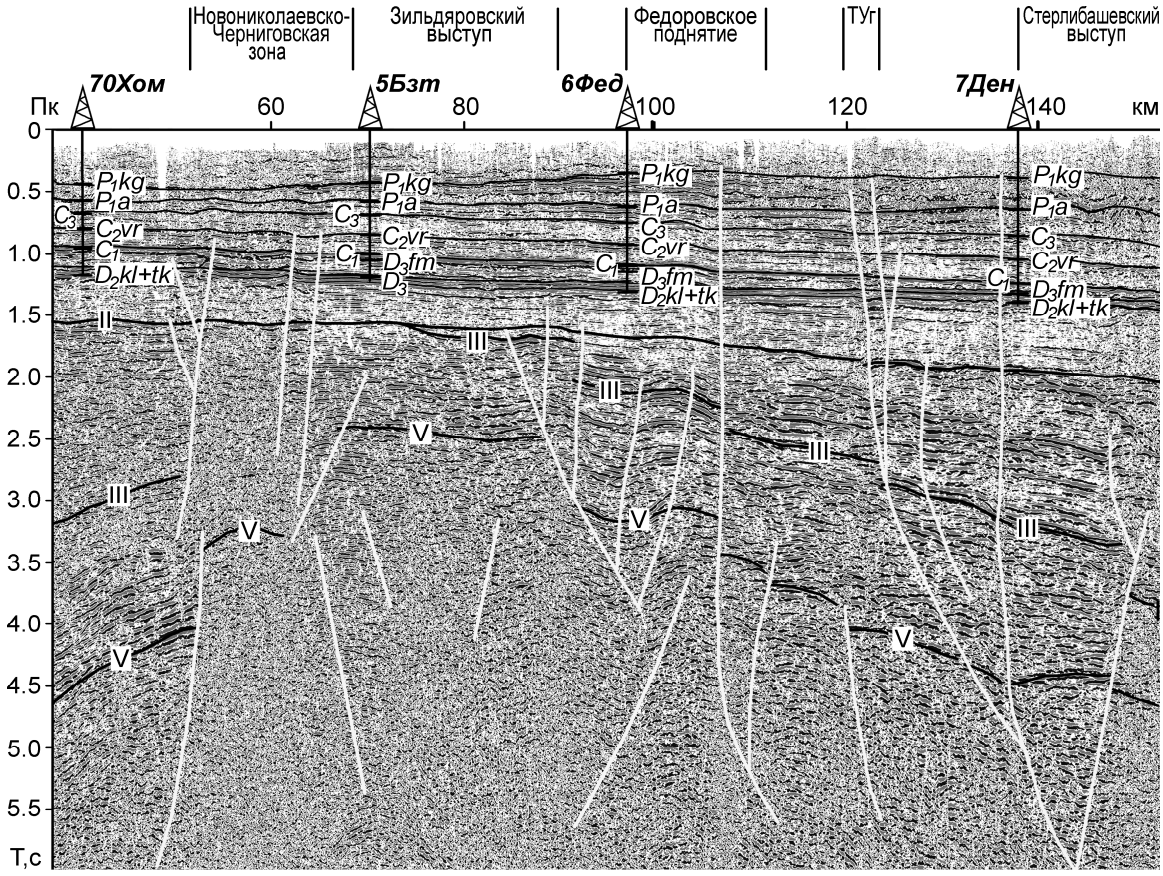


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза по региональному профилю в районе Зильдяровского выступа фундамента. Индексы стратиграфических подразделений: P_1kg – кунгурский ярус нижней перми; P_1a – артинские отложения нижней перми; C_3 – верхний карбон; C_2vr – верейский горизонт московского яруса среднего карбона; C_1 – нижний карбон; D_3fm – фаменский ярус верхнего девона; D_2kl+tk – клинцовский и тукаевский горизонты среднего девона. Отражающие горизонты, приуроченные к кровле: III – верхней карбонатной толщи калтасинской свиты нижнего рифея; V – дорифейского фундамента. Отражающий горизонт II – межсистемная поверхность несогласия, типа «кровельного среза», совпадающая часто с подошвой вендских образований

шений корреляции, осложнённых оперяющими сейсмическими аномалиями (рис. 2).

Строение Предуральского прогиба

На восток от Фёдоровского поднятия кровля фундамента ступенеобразно погружается в Предуральский прогиб (рис. 2, 3). На пикетах 138–150 км выделяется Стерлибашевский выступ фундамента в виде клина на глубинах 10–11 км. Клиновидный характер выступа формируется разломами, хорошо читаемыми на сейсмической записи. На участке (пк 120–140 км) происходит резкое возрастание мощности рифейских и частично вендских отложений.

Вендские отложения, подошву которых контролирует отражение II, можно проследить далеко на восток, в пределы передовых складок. Отложения выделяются прозрачным характером сейсмической записи, светлым слоем на фоне интенсивной записи от всех других докембрийских отложений, поскольку толща сложена однообразными в скоростном отношении образованиями (рис. 3).

В рифейских отложениях наиболее четко выделяется отражение от калтасинской свиты, кровля которой сложена доломитами, обладающими большими, «базальтовыми» скоростями до 6,7 км/с (Кухаренко и др., 1978). На 155 км от начала профиля отмечается флексурообразный перегиб палеозойских и рифейско-вендских отложений, который обозначает погружение слоев в Предуральский прогиб (рис. 3). Структурный план палеозойских отложений в прогибе лучше зафиксирован

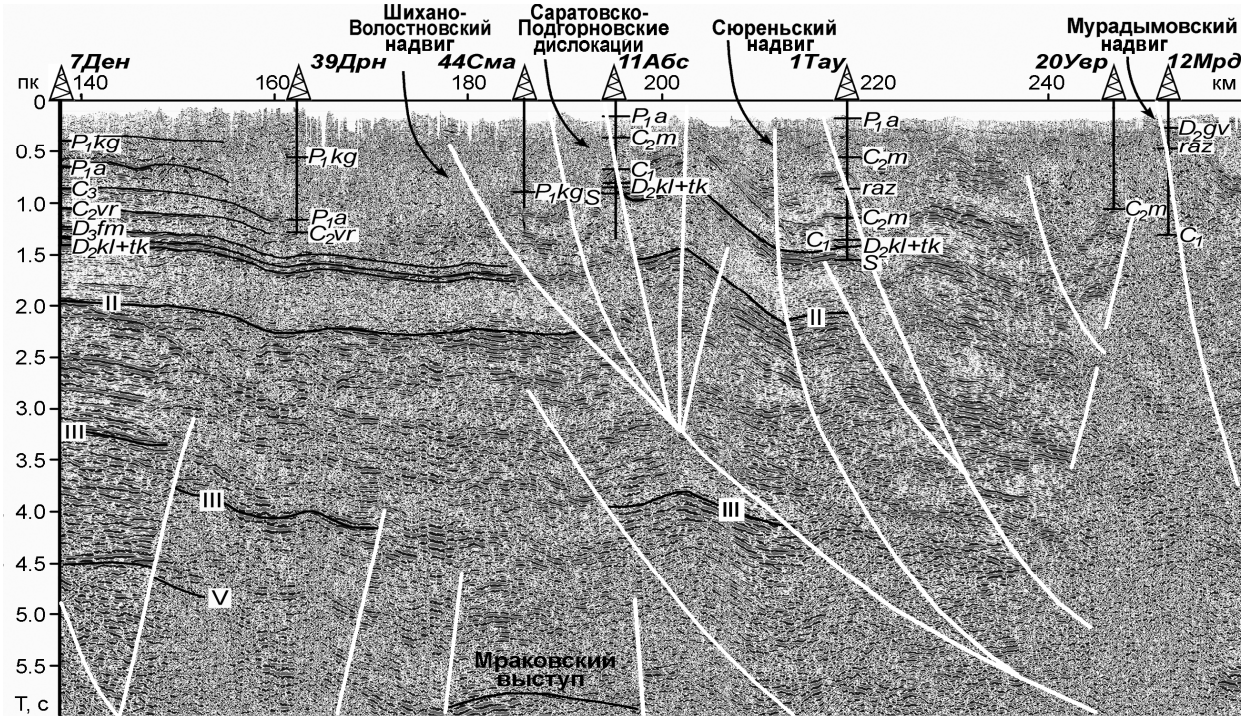


Рис. 3. Временной сейсмический разрез по профилю № 4. Условные обозначения см. рис. 2

на параллельном сейсмическом профиле № 106, отработанном в 1985–1986 гг. (рис. 1 и 4). Рифейские и вендские отложения бурением в прогибе не вскрыты, сейсмическая запись показывает, что отложения рифея и венда, совместно с палеозойскими породами, участвуют в надвиговых и складчатых дислокациях.

На восток от Стерлибашевского выступа на профиле № 4 четкое отражение от кровли фундамента наблюдается далеко в пределах восточного борта Предуральского прогиба – это Мраковский выступ фундамента на пикетах 178–195 км, на глубинах 14–15 км (T = 6 с), и Сюреньский вы-

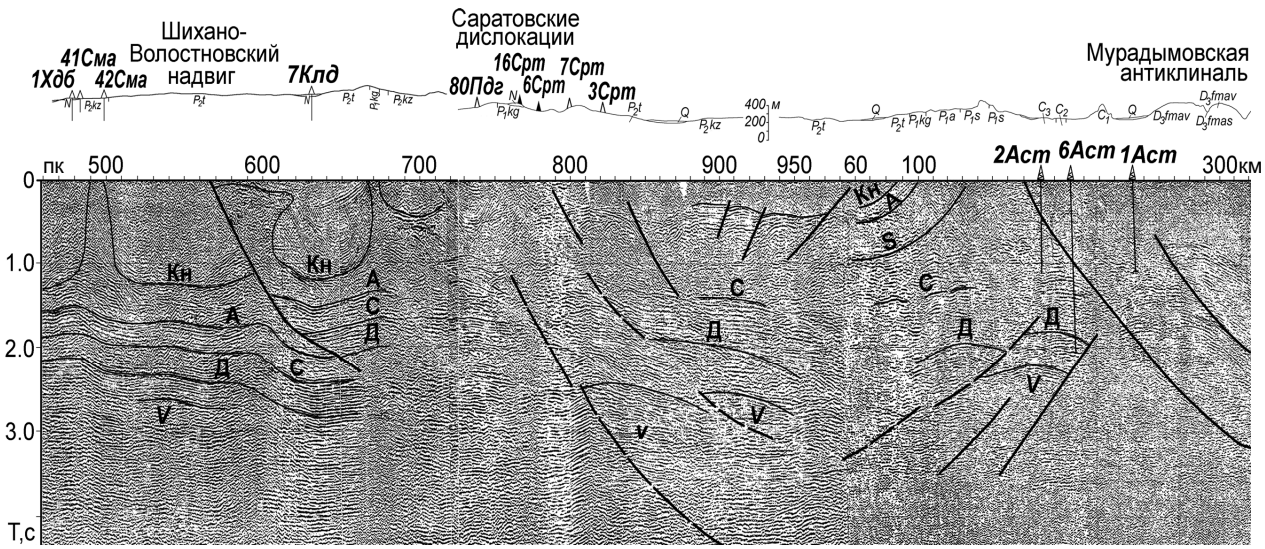


Рис. 4. Временной сейсмический разрез по профилю № 106. Отражающие горизонты, приуроченные к кровле: Кн – кунгурских отложений нижней перми, А – артинских отложений нижней перми; S – сакмарских отложений нижней перми; С – отложений карбона; Д – отложений франского яруса верхнего девона

ступ на пикетах 210-230 км (глубина 17 км, время T = 7 с) (рис. 5).

Восточный борт прогиба, область передовых складок Урала, начинается с Шихано-Волостновского надвига, полого падающего на восток с пикета 175 (рис. 3, 4). Нарушение с запада ограничивает блок, в котором артинские, каменноугольные и девонские отложения приподняты и надвинуты на платформенные отложения того же возраста (см. рис. 4). Восточнее, на пк 190–210 км, прослеживаются Саратовско-Подгорновские дислокации, также ограниченные надвигами. С надвигами сопряжены месторождения углеводородов: Волостновское, Саратовское и Подгорновское. Еще восточнее наблюдается пологий Сюреньский надвиг, с которым сопряжена Таушская структура. Все эти надвиги выполаживаются на восток и соединяются в одну зону скольжения – детачмент на временной отметке 7–8 с (примерно 17–18 км) на расстоянии около 350 км. Они осложнены оперяющими разломами западной и восточной вергентности, которые все вместе формируют клиновидные структуры в палеозойских и рифейско-вендских отложениях.

На глубине, на времени 4,0 с, (пк 200 км) этим дислокациям отвечает взброс, возможно, по калтасинским доломитам (отражающий горизонт III, рис. 3, 5).

Участок от Сюреньского разлома до Мурадымовского – это «переходная зона», где отмечается смена вергентности структур и разломов с западной на восточную (см. рис. 3, 4, 5). Кроме того, здесь, возможно, существует зона сдвига. На это указывает нарушение корреляции (прослеживаемости) Сюреньского и Шихано-Волостновского разломов (рис. 5, 6, пикеты 250–258 км).

Строение Зилаирского синклинория

Структура Зилаирского синклинория представляет собой синформу, осложненную тектоническими покровами, надвигами и сопряженными с ними складчатыми деформациями. Основная часть структуры сложена граувакковым флишем зилаирской свиты, или серии фамен-турнейского возраста (D_3 *fm*-C_1t). Подошва этого флиша четко прослеживается хорошим отражением на пикетах 270–280–290 км, ундулируя на времени от 2-х до 3-х с. Западнее пикета 270 км отражение резко воздымается вверх до уровня 1 с, где выполаживается

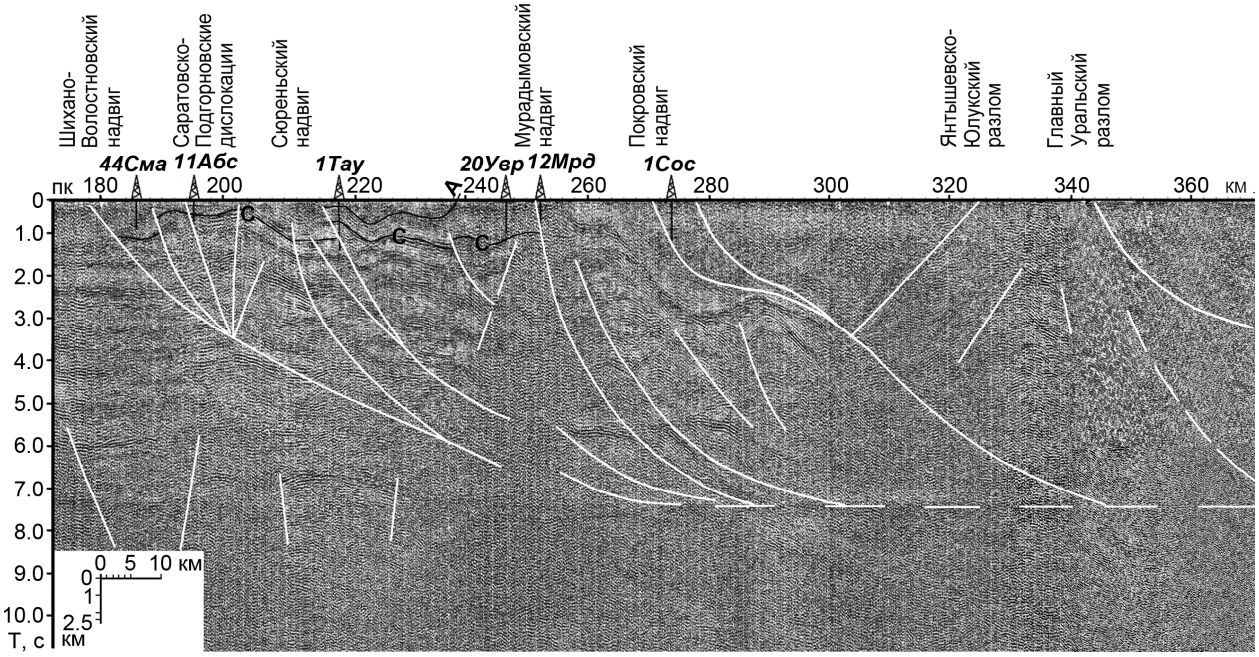


Рис. 5. Временной сейсмический разрез по профилю № 4 (фрагмент, восток):
А – граница выхода на поверхность кунгурских и артинских отложений; С – отражающий горизонт, приуроченный к кровле отложений карбона; 1 с приблизительно соответствует 2,5 км

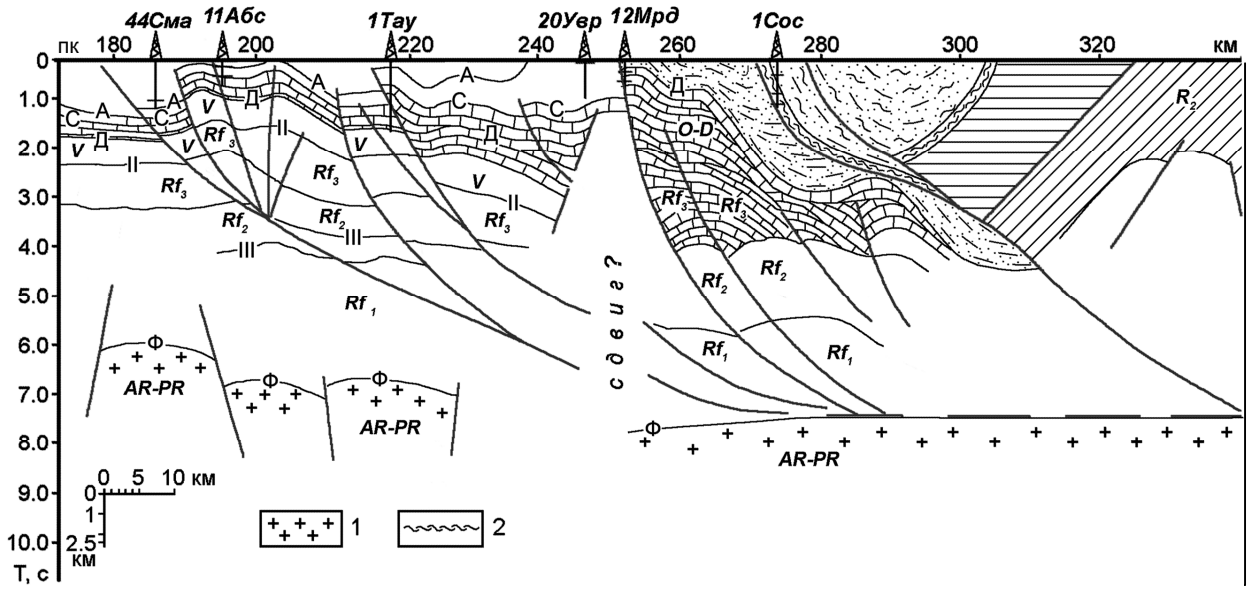


Рис. 6. Геологическая интерпретация фрагмента временного разреза по профилю № 4. Отражающие горизонты, приуроченные к кровле: А – артинских отложений нижней перми; С – отложений карбона; Д – отложений девона; III – верхней карбонатной толщи калтасинской свиты нижнего рифея. Отражающий горизонт II – межсистемная поверхность несогласия, типа «кровельного среза». Индексы стратиграфических подразделений: *V* – отложения венда; Rf_1, Rf_2, Rf_3 – нижне-, средне- и верхнерифейские отложения; *AR–PR* – кристаллический фундамент. 1 – кристаллический фундамент; 2 – ибрагимовский горизонт (D_3frib). Остальные условные обозначения см. рис. 1

на глубине 2–2,5 км. Вглубь разреза, отмечаются слоистые карбонаты, мощностью до 6 км, которые сменяются рифейскими отложениями. На восток от пикета 290 км наблюдается Покровский разлом, который выполаживается на времени около 3–3,5 с (на глубине примерно 7,5–8,0 км), затем вновь погружается до глубин, вероятно, 17–18 км. Вторая четкая сейсмическая граница – это рифейские породы на времени 5–5,5 с (глубина 12–13 км, пикет 260–290 км). Чрезвычайно важно подчеркнуть, что на западном борту синклинория палеозойские (ордовикско-франские) отложения, подстилающие зилаирскую свиту, представлены мелководными (шельфовыми) терригенно-карбонатными толщами Бельской структурно-фациальной зоны, причем сама зилаирская свита уже в автохтоне под западным краем её распространения замещается маломощными карбонатными отложениями фамена-турне (скв. *6Аст*). В восточном же борту синклинория палеозойские отложения, подстилающие зилаирскую свиту, представлены преимущественно терригенными и отчасти кремнисто-терригенными толщами суванякского комплекса, содержащими органические остатки (хитинозои, граптолиты, конодонты) ордовика-девона (Puchkov et al., 2002; Артюшкова и др., 2003; Мавринская, Якупов, 2009). По своим признакам они могут быть отнесены к Лемвинской структурно-фациальной зоне. В основании зилаирской свиты здесь практически непрерывно прослеживается горизонт кремнистых отложений, названный нами ибрагимовским, и повсеместно содержащий конодонты франа.

В 70-х–начале 80-х годов прошлого века этот горизонт считался силурийским и относился к бетринской свите до того момента, пока В.Н. Пучковым в них не были найдены франские конодонты. На севере Зилаирского синклинория, в 7 км южнее г. Белорецка, палеозойские отложения бельского и лемвинского типа сближаются друг с другом на минимальное расстояние и не обнаруживают фациальных перехо-

дов, что свидетельствует о значительном сближении по надвигу (рис. 7). На правом берегу р. Белой этот надвиг, по-видимому, выражен в виде необнаженной ложбины, шириной около 50 м, разделяющей девонские карбонаты (с запада) и зилаирские граувакки (с востока). Последние

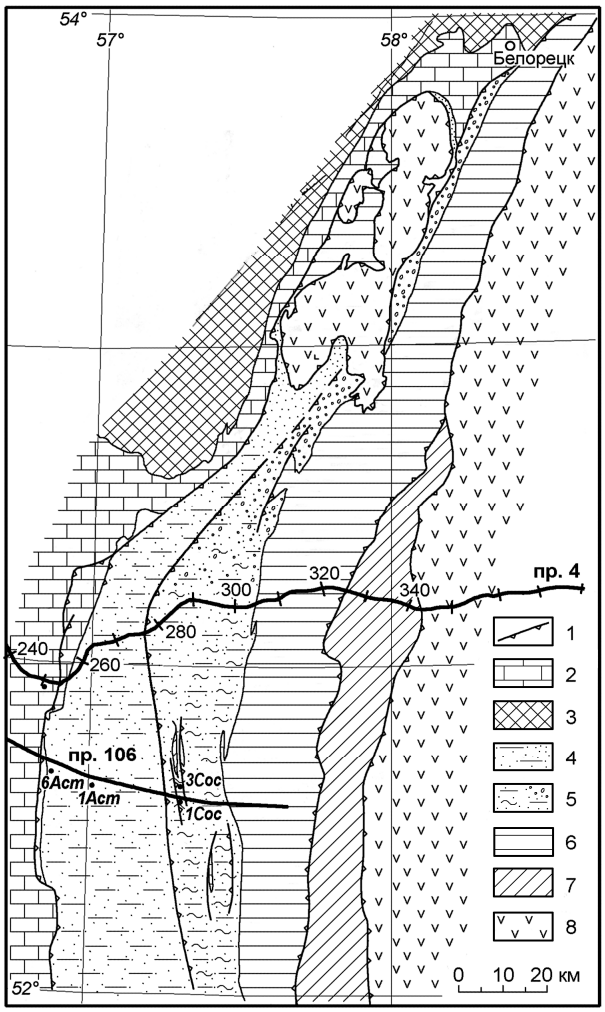


Рис. 7. Положение Покровской и Мурадымовской пластин на юге Зилаирского синклинория: 1 – надвиги (шарьяжи); 2 – шельфовый палеозой Бельского типа *(O-D$_3^1$)* – восточный борт Предуральского прогиба; 3 – докембрийский фундамент; 4, 5 – зилаирский комплекс (*D$_3$ fm-C$_1$t*): 4 – на шельфовых отложениях (Мурадымовская пластина) – западный борт Зилаирского синклинория, 5 – на батиальных отложениях (Покровская пластина); 6 – батиальный палеозой лемвинского типа *(O-D$_3^1$)* – суванякский комплекс (восточный борт Зилаирского синклинория); 7 – максютовский высокобарический метаморфический комплекс (*PR-D$_1^2$*); 8 – океанические и островодужные комплексы (*O-D$_3$*)

восточнее, в 2 км вкрест простирания в районе пос. Н. Ятва («Сланцы»), подстилаются кремнями ибрагимовского горизонта.

В оси синклинория основание зилаирской свиты наиболее погружено (по сейсмическим данным, подошва зилаирской свиты достигает в приосевой части глубин 6 км) (Bastida et al., 1997 и материалы обсуждаемого профиля). На юге и севере синклинория в его осевой части расположены синформные пакеты экзотических тектонических пластин Кракинских и Сакмарских покровов (Камалетдинов, 1974; Пучков, 2010). Среди надвигов в самой зилаирской свите и в породах её основания преобладают западновергентные, осложняющие западное крыло и центральную часть синклинория, в то время как восточновергентные развиты на восточном крыле (Alvarez-Marron et al., 2000; Bastida et al., 1997). Из них два надвига западной вергентности имеют особое значение и отличаются большой амплитудой, позволяющей квалифицировать их как шарьяжи: это западный, Мурадымовский надвиг, названный Зилаирским в работе (Bastida et al., 1997), и Покровский, названный в упомянутой работе Сосновским. Особенности надвигов выявляются, помимо изучения сейсмических материалов, также при анализе данных бурения глубоких скважин в их висячих крыльях. По данным (Камалетдинов, 1974; Светлакова, Горожанина, 2003) в типовом районе Мурадымово отложения зилаирской свиты надвинуты на опрокинутые каменноугольные отложения, а те, в свою очередь, – на девонско-турнейские карбонатные отложения, уже не содержащие зилаирской свиты в связи с её фациальным замещением. Вместе с тем, наблюдения в Мурадымовском ущелье, где основание зилаирской свиты обнажается несколько раз в связи со складчатостью и разрывными нарушениями, показывают, что эта свита согласно сменяет вверх по разрезу карбонатные палеозойские породы бельского типа через маломощное переслаивание граувакк и кремней с фаменскими конодонтами (Пучков и др., 1996).

Что же касается Покровского надвига,

то по данным бурения скважин *1Сос* и *3Сос* (Камалетдинов, 1974; Сенченко, 1977) в нижних частях разрезов зилаирской свиты этих скважин появляются кремнистые прослои, и наблюдается смена граувакк кремнями и вулканитами, отнесенными к бетринской свите силура (по современным данным, скорее всего фран). К востоку от этого надвига, хорошо видного на сейсмических профилях, среди зилаирской свиты появляются небольшие выходы кремней и кварцитов, которые М.А. Камалетдинов трактует как аллохтоны, принадлежащие офиолитовой ассоциации, а В.Н. Пучков – как пластины, сложенные породами основания зилаирской свиты (Пучков, 2011). Вне зависимости от этого, бурение показывает, что в основании зилаирской свиты в висячем крыле Покровского надвига залегают толщи лемвинского типа. Таким образом, граница между двумя фациальными типами палеозойского основания зилаирской свиты проходит по пологому Покровскому надвигу, который прослеживается на север под Кракинским аллохтоном до южной оконечности г. Белорецка и имеет значительную (но неопределимую количественно) горизонтальную амплитуду (см. рис. 6, 7).

Следует также отметить, что на пикете 287 км под висячим крылом Покровского надвига четко вырисовывается довольно крупная структура в карбонатах бельского типа. Структура расположена на глубине, порядка 6–7 км, и вполне возможна здесь залежь углеводородов (газа). На пикете 265 км, уже под Мурадымовским надвигом, тоже наблюдается небольшой перегиб карбонатов бельского типа, всего на глубине 2–2,5 км.

Все три разлома – Шихано-Волостновский, Сюреньский и Мурадымовский выполаживаются на одном уровне – около 7–8 с (примерно 17–18 км), что дает основание предполагать здесь существование детачмента. От последнего к поверхности отходят указанные разломы, и часто они раздваиваются.

Покровский разлом оперяется Янтышевско-Юлукским разломом восточной вергентности, выходящим на поверхность в районе пикета 325 км. По Янтышевско-Юлукскому разлому контактируют нижнепалеозойские отложения восточного борта Зилаирского синклинория и породы максютовского комплекса Уралтауского антиклинория.

Строение Уралтауского антиклинория

Уралтауский антиклинорий (пикеты 325–345 км) представляет собой крупный блок, расширяющийся на глубину, ограниченный с запада и востока разломами: Янтышевско-Юлукским и Главным Уральским (рис. 5, 6, 7). Антиклинорий отображается в виде несколько асимметричной положительной антиформной структуры, которая на дневной поверхности представлена метаморфическими породами. Главный Уральский разлом представляет собой тектоническую зону с падающими на восток разломами. По волновой картине сместитель Главного Уральского разлома (ГУР) не выделяется так четко, как этого можно было бы ожидать по гравитационным и магнитным данным, на которых зафиксирован резкий подъём значений гравитационного и магнитного полей, известный в геофизической литературе как «Уральский гравитационный максимум». Поверхность разлома ГУР сложена, как известно, серпентинитовым меланжем, который не может создать зеркального отражения. При выделении разломов упор делается на диффрагированные и другие «волны-помехи». Вследствие этого Покровский, Янтышевско-Юлукский и Главный Уральский разломы выделяются менее чётко, чем разломы на плитной части Русской платформы.

Заключение

Получены новые данные о строении восточных районов Восточно-Европейской платформы и краевых складок Урала. Установлено сдвиговое строение Зильдяровского (Шарлыкского) выступа фундамента, который выглядит как структура выжимания, выдвинутая в Серноводско-Абдулинский авлакоген. Уточнено строение Предуральского прогиба по глубоким горизонтам, западного и особенно восточного бортов. В центре

прогиба рифейско-вендские отложения, также как и палеозойские, вовлечены во взбросы и надвиги. Выделена переходная зона между прогибом и Зилаирским синклинорием, где наблюдается поворот вергентности структур и разломов и возможная зона сдвига.

Два надвига западной вергентности, Мурадымовский и Покровский, отличаются большой горизонтальной амплитудой, позволяющей квалифицировать их как шарьяжи. Под западными висячими крыльями этих шарьяжей можно наблюдать структуры в карбонатах бельского типа с возможными залежами углеводородов.

Крупные разломы-надвиги восточного борта Предуральского прогиба – Шихано-Волостновский и Сюреньский, а также Мурадымовский – выполаживаются на восток и на глубине 17–18 км (7–8 с) соединяются общим детачментом.

Авторы выражают благодарность руководителю Геофизической службы ОАО Башнефтегеофизика В.И. Разуваеву за предоставленные материалы и неоднократные консультации.

Литература

Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Абрамова А.Н., Маслов В.А. Новые данные о возрасте «бетринской свиты» на севере Восточно-Зилаирской зоны // Геологический сборник № 3. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 53–54.

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

Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. О возрасте суванякского комплекса зоны Уралтау // Геологический сборник № 8. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2009. С. 15–16.

Кухаренко Ю.Н., Меламед Б.М., Юнусов Н.К. Строение додевонских отложений по данным МОГТ на юго-востоке Русской платформы // Нефтегазовая геология и геофизика. 1978. № 2. С. 28–32.

Пучков В.Н., Пазухин В.Н., Барышев В.Н. Новые данные по стратиграфии зилаирской серии (Ю. Урал) // Ежегодник-1995. Уфа, 1996. С. 34–41.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В.Н. Снова о том же (Ответ на статью М.А. Камалетдинова) // Геологический сборник № 9. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2011. С. 151–152.

Светлакова А.Н., Горожанина Е.Н. Строение Зилаирского синклинория и зоны его сочленения с Предуральским прогибом по сейсмическим данным // Геологический сборник № 3. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 15–16.

Светлакова А.Н., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Типы и роль разломов в строении юго-восточной окраины Русской платформы по новым сейсмическим данным // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 45–58.

Сенченко Г.С. Сверхглубокая скважина в Зилаирском синклинории на Южном Урале // Советская геология. 1977. № 7. С. 98–105.

Alvarez-Marrón J., Brown D., Pérez-Estaún A., Puchkov V., Gorozhanina Y. Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 175–191.

Bastida F., Aller J., Puchkov V.N. et al. A cross-section through the Zilair nappe (southern Urals) // Tectonophysics. 1997. V. 276. No 1–4. P. 253–263.

Puchkov V., Brown D., Juhlin C., Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. AGU Geophysical Monograph Series. 2002. V. 132. P. 9–32.

УДК: 550.38

ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕННОГО МАГНИТНОГО ШУМА НА ГЕОМАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

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

Аннотация. Показано, что техногенный магнитный шум при спокойной или слабо возмущенной магнитосфере может заметно влиять на результаты измерения геомагнитного поля магнитными обсерваториями, расположенными относительно недалеко от крупных городов и промышленных центров. Предложены основные критерии для различия техногенного магнитного шума от геомагнитных вариаций.

Геомагнитная активность, техногенный магнитный шум.

INFLUENCE OF TECHNOGENIC MAGNETIC NOISE ON GEOMAGNETIC MEASUREMENTS

Sokol-Kutylovskii O.L., Tyagunov D.S. – Institute of geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. It is shown that technogenic magnetic noise at the quiet or poorly indignant magnetosphere can influence geomagnetic measurements of the magnetic observatories located rather near to big cities and industrial centers considerably. The basic criteria for distinction technogenic magnetic noise from geomagnetic variations are offered.

Geomagnetic activity, technogenic magnetic noise.

Введение

Изучение Солнечно-Земных связей и геомагнитного поля, как источника данных о строении нашей планеты и протекающих в её недрах процессах, являются одними из фундаментальных проблем геофизики. Магнитные исследования востребованы и в повседневной жизни общества. С развитием техногенной инфраструктуры возрастает ее зависимость от возникающих аномальных явлений, связанных с поведением магнитного поля. Особую опасность представляют сильные магнитные бури, которые воздействуют на системы энергоснабжения, воздушные и космические перевозки, на здоровье людей. С быстрым ростом энергетической насыщенности промышленной и бытовой сфер, кроме геомагнитных возмущений, появилась и новая проблема – техногенный магнитный шум, который в крупных промышленных центрах сопоставим по величине с влиянием магнитных бурь.

Публикуемые в Интернете индексы геомагнитной активности являются количественной оценкой геомагнитных вариаций и используются в геофизике для контроля за состоянием магнитосферы, в технике космической связи и дальней радиосвязи на коротких волнах – для прогноза оценки прохождения радиоволн коротковолнового диапазона, в биомедицине – для предупреждения населения о магнитных бурях. По результатам измерения вариаций магнитной индукции определяются A и K индексы, характеризующие величину магнитного и ионосферного возмущений. Индекс K показывает величину геомагнитной активности за каждые 3 часа, начиная с 00:00 Всемирного координированного времени (UTC), которое соответствует ранее принятому всемирному времени (UT). При этом определяются максимальные отклонения значения индекса относительно значений для спокойного для данной обсерватории дня, и из этих данных выбирается наибольшая величина. По этой наибольшей величине вариаций магнитной индукции вычисляется значение индекса K_i. На основании индексов K находится индекс A, который представляет собой дневное среднее. Согласно (Индексы…, 2011) вычисляется он так: каждое измерение индекса K, сделанное с 3-х часовым интервалом, по специальной таблице преобразуется в эквивалентный индекс, и полученные в течение дня значения этого индекса усредняются. В результате усреднения получается

значение индекса A, который в обычные дни не превышает 100, а во время геомагнитных бурь может достигать 200 и более. Текущие значения индексов геомагнитной активности, используемые в технике коротковолновой дальней радиосвязи, постоянно публикуются на сайтах Интернета (Dx портал, 2011; Solar…, 2011; Solar-Terrestrial Data, 2011) и многих других. При этом предполагается, что основная часть геомагнитных вариаций в зоне расположения магнитной обсерватории создается магнитосферой Земли. До относительно недавнего времени это было действительно так. Но с непрерывным увеличением энергопотребления в быту и в промышленности, быстрым ростом мегаполисов, развитием всех видов городского, пригородного и междугороднего транспорта, особенно на электрической тяге, а также с расширением сети линий электропередач разного уровня, охватывающих огромную площадь поверхности Земли, давно назрела необходимость учитывать при геомагнитных измерениях электромагнитный шум техногенного происхождения.

Техногенный электромагнитный шум, создаваемый крупными городами и промышленными центрами, преимущественно сосредоточен в области частот 0,01–100 Гц и многократно превосходит по амплитуде вариации геомагнитного поля в данном диапазоне.

Критерии, позволяющие различить геомагнитное и техногенное магнитные поля

Существуют, по крайней мере, два основных критерия, по которым можно отличить техногенный магнитный шум от геомагнитных вариаций. Во-первых, это можно сделать по соотношению амплитуд короткопериодных вариаций вертикальной и горизонтальных составляющих вектора магнитной индукции, а во-вторых – по суточной цикличности амплитуды низкочастотных шумов вертикальной составляющей магнитного поля.

Поскольку основным источником геомагнитных вариаций является магнитосфера Земли, то на любую часть поверхности Земли наибольшее влияние оказывают электромагнитные волны, направление распространения которых ортогонально этой поверхности. Этому же способствует некоторая круговая симметрия магнитосферы относительно вертикали к выбранному участку поверхности. Но в такой как бы падающей сверху электромагнитной волне горизонтальные составляющие вектора магнитной индукции, как правило, должны превышать по амплитуде вертикальную составляющую вектора магнитной индукции или, в крайнем случае, могут быть примерно равны ей.

На рис. 1 показан фрагмент записи вариаций геомагнитного поля, записанный в

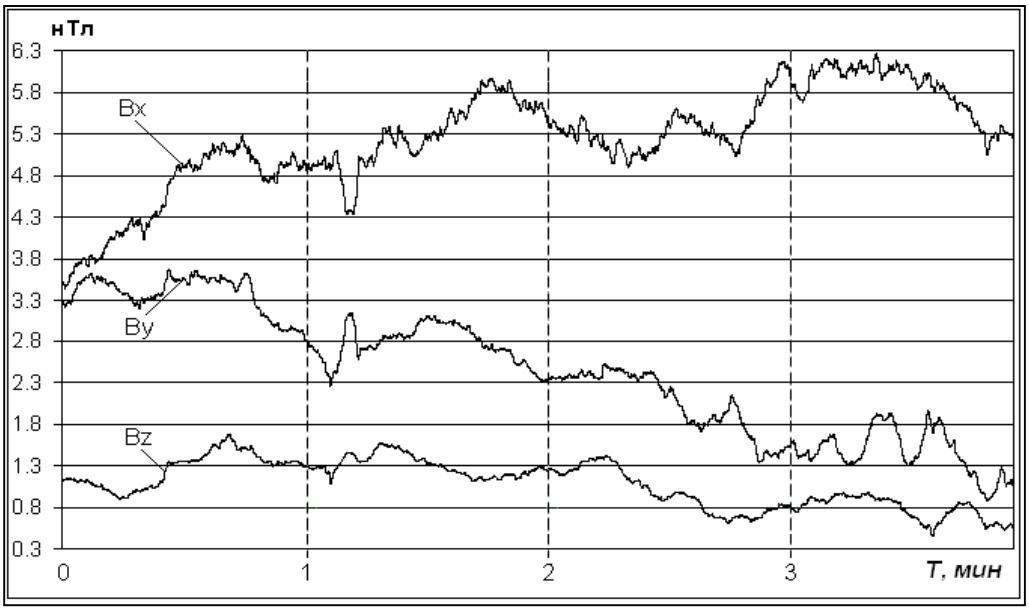


Рис. 1. Фрагмент записи измерений вариаций геомагнитного поля в Каменск-Уральском районе; B_x, B_y, B_z – компоненты магнитного поля

Каменск-Уральском районе в 100 км от Екатеринбурга. Амплитуда короткопериодных вариаций вертикальной составляющей (нижняя кривая на рис. 1) здесь явно меньше амплитуды короткопериодных вариаций горизонтальных составляющих. Аналогичная картина наблюдается и в других местах, значительно удаленных от городов.

Техногенные же источники электромагнитного поля низких частот такие, как электрический ток в линиях электропередач, блуждающие токи электротранспорта и трубопроводов расположены по большей части вдоль поверхности Земли. Создаваемая ими магнитная индукция всегда имеет преобладающую вертикальную составляющую, в то время как одна из горизонтальных составляющих (вдоль направления электрического тока) практически отсутствует, а вторая горизонтальная составляющая, ортогональная первой, на поверхности сравнительно невелика. В результате, в суммарном техногенном магнитном поле множества источников амплитуда вертикальной составляющей, как правило, превышает амплитуду горизонтальных составляющих магнитной индукции.

На рис. 2 приведен фрагмент записи магнитных вариаций на юго-западной окраине Екатеринбурга, где техногенный шум существенно выше вариаций геомагнитного поля. В данном случае видно, что амплитуда короткопериодных вариаций вертикальной составляющей магнитного поля (нижняя кривая на рис. 2) многократно превышает амплитуду горизонтальных составляющих.

Подобный критерий применялся для автоматического выделения геомагнитных вариаций от техногенного магнитного поля при магнитотеллурических исследованиях (Вишнев и др., 1988), однако там анализировались не только отношения магнитных компонент поля, но и отношения магнитных и электрических компонент.

Второй основной критерий базируется на том, что у амплитуды техногенного магнитного шума существует суточная цикличность, особенно хорошо выраженная на вертикальной составляющей магнитной индукции. Это связано с суточной цикличностью энергопотребления большинства основных источников техногенного электромагнитного шума, минимум которого приходится на интервал от полуночи до четырех часов утра по местному времени.

На рис. 3 приведена суточная запись усредненной величины техногенного магнитного шума, записанная на юго-западе Екатеринбурга. Хорошо видно, что минимум средней амплитуды магнитного шума

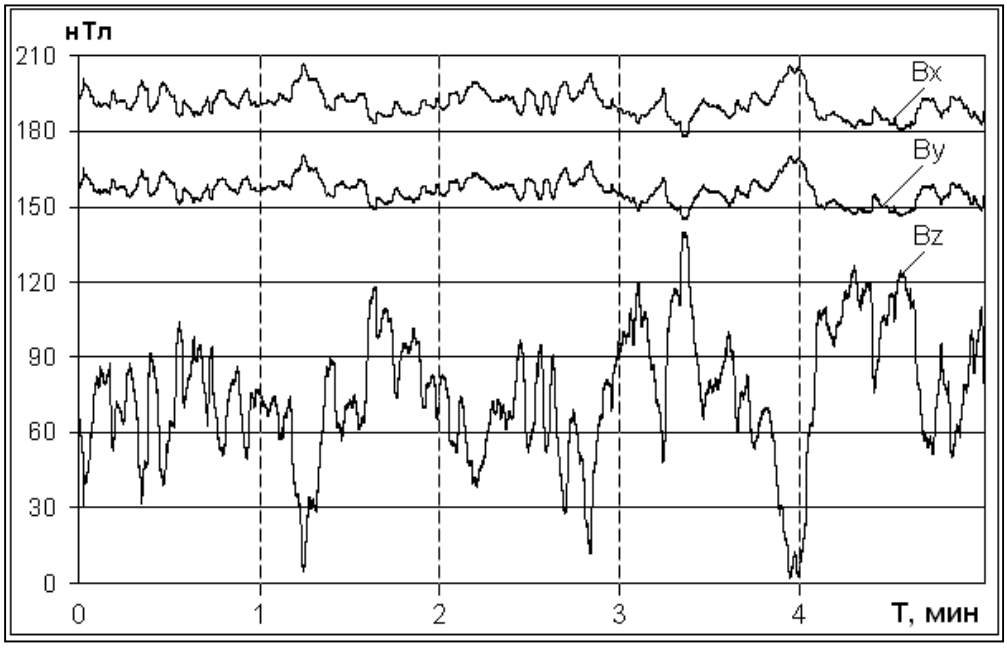


Рис. 2. Диаграммы записи составляющих индукции магнитного поля, выполненные на юго-западной окраине Екатеринбурга; B_x, B_y, B_z – компоненты магнитного поля

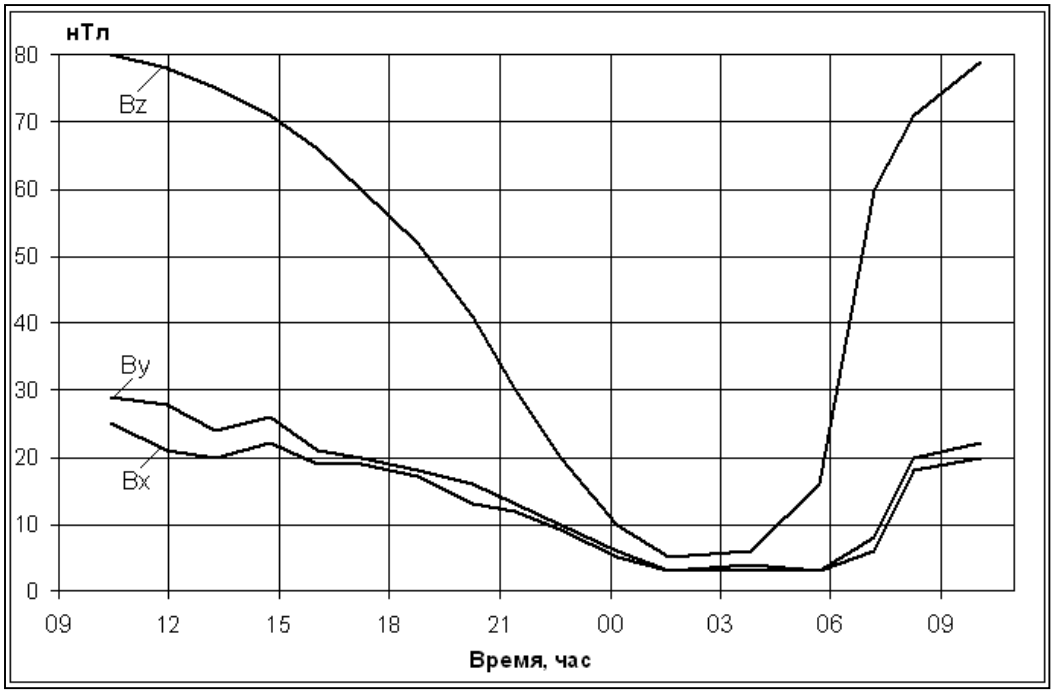


Рис. 3. Суточные измерения средней величины техногенного магнитного шума в районе юго-западной окраины Екатеринбурга (время местное); B_x, B_y, B_z – компоненты магнитного поля

приходится на указанный промежуток времени, и этот минимум особенно хорошо проявляется на амплитуде вертикальной составляющей магнитного поля (рис. 3, верхняя кривая).

В некоторых сложных случаях кроме основных критериев отличия техногенного шума от геомагнитных короткопериодных вариаций могут потребоваться и дополнительные способы определения принадлежности отдельных короткопериодных вариаций к тому или иному источнику. Эти способы заключаются в Фурье-анализе фрагментов магнитограмм и в сравнении магнитограмм, полученных с работающих синхронно и разнесенных в пространстве приборов или станций магнитного наблюдения.

Применение критериев различия техногенного магнитного шума от геомагнитных короткопериодических вариаций (на примере магнитной обсерватории «Москва»)

Рассмотрим теперь данные по геомагнитной активности, публикуемые ИЗМИРАН (Центр прогнозов…, 2011). На рис. 4 показаны магнитограммы трех составляющих магнитной индукции и соответствующие им K_i индексы.

Полоса пропускания при записи магнитограмм ограничена сверху частотой ~0,1 Гц, тем не менее, можно заметить, что амплитуда короткопериодных вариаций вертикальной составляющей магнитной индукции на фоне суточных вариаций достигает 10 нТл (от пика до пика), что в два–три раза выше, чем амплитуда короткопериодных вариаций горизонтальных составляющих. Следует отметить, что при расширении полосы пропускания магнитометров до единиц–десятков герц амплитуда вертикальной составляющей во много раз возрастет, что существенно затруднит запись короткопериодных геомагнитных вариаций.

При этом на магнитограммах на рис. 4 и 5 минимумы короткопериодных вариаций практически совпадают с минимумами индексов геомагнитной активности K_i и попадают в ночные интервалы времени, примерно от полуночи до трех часов по московскому времени. Более наглядно совпадение минимумов индексов геомагнитной активности с ночными интервалами времени видно на недельной записи вариа-

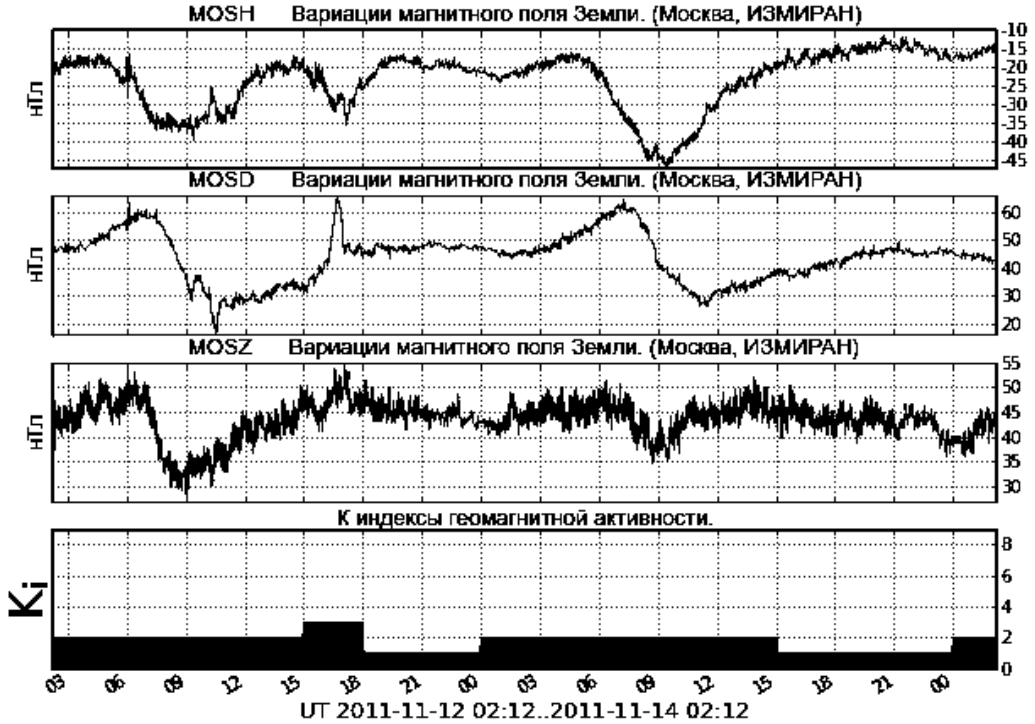


Рис. 4. Магнитограммы трех составляющих магнитной индукции и соответствующие им K_i индексы за двое суток. По оси ординат – UT (ч) (Центр прогнозов…, 2011)

ций магнитного поля (рис. 6), где все семь ночных интервалов с минимумом коротко-периодных вариаций попадают в минимумы геомагнитной активности. Такое совпа-

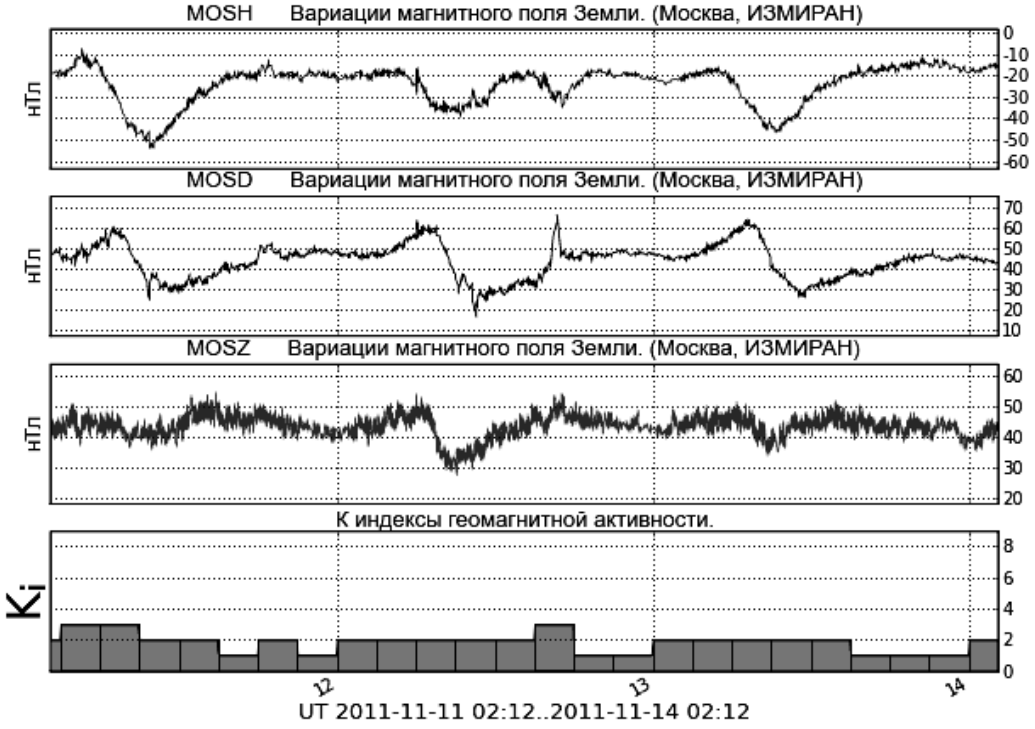


Рис. 5. Магнитограммы трех составляющих магнитной индукции и соответствующие им K_i индексы за трое суток. По оси ординат – UT (ч) (Центр прогнозов…, 2011)

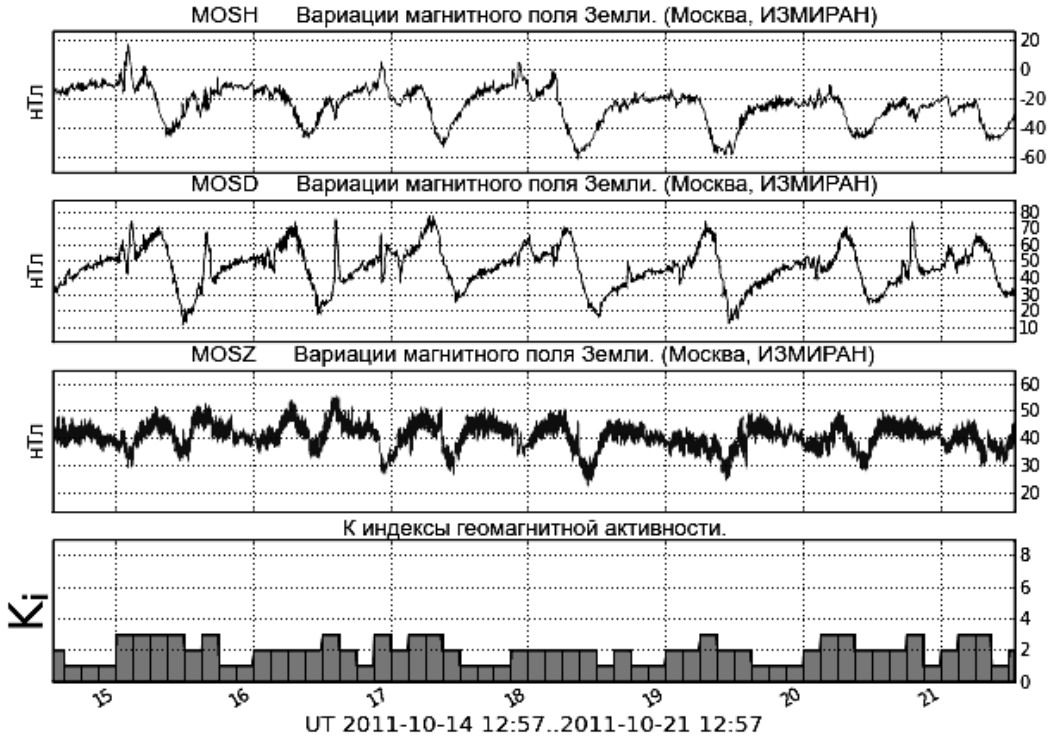


Рис. 6. Магнитограммы трех составляющих магнитной индукции и соответствующие им K_i индексы за семь суток. По оси ординат – UT (ч) (Центр прогнозов…, 2011)

дение уже не может быть случайным.

Если посмотреть магнитные данные за следующие семь дней (22.10.2011–29.10.2011 г.) (Центр прогнозов…, 2011), то наблюдается аналогичная ситуация, за исключением одного дня (25.10.2011 г.), когда геомагнитные вариации амплитудой порядка 200 нТл совпали с суточным минимумом магнитного шума (рис. 7).

Из магнитограмм на рис. 4–7 следует, что при спокойном или слабо возмущенном магнитном поле индексы геомагнит-

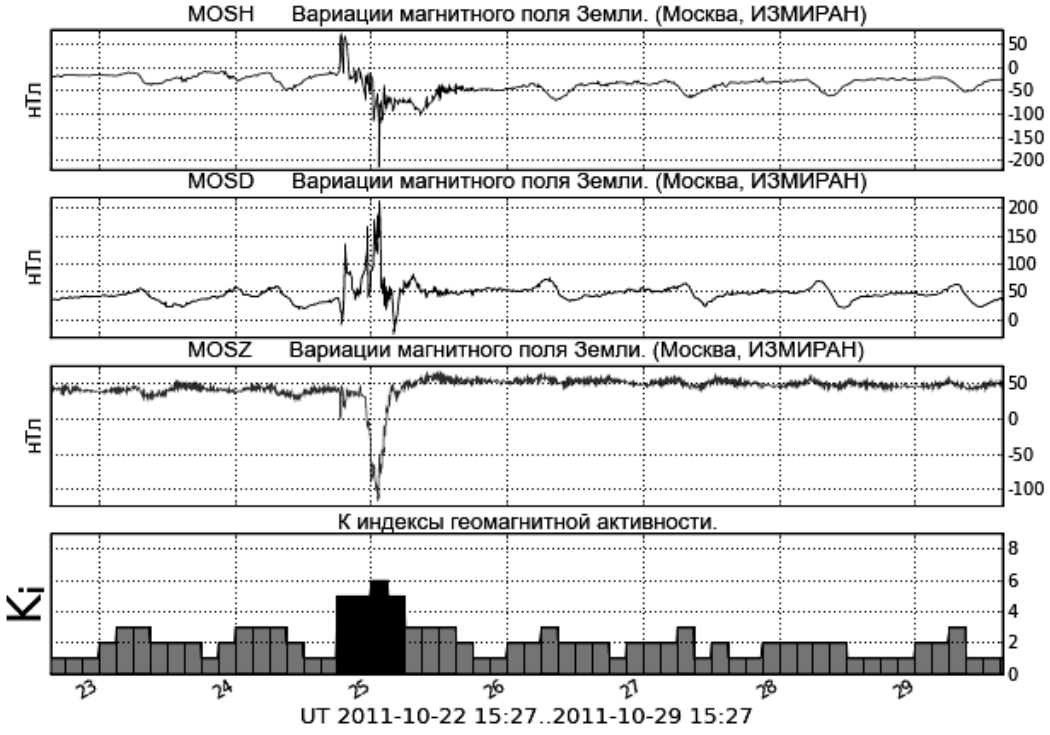


Рис. 7. Магнитограммы трех составляющих магнитной индукции и соответствующие им K_i индексы за семь суток. По оси ординат – UT (ч) (Центр прогнозов…, 2011)

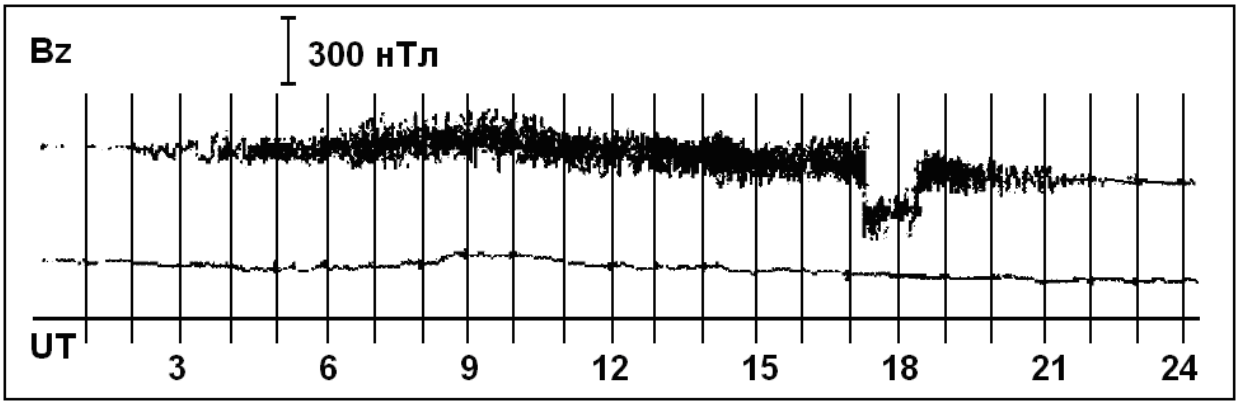


Рис. 8. Вертикальная составляющая вариаций магнитного поля B_z (нТл) в северной части Москвы (верхняя кривая) и синхронная запись вертикальной составляющей геомагнитных вариаций вТроицке (нижняя кривая) (Заболотная, 2007). По оси ординат – UT (ч)

ной активности характеризуют не только геомагнитную активность, но и техногенный магнитный шум Москвы. Город Троицк, где расположена магнитная обсерватория ИЗМИРАН, находится всего в 20 км от московской кольцевой автодороги, то есть, фактически, от окраины Москвы. В работе (Заболотная, 2007) показано, что в 1973 году техногенный магнитный шум вертикальной составляющей магнитной индукции в северной части Москвы в дневное время достигал 300 нТл, но на записи магнитограмм в Троицке он был практически не заметен (рис. 8).

С тех пор магнитный шум Москвы многократно возрос, да и Москва расстроилась и приблизилась к Троицку почти на 20 км. Поэтому техногенный магнитный шум Москвы стал явно виден на магнитограммах ИЗМИРАН не только на записях вертикальной составляющей магнитной индукции, – он заметен уже и на записях горизонтальных составляющих.

Выводы и заключение

Таким образом, техногенный электромагнитный шум уже в настоящее время заметно влияет на геомагнитные измерения, выполняемые магнитными обсерваториями, расположенными в относительной близости к крупным населенным пунктам и промышленным центрам. В частности, для обсерватории «Москва», расположенной в г. Троицке, магнитный шум амплитудой 5–10 нТл и более может восприниматься, как слабо возмущенное геомагнитное поле, и при этом ему могут соответствовать индексы магнитной активности до $K \leq 2$. То есть при спокойном или слабо возмущенном геомагнитном поле не совсем понятно, что является основной причиной вариаций магнитного поля, – геомагнитные вариации, техногенный магнитный шум мегаполиса Москва или то и другое вместе.

Короткопериодные вариации магнитного поля, обусловленные техногенным магнитным шумом, можно в какой-то степени подавить ограничением полосы пропускания магнитометров. Однако такое решение противоречит современной тенденции развития магнитных наблюдений. В последние годы многие магнитные обсерватории мира переходят к высокоточным магнитным измерениям и присоединяются к глобальной сети цифровых магнитных обсерваторий INTERMAGNET (International Real-time Magnetic Observatory Network), в которой действует 1-секундный стандарт, и для его обеспечения обсерватории изменили частоту выборки сигналов с магнитометров. Вместо ранее принятого одного раза в минуту данные теперь снимаются один раз в секунду. Кроме того, стандарт INTERMAGNET предусматривает в настоящее время необходимый уровень порога чувствительности при

измерении компонент магнитной индукции не более 10 пТл×Гц$^{-½}$. Это приводит к необходимости расширения диапазона рабочих частот вверх до 4 Гц (на уровне –3дБ) и к более жестким требованиям по фильтрации сетевых помех частотой 50 Гц. В перспективе в сети INTERMAGNET предполагается снижение допустимого порога чувствительности еще на порядок, до 1 пТл×Гц$^{-½}$. При реализации таких высокоточных магнитных наблюдений фактор техногенного магнитного шума становится одной из основных проблем, поскольку сеть магнитных обсерваторий должна быть регулярной, а найти подходящие места расположения обсерваторий с предельно малыми электромагнитными помехами достаточно трудно. И решать проблему электромагнитного шума с каждым годом становится все труднее.

Литература

Вишнев В.С., Иванов Н.С., Измайлов Ю.В. Критерии для автоматического выделения геомагнитных вариаций // Повышение эффективности геолого-геофизических методов исследования месторождений полезных ископаемых. Сборник научных трудов. Карагандинский ордена Трудового Красного Знамени политехнический институт. 1988. С. 48–50.

Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности: Справочное пособие. Изд. 2-е. М.: ЛКИ, 2007. 88 с.

Индексы солнечной и геомагнитной активности. URL: http://radiouniverse.ru/article/indeksy-solnechnoi-i-geomagnitnoi-aktivnosti (дата обращения: 21.10.2011).

Центр прогнозов космической погоды. URL: http://forecast.izmiran.ru (даты обращения: 14.10.2011; 21.10.2011; 29.10.2011).

Dx портал. URL: http://dxing.ru/tablitsa-sgi.html (дата обращения: 21.10.2011).

Solar Weather Forecasting Vital as Sun Gears Up for Wild Ride. URL: http://eham.net (дата обращения: 21.10.2011).

Solar-Terrestrial Data. URL: http://qrz.com (дата обращения: 21.10.2011).

УДК 550.8.056

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЛАНИРОВКИ УКРЕПЛЕННЫХ ПОСЕЛЕНИЙ ЭПОХИ БРОНЗЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (ОЛЬГИНО И КОНОПЛЯНКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

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

Аннотация. В результате исследований получены детальные цифровые карты магнитных аномалий поселений Ольгино и Коноплянка. Такие цифровые модели карт позволяют выполнять различного рода трансформации, выделять поля от артефактов, проводить моделирование источников. Магнитная съемка выявила новые важные детали внутреннего строения городищ и позволила значительно расширить знания об архитектуре древних памятников, а также дала возможность реконструировать планировку городищ без разрушения культурного слоя.

Магнитная съемка, археологические памятники, фильтрация магнитных аномалий.

RECONSTRUCTION OF THE LAYOUT OF THE SETTLEMENTS OF THE BRONZE AGE IN SOUTHERN URAL MOUNTAINS (OLGINO AND KONOPLANKA) BY RESULTS OF DETAIL MAGNETIC SURVEY

Fedorova N.V., Noskevich V. V – Institute of geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. As a result of researches detail digital maps of magnetic anomalies of settlements Olgino and Konopljanka are received. Such digital models of maps allow carrying out any transformations, to allocate fields from artifacts, to spend modeling of sources. Magnetic survey has revealed new important details of an internal structure of sites of ancient settlements and has allowed expanding considerably knowledge of architecture of ancient monuments, and also has given the chance to reconstruct a layout of sites of ancient settlement without occupation layer destruction.

Magnetic survey, archaeological settlements, filtration of magnetic anomalies.

Введение

Магнитная съемка один из самых популярных методов в археологической геофизике – направлении прикладной геофизики, возникшем в середине прошлого столетия. С появлением цифровых магнитометров главные достоинства магнитной съемки на археологических объектах – способность покрывать съемкой большие площади при достаточно плотной сети наблюдений за короткий период времени с приемлемой точностью и небольшими по сравнению с другими методами бюджетными затратами. При наличии контраста в магнитных свойствах археологических объектов и вмещающей их среды метод позволяет нанести на карту фортификационные сооружения поселения и его внутренний «интерьер». Эта информация дает возможность археологам намечать положение точечных раскопов наиболее интересных объектов.

В рамках проекта Уральского отделения РАН 09-М-457-2001 «Междисциплинарное исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала» были проведены геофизические работы на двух укрепленных поселениях: Каменный Амбар (Ольгино) и Коноплянка. Площадь памятников была покрыта детальной магнитной съемкой. В результате исследований по магнитным аномалиям удалось выяснить положение внешних и внутренних стен и внутреннюю планировку обоих городищ. Построенные карты магнитных аномалий позволяют археологам выбирать более обоснованно интересные места памятников, снижают риск проводить «раскопки вслепую».

Цель настоящей работы: провести анализ данных магнитных съемок городищ Ольгино и Коноплянка и реконструировать внутреннюю планировку исследуемых укрепленных поселений.

Краткое описание поселений Каменный Амбар (Ольгино) и Коноплянка

Городища Каменный Амбар (Ольгино) и Коноплянка расположены в Карталинском районе Челябинской области в преде-

лах бассейна реки Карагайлы-Аят на расстоянии 20 км друг от друга. Первое поселение открыл и назвал его Ольгино Ю.В. Тарасов в 1982 г. (Тарасов, 1983). Позднее в соответствии с правилами описания памятников истории оно было переименовано в городище Каменный Амбар. Отдавая должное первооткрывателю, археологи сохранили двойное название. Сначала памятник был определен как неукрепленное поселение. Наличие замкнутой системы фортификации было установлено по аэрофотоснимкам И.М. Батаниной в 1989 г. и визуально подтверждено археологическими экспедициями (Виноградов, 2003; Костюков, 1992).

Поселение Ольгино в пределах укреплений занимает площадь более 20000 кв. м. Местность имеет степной ландшафт, рельеф спокойный. Территория этого поселения не распахивалась, но в течение длительного времени здесь проводился выпас домашнего скота. На рельефе местности только в ряде мест остались небольшие углубления от оборонительного рва, окружавшего городище. В пределах городища наблюдаются несколько углублений, оставшиеся от более поздних поселений. По результатам дешифрирования аэрофотоснимков удалось восстановить общие черты городища (Зданович, Батанина, 2007). Раскопки на памятнике начаты в 1992 г. (200 кв. м) (Виноградов, 2007). С 2005 г. раскопки на территории поселения проводятся ежегодно в летний период силами сотрудников Института истории и археологии Уральского отделения РАН и Южно-Уральского государственного университета под руководством Л.Н. Коряковой и А.В. Епимахова (Корякова и др., 2010; Корякова и др., 2011).

Геофизические исследования на поселении Ольгино проводятся с 2005 года, когда сотрудник Шеффилдского университета (Великобритания) выполнил магнитную пешеходную съемку всей площади поселения феррозондовым однокомпонентным магнитометром Geoscan FM18 (Merrony, 2005). Наблюдения выполнялись в непрерывном режиме, с разрешением одна точка на один кв. м. В результате была получена карта вертикальной составляющей магнитной индукции территории поселения. Несмотря на то, что съемка проведена с невысоким разрешением, на магнитной карте в виде положительных аномалий хорошо выделяются общие черты строения памятника: положение оборонительных стен (северной, восточной, западной и небольшой части южной), а также стены, разделяющей поселение на две части: северную и южную. Размеры северного огороженного городища ~ 120х90 м, а южного ~ 120х70 м. Большая часть южной оборонительной стены была разрушена и размыта водами реки Карагайлы-Аят. В северной части на карте можно выделить аномалии от нескольких внутренних стен и ряд интенсивных изометричных аномалий. В южной части поселения не выявлены четкие структурные элементы, подобные тем, что были обнаружены в северной части.

Для уточнения планировки памятника, локализации фортификационных сооружений и хозяйственных построек требовалось провести более детальную магнитную съемку. Такая съемка северной части поселения была проведена сотрудниками Института геофизики УрО РАН под руководством В.В. Носкевича в летние периоды 2007–2010 г. (Носкевич, Федорова, Муравьев, 2010а).

Позднее в 2009 г. градиентная магнитная съемка всего поселения Ольгино и его окрестностей была проведена немецким геофизиком А. Патцелтом (Krause et al, 2010). Использовался магнитометр-градиентометр Fluxgate Gradientometer Ferex 4.032 DLG. Съемка проведена в непрерывном режиме с расстоянием между профилями 0,5 м. На магнитной карте, построенной А. Патцелтом, в северной части городища более четко и детально, чем на карте K. Merrony, выделяются аномалии от внутренних стен жилищ. Однако в южной части поселения также не удается выделить четких структурных элементов, по которым можно восстановить планировку поселения. Нет таких структур и в окрест-

ностях с внешней стороны оборонительной стены. Поэтому мы не стали проводить магнитную съемку нижнего поселения и окрестностей.

Памятник Коноплянка расположен в верховьях реки Карагайлы-Аят, на берегу ее притока – речки Акмулла. Поселение было открыто по результатам дешифрирования аэрофотоснимков (Зданович, Батанина, 2007). Городище расположено на площадке террасового острова. В течение многих лет территория поселения распахивалась под посевные культуры. В настоящее время в рельефе местности контуры поселения почти не просматриваются, за исключением невысоких валов, оставшихся от западной и северо-западной оборонительных стен. Размеры городища по внешнему валу 150х100 м, а в пределах оборонительной стены 120х70 м. Общая площадь ~ 15000 кв. м, а внутри фортификации ~ 8400 кв. м. Археологические раскопки на поселении не проводились. Геофизические исследования с 2009 г. начали проводить сотрудники Института геофизики УрО РАН, магнитная съемка поселения была завершена в 2010 г. (Носкевич, Федорова, Муравьев, 2010б; Федорова и др., 2011).

Методика магнитной съемки

Для магнитной съемки использовались отечественные и зарубежные магнитометры и градиентометры: POS-1 и POS-2, ММПГ-1 и Scintrex SM-5. Перед выполнением магнитной съемки с помощью металлодетектора MineLab Explorer II проводилась очистка участка от техногенного железного мусора, наличие которого вносит значительные помехи в измерения.

Съемка проводилась по предварительно подготовленной сети с шагом наблюдений 0,5×0,5 м. Участок съемки разбивался на планшеты с размерами 20×20 м. Профили ориентированы на магнитный север, направление съемки вдоль профиля менялось на противоположное с каждым следующим профилем. Измерения производились с полной остановкой прибора, и датчики магнитометра точно центровались над пунктом наблюдения.

Измерения модуля магнитной индукции T выполнено на высотах 0,35 и 2,15 м от поверхности земли. Для регистрации вариаций геомагнитного поля использовался магнитометр POS-1 с интервалом измерений три секунды. При внесении поправок за вариации в рядовые измерения проводилась линейная интерполяция. Оцененная нами погрешность съемки составила ±1,5 нТл. Время проведения двухуровневой съемки лишь не намного больше, чем при градиентометрических измерениях в непрерывном режиме, традиционно применяемых в последнее время в археологии. После съемки по планшетам данные рядовых измерений объединялись в один файл и по этим значениям строились магнитные карты. В результате исследований были получены карты магнитного поля T на двух уровнях 0,35 и 2,15 м от поверхности земли и карта вертикального изменения модуля dT, как разность между данными, измеренными нижним и верхним датчиками (Носкевич, Федорова, Бебнев, 2010).

Карты магнитных аномалий древнего поселения Ольгино

Аномалии, наблюдаемые на археологических объектах, в большинстве случаев очень сложные по нескольким причинам (Breiner, 1999). Источники, создающие аномалии, находятся неглубоко и поэтому расположены близко к нижнему датчику магнитометра, который подчеркивает экстремально сложную природу «ближнего поля» любого магнитного объекта. Часто очень ярко выражаются различные аномалии от почв, которые вызваны содержащимися в них магнитными минералами, в основном это – маггемит и магнетит. Маггемит образуется из немагнитных окислов железа вследствие деятельности человека (распашка, выпас скота, дороги). Магнетит входит в группу самых устойчивых минералов и присутствует в почве с более высокой концентрацией, чем другие минералы. Поверхностный магнетит под действием воды собирается в маленькие карманы, образуя скопления россыпного магнетита. Скопления магнетита и маггемита являются источниками магнитного шума.

Влияние этих факторов существенно усложняет магнитные аномалии от археологических объектов, «затеняя» на картах интересующие нас цели. Для их выделения интерпретатору приходится прибегать к приемам, позволяющим исключить или уменьшить мешающие помехи на магнитных картах. Одним из таких методов является цифровая фильтрация данных измерений. Параметры фильтров подбираются в зависимости от цели исследований и известных особенностей археологического объекта.

На - рис. 1а (цветная вкладка) показана карта аномалий модуля магнитной индукции для территории северной части укрепленного поселения Ольгино. Первоначально, для выяснения внутреннего строения поселения была использована фильтрация данных для выделения линейных аномалий, связанных с фортификационными сооружениями, внутренними стенками и перегородками между жилищами. Для этого, необходимо было удалить поверхностный шум, вызванный повышенной намагниченностью фрагментов почвы, который затеняет аномалии от более глубоких источников. Причем в данном случае мешающие шумы содержат как коротковолновые аномалии, так и аномалии значительных размеров, образованные впадинами от поздних жилищ, грунтовых дорог. Помехи, создаваемые современной дорогой, отчетливо видны в северной части планшета. За пределами памятника над дорогой прослеживается отрицательная линейная аномалия шириной ~5 м. А на территории городища, из-за того, что колесами автомобилей были растащены камни из оборонительной стены и обожженная глина, кроме отрицательной линейной аномалии присутствуют интенсивные положительные высокочастотные аномалии.

Поэтому был использован фильтр, снижающий влияние аномалий, поперечники которых меньше 1,5 м и больше 8 м. На рис. 1б (цветная вкладка) приведены результаты такой фильтрации. Видно, что, хотя не удалось полностью убрать помехи, созданные грунтовой дорогой, с помощью фильтрации влияние коротковолновых шумов значительно снижено.

Для разделения аномалий от близко расположенных объектов были проведены вычисления вертикального градиента, результаты представлены на рис. 1в (цветная вкладка). На карте в пределах линейных аномалий, созданных оборонительной стеной, выделяются зоны повышенной интенсивности. По-видимому, они вызваны наиболее сильно намагниченными каменными плитами, которыми была облицована стена. Внутри поселения также можно выделить аномалии большой интенсивности, ряд из которых наблюдаются над стенами внутренних помещений.

Особую группу создают аномалии изометричной формы, поперечники которых не превышают 3–4 м. На рис. 1б таких аномалий в западной части поселения просматривается определенная закономерность. Все эти аномалии расположены вдоль линии, проходящей параллельно западной оборонительной стене городища, и на расстоянии ~10–12 м от стены. Еще два ряда подобных аномалий, расположенных параллельно первому ряду, можно рассмотреть в северной части поселения. На магнитных картах (рис. 1а и 1б) поля изометричных интенсивных аномалий в ряде случаев наложены на поля более протяженных аномалий. Причем контуры нескольких протяженных аномалий имеют формы, близкие к прямоугольным. Этот факт, безусловно, свидетельствует о том, что в культурном слое внутренних помещений присутствует большое количество магнитных минералов. Скорее всего, эти аномалии создаются остатками печей от медеплавильного производства и сопутствующими им колодцами, а также разнесенными по помещениям шлаками и частицами магнетита.

На всех трех картах наиболее четко проявляются аномалии от восточной, северной и западной оборонительных стен (рис. 1). Южная стена поселения, разделяющая поселение на две части (северную и южную), отражена в магнитном поле фрагментами линейных аномалий неболь-

шой интенсивности. В двух местах их поля осложнены протяженными аномалиями неправильной формы. Возможно, что одна из этих аномалий создана развалами какого-то строения, может быть развалами сторожевой башни, поскольку на картах транспонированных аномалий выделенные в этом месте аномалии можно трактовать, как аномалии от стен помещения с размерами ~ 8х8 м (рис. 1б и 1в). Но может быть, эта аномалия вызвана скоплением камней.

В сложных картинах распределения аномалий на картах, тем не менее, можно определить некоторые закономерности и наметить схему внутренней планировки этого древнего поселения.

Карты магнитных аномалий древнего поселения Коноплянка

В результате детальной магнитной съемки укрепленного поселения Коноплянка получена карта аномального магнитного поля всего поселения, которая представлена на рис. 2а (цветная вкладка). Интенсивность аномалий на поселении Коноплянка значительно ниже интенсивности аномалий поселения Ольгино. Возможно, что одной из причин более низкой интенсивности аномального поля является многолетняя распашка и растаскивание почв из культурного слоя по территории поселения. На рис. 2б (цветная вкладка) приведены коротковолновые аномалии, на которых отчетливо проявляются полосы от распашки в виде череды длинных линейных аномалий небольшой интенсивности, в основном северо-северо-западного направления, параллельные интенсивным линейным аномалиям. Эти аномалии вызваны канавой, прокопанной по краю поля. В северо-восточной части планшета линии распашки плавно под прямым углом меняют направление. Также отчетливо просматриваются многочисленные колеи, оставленные автомобилями. На их фоне можно выделить коротковолновую часть аномалий от археологических объектов: фортификационных сооружений и внутренних стен жилищ поселения, очагов, печей, колодцев.

На рис. 2в (цветная вкладка) представлена карта магнитных аномалий поселения Коноплянка после фильтрации коротковолновой и длинноволновой части спектра. На карте хорошо выделяются аномалии от колодцев и печей внутри жилищ поселения, но нет таких ярких положительных аномалии от внутренних стен между жилищами как на городище Ольгино. Лишь в юго-восточной части городища, ближе к центру, просматриваются две линейные аномалии. Возможно, что развалы стен от внутренних помещений были значительно разрушены при рекультивации территории в прошлом веке. Но также нельзя исключить вариант, что здесь использовались другие приемы строительства. На картах (рис. 1а и 1в) довольно ясно выделяются отрицательные линейные аномалии. По-видимому, при строительстве стен, отделяющих помещения, в грунте прокапывались канавы.

Поскольку при распашках поверхность земли была выровнена, и в рельефе нет значительных перепадов, то можно ожидать, что длинноволновая часть аномалий в основном содержит информацию о глубинных объектах и объектах имеющих размеры более 5 м. На рис. 2г (цветная вкладка) представлена карта длинноволновой составляющей магнитных аномалий. Действительно, на такой карте отчетливо проступили аномалии от внешних валов, окружавших поселение. Внутри поселения выделяются: протяженная линейная аномалия северо-северо-западного направления и примыкающие к ней под прямым углом небольшие линейные аномалии. Эти аномалии, скорее всего, вызваны развалами мощных стен, которые образовывали отдельные сектора в восточной части городища. В юго-восточном секторе наблюдается отрицательная аномалия, имеющая размеры ~ 30х35 м. Возможно, что эта аномалия образована за счет выемки грунта при строительстве стен, окружавших этот сектор городища.

Интенсивные локальные аномалии расположены в основном в два ряда вдоль восточной и западной стен. Для нескольких таких аномалий проведена оценка глу-

бины залегания источников с помощью трехмерной интерпретации. Верхние кромки источников определены на глубинах 0,6–1,5 м (Федорова, Соболев, 2011).

Реконструкция планировки городищ

В результате анализа распределения магнитных аномалий по картам, построенным по материалам съемок, и по картам их различных трансформант (рис. 1 и 2) удалось реконструировать расположение фортификационных сооружений и внутреннюю планировку исследуемых укрепленных поселений. На рис. 3 (цветная вкладка) представлены схемы предположительного строения поселений Ольгино и Коноплянка, наложенные на карты магнитных аномалий.

Внутренняя планировка поселений обусловлена формой фортификации, в которую, вписаны линейно расположенные блоки строений. Северная огороженная часть поселение Ольгино (Каменный Амбар) имела размеры ~120х90 м и состояло из четырех рядов жилищных отсеков. В каждом ряду располагалось не менее шести жилищ. В нашем варианте реконструкции ширина помещений варьируется от 7 до 10 м, а длина 20–24 м. Поселение существовало достаточно продолжительное время (по данным углеродного анализа – около двух веков), и внутри городища, по-видимому, были многочисленные перестройки помещений (Корякова и др., 2011). Магнитные данные не позволяют разделить ранние и поздние постройки. Наибольшее затруднение при реконструкции планировки вызывает южная часть центральных рядов, поскольку там отсутствуют интенсивные локальные аномалии. Кроме этого, надо учитывать, что не все стены помещений были построены из обожженной глины и поэтому не проявляются на магнитных картах. Вследствие этих причин и тех обстоятельств, что стены памятника значительно руинированы, представленный на рисунке вариант разделения отсеков на жилища имеет определенную долю вероятности (особенно в южной части центральных рядов).

В отдельных местах на карте отчетливо проявляются аномалии от стен жилищ, позволяющие уверенно выделить два прохода между рядами домов – западную и восточную «улицы». Внешние ряды домов торцами примыкали к оборонительной стене. Имелся ли проход между рядами домов в центральной части или они имели смежные стенки – по данным магнитных карт определенно ответить нельзя. В северной части на картах нет «магнитных следов» от таких стен, и видно, что стены, разделяющие помещения в смежных рядах, не стыкуются. Поэтому нельзя исключить возможность существования центральной «улицы».

Наиболее интенсивные локальные аномалии, выявленные внутри построек, скорее всего, вызваны остатками медеплавильного производства: печами, связанными с ними колодцами, и шлаками. Пол вокруг теплотехнических сооружений содержал большое количество рассеянного магнетита, поэтому на магнитных картах вокруг интенсивных локальных аномалий могли образовываться заметные фоновые аномалии.

Аномалию в южной стене мы на схеме отметили квадратом, ранее нами было высказано предположение, что здесь находилась «сторожевая башня».

На схемах аномалии от оборонительной стены показаны двойной черной линией, от внешнего вала – точечным пунктиром. Положение внутренних стен и контуры жилищ показаны черными линиями или прямоугольниками. Мы не стали отмечать объекты типа печь-колодец, поскольку интенсивные аномалии отчетливо видны на магнитных картах.

Поселение Коноплянка имело размеры 150х100 м, было огорожено валом, рвом и оборонительной стеной. Отчетливо просматриваются два прохода в поселение – с севера и с юга. Внутри поселение разделено на две части, каждая из которых состояла из расположенных вряд 11–12 жилищных отсеков. Ширина помещений варьируется от 7 до 11 м, а длина 15–24 м. Разделить здесь поселение на жилищные отсеки

было гораздо проще, чем в Ольгино. Возможно, относительно простая картина распределения аномалий вызвана тем, что городище функционировало небольшой промежуток времени. Можно также высказать предположение, что первоначально при строительстве была огорожена небольшая территория в юго-восточной части. Иначе, возникает вопрос: для чего были нужны мощные стены, построенные внутри огороженного поселения? Надеемся, что раскопки этого городища откроют многие тайны существования древней цивилизации на Южном Урале.

Соответствие полученной планировки городища Ольгино подтверждается выборочными раскопками, проведенных сотрудниками ИИиА УрО РАН и Южно-Уральского университета в 2005–2011 гг. в северо-восточном и северо-западном секторе (Корякова и др., 2011).

На рис. 3а (цветная вкладка) показаны результаты раскопок 2005–2010 гг. северо-восточной части поселения Ольгино (Корякова и др., 2011). Раскопками исследованы фортификационные сооружения: оборонительная стена, ров и внешний вал. В раскопах было обнаружено четыре помещения: постройки 1, 2, 3, 7. Постройка 2 была нарушена более поздней постройкой 3. В этой части поселения выявлено более десяти разновременных и разнотипных колодцев. Два обнаружены в помещении 1, семь из них находились в границах постройки 2, один принадлежал постройке 3 и два – постройке 7. В раскопанной северо-восточной части восточная «улица» заканчивалась проходом в оборонительной стене. Поэтому с определенной долей вероятности можно допустить, что и западная «улица» будет иметь проход за пределы линии фортификации.

Оборонительная стена на рис. 3а закрашена серым цветом; развалы обожженной глины с внутренней стороны стены – красным и розовым; контуры помещений: ранних – синим, а более позднего – светло серым; колодцы – сиреневым цветом.

Место следующих раскопов в северо-западной части поселения археологами было выбрано уже с учетом результатов детальной магнитной съемки. Раскоп был заложен в 2010 г., и работы продолжались в 2011 г. Раскопками исследован северный участок западной «улицы» между двумя параллельными рядами построек. Контуры построек раннего времени существования городища (синташтинско-петровского времени) хорошо совпадают с контурами, определенными по магнитным данным.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены приблизительные размеры жилищ, выявлено наличие внутренних сооружений (печи, очаги и колодцы), определено положение внутренних «улиц». Эти данные помогут археологам оценить количество людей, населявших эти городища.

Заключение

В результате магнитной съемки поселений Ольгино и Коноплянка получены карты магнитных аномалий для обоих городищ. Использование методов цифровой фильтрации магнитных данных позволило выделить аномалий разной протяженности. На основании этих результатов проведена реконструкция внутреннего строения поселений эпохи бронзы. Определены размеры помещений и их количество. Локализованы места медеплавильного производства.

Раскопки, проведенные на городище Ольгино, подтвердили соответствие реконструированной по магнитным данным планировки поселения. Построенные карты магнитных аномалий и схемы внутреннего строения позволят археологам более обоснованно намечать места будущих выборочных раскопок.

Литература

Виноградов Н.Б. Отчет о полевых исследованиях в Курганской и Челябинской областях в 1990 г. Челябинск, 2003 // Архив ИА РАН.

Виноградов Н.Б. Культурно-исторические процессы в степях Южного Урала и Казахстана в начале II тысячелетия до н.э. (памятники синташтинского и петровского типа): Автореф. дис. докт. ист. наук. М, 2007. 40 с.

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

Корякова Л.Н., Краузе Р.Е., Епимахов А.В., Шарапова С.В., Форнасье И., Пантелеева С.Е., Берсенева Н.А., Носкевич В.В., Зайков В.В., Молчанов И.В., Косинцев П.А., Росадчиков А.Ю. Новейшие исследования поселений эпохи бронзы в долине р. Каргалы-Аят // Материалы XVIII Уральского археологического совещания. Уфа: БГПУ, 2010. С. 145-148.

Корякова Л.Н., Краузе Р., Епимахов А.В., Шарапова С.В., Пантелеева С.Е., Берсенева Н.А., Форнасье Й., Кайзер Э., Молчанов И.В., Чечушков И.В. Археологическое исследование укрепленного поселения Каменный Амбар (Ольгино) // Археология, антропология и этнография Северной Евразии. 2011. № 4. С. 61–74.

Костюков В.П. Отчет о полевых археологических исследованиях в Карталинском и Нагайбакском районах Челябинской области в 1992 году. Челябинск, 1992 // Архив ИА РАН.

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

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Бебнев А.М. Геофизические исследования на укрепленном поселении эпохи бронзы Коноплянка в Карталинском районе Челябинской области // Материалы XVIII Уральского археологического совещания. Уфа: БГПУ, 2010. С. 166–168.

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А. Использование магнитометрии при изучении археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Геофизика. 2010а. № 4. С. 69–75.

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А. Картирование археологических памятников с помощью магнитометрии // Уральский геофизический вестник. 2010б. № 2. С. 47–52.

Тарасов Ю.В. Отчет об археологической разведке в Карталинском районе Челябинской области в 1982 году. Челябинск, 1983 // Архив ИА РАН.

Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Горшков В.В., Маликов А.В. Использование малоглубинной геофизики для локализации археологических объектов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Пермь, 2011. С. 364–367.

Федорова Н.В., Соболев О.Л. Применение аппроксимационного метода для определения параметров источников по магнитным аномалиям // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2011. С. 367–370.

Breiner S. Applications manual for portable magnetometers // Geometrics, 2190. Fortune Drive, San Jose, California 95131 USA, 1999. 58 pp.

Merrony C., Investigating the Bronze Age of Southern Siberia 2005 // URL: http://www.shef.ac.uk/archaeology/research/siberia/olgino.html (20.08.2011)

Krause R., Korjakova L., Fornasier J., Šarapova S., Epimachov A., Pateleewa S., Berseneva N., Molčanov I., Kalis A., Stobbe A., Thiemeyer , Wittig R. und König A. Befestigte Siedlungen bronzezeitlichen Sintašta_Kultur im Transural, Westsibirien (Russische Föderation) // Eurasia Antiqua, Band 16, 2010. P. 97–129.

УДК 574:539.16.047

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ, ЗАГРЯЗНЕННЫХ ПЛУТОНИЕМ ОТ АВАРИЙНЫХ ВЫПАДЕНИЙ ЧЕРНОБЫЛЬСКОЙ АЭС

Чеботина М.Я., Пономарева Р.П., Щербакова Л.М. **–** Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. На основе результатов анализа фактических данных о содержании плутония в почве и воздухе, приведенных в научной литературе, предложен новый способ оценки опасности загрязненных территорий. Для расчета концентраций плутония в воздухе методом «нагрузки по массе» вместо удельной активности почвы предлагается использовать почвенный коэффициент, который представляет собой сумму произведений удельной активности каждой вдыхаемой фракции почвенных частиц в диапазоне размеров от 0,05 до 10 мкм на долю ее активности от активности почвенной пробы. Проверка этого способа на независимом материале показала, что при его использовании расчетные значения концентраций плутония в воздухе приближаются к фактически измеренным, а сам почвенный коэффициент может быть использован для оценки опасности загрязненных территорий.

Радиоактивное загрязнение, удельная активность, концентрация, почвенный коэффициент.

ESTIMATION OF THE DANGER OF AREAS POLLUTED WITH PLUTONIUM AFTER THE CHERNOBIL ASSIDENT

Chebotina M.Ja., Ponomareva R.P., Scherbakova L.M. – Institute of Plant and Animal Ecology UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Based on the actual data from the literature on the levels of plutonium in the soil and air we propose a new method to estimate the danger of the polluted areas. To calculate plutonium concentrations in the air we suggest touse the soil coefficient in the formula “the load from mass” instead specific activity in soil. The soil coefficient is the sum of products of the specific activity of each breathed fraction of soil particles (size 0,05–10 mkm) per the percentage of its activity in the activity of the soil sample. The check of this method on the material taken elsewhere has shown that calculated values of plutonium concentrations in the air approach the measured values.

Radioactive pollution, specific activity, concentration, soil factor.

На загрязненных плутонием территориях наиболее значим ингаляционный путь его поступления и накопления в организме человека. Поэтому содержание радионуклида в воздухе является определяющим фактором оценки опасности проживания людей на таких территориях (Трансурановые …, 1985; Утилизация …, 2000; Щербакова, 2000; Щербакова и др., 2004).

Определение концентраций плутония в воздухе в натурных условиях чрезвычайно трудоемко и дорого, поэтому для приблизительной оценки опасности загрязненных территорий используются показатели плотность загрязнения (σ, Бк/м^2) или удельная активность (*q*, Бк/кг) почвы по данному радионуклиду. При этом считается, что удельная активность плутония в воздушной пыли над загрязненной территорией равна удельной активности почвы. Однако практика показала, что фактическая концентрации плутония в воздухе не всегда коррелирует с названными параметрами (Романов, Бакуров, 1996). Возможной причиной этого могут быть большие различия в удельной активности фракций почвенных частиц разных размеров, а также количественный вклад этих фракций в активность почвы (Старцев, Попова, 1994; Bereznoi et al., 1991; Ruser et al., 2005).

Цель нашей работы – на основании анализа фактических данных, представленных в научной литературе, исследовать распределение плутония по почвенным частицам разных размеров для выявления критерия оценки адекватных концентраций радионуклида в воздухе, а следовательно, и корректного способа определения опасности проживания населения на

загрязненной территории.

За основу анализа взята работа (Bereznoi et al., 1991), которая содержит наиболее полную информацию о концентрациях плутония в почве в пределах 15 км зоны ЧАЭС. Согласно этим данным, величины удельной активности плутония в почве на разных расстояниях от г. Чернобыля варьировали от 0,3 до 13 Бк/г, а во фракциях частиц разных размеров – от 0,1 до 326 Бк/г (табл. 1).

Таким образом, фракции почвенных частиц по удельной активности могут быть как обеднены, так и обогащены плутонием по отношению к почве. В частности, для каждого из расстояний от г. Чернобыля удельная активность плутония во фракциях частиц диаметром от 0,05 до 50 мкм, как правило, превышает удельную активность почвы, а во фракции частиц от 50 до 160 мкм она ниже (исключение составляет расстояние 1,5 км). Диапазон различий между минимальными и максимальными значениями удельной активности фракций почвы достигает десятков и сотен раз.

В настоящей работе особое внимание уделено анализу «вдыхаемых фракций» частиц почвы (Пределы …, 1982; Щербакова, 2000; Fisenne, 2005; Hopke, 2005; Ruser, Apte, Sextro, 2005). На рассмотренных территориях к «вдыхаемым фракциям» почвы относятся частицы с диаметром 0,05–2, 2–5, 5–10 мкм. По данным работы (Трансурановые …, 1985), за счет фракций почвенных частиц этих размеров создаётся концентрация плутония в воздухе над загрязненной территорией. Величины удельной активности этих фракций для каждого из расстояний возрастают по мере укрупнения частиц от 2 до 7 раз. Кроме того, эти значения соизмеримы для расстояний 1,5 и 15 км, с одной стороны, и 6 и 8 км – с другой. Значения удельной активности фракций для расстояний 1,5 и 15 км от 20 до 200 раз выше, чем для расстояний 6 и 8 км. Это, на наш взгляд, обусловлено выпадениями на разных расстояниях от ЧАЭС компонент аварийного выброса, представляющих разные источники загрязнения аварийным плутонием (Лебедев и др., 1992).

Величины удельной активности почвы для расстояния 1,5 км примерно в 3 раза выше, чем для расстояния 15 км, тогда как значения удельной активности «вдыхаемых фракций» на расстоянии 15 км превышают таковые по сравнению с расстоянием 1,5 км в 1,3–5 раз. Подобная обратно пропорциональная зависимость удельной активности воздушной пыли и коэффициентов ресуспензии от величин q и σ соответственно получена нами ранее при рассмотрении многих загрязненных плутонием территорий (Лебедев и др., 1992; Щербакова и др., 2004).

Дальнейшее рассмотрение параметров распределения плутония в разных по размеру почвенных частицах показало, что наибольший вклад в величину активности почвы (80–97 %) вносят частицы диаметром 10–160 мкм. Эти частицы и определяют величины q и σ: частицы 10–50 мкм –

Таблица 1. Удельная активность плутония в почве и фракциях почвенных частиц разных размеров (Бк/г) в зависимости от расстояния от г. Чернобыля (Bereznoi et al., 1991)

Объект исследования	Удельная активность на расстояниях, км			
	1,5	6,0	8,0	15,0
Почва	13,0	0,7	0,3	4,5
Фракции почвенных частиц, мкм				
0,05–2	20,7	0,7	1,3	105
2–5	103	3,0	0,8	132
5–10	150	3,9	5,5	235
10–50	326	6,0	1,5	319
50–160	17,8	0,5	0,1	1,5

Таблица 2. Доли по массе (f_i^m) и активности (f_i^A) разных фракций частиц, % от общей массы и суммарной активности почвенных частиц диаметром 0,05–2000 мкм на разных расстояниях от г. Чернобыля (Bereznoi et al., 1991)

Диаметр частиц, мкм	Расстояние, км							
	1,5		6		8		15	
	f_i^m	f_i^A	f_i^m	f_i^A	f_i^m	f_i^A	f_i^m	f_i^A
0,05–2	0,55	0,6	0,30	0,3	0,8	3,8	0,11	2,5
2–5	0,15	1,2	0,34	1,1	0,6	2,0	0,16	4,7
5–10	0,36	4,1	0,73	3,9	1,4	29	0,11	5,8
10–50	2,0	51,3	6,21	50,5	8,6	46,6	0,81	56,5
50–160	29,8	40,7	32,4	23,7	40,4	11,4	35,8	11,4

за счет удельной активности плутония (табл. 1), а частицы > 50 мкм – за счет своей массы (табл. 2). Вдыхаемые фракции частиц (≤ 10 мкм), ответственные за загрязнение воздуха, вносят вклад в активность почвы от 6 до 13 % (исключение составляет расстояние 8 км, где доля фракции частиц f_i^A равна 35 % от общей активности). Причем никакого соответствия в изменении величин f_i^m и f_i^A в зависимости от расстояния не наблюдается.

Важно отметить, что для пары расстояний 1,5 и 15 км за счет изменения величин удельной активности фракций почвы снижается вклад в общую активность почвы (примерно от 41 до 11 %) частиц размером 50–160 мкм, формирующих плотность загрязнения почвы, и увеличивается вклад (от 6 до 13 %) частиц 0,05–10 мкм, формирующих концентрацию плутония в воздухе (табл. 2). Это обстоятельство определяет обратную зависимость между значениями удельной активности вдыхаемых фракций почвенных частиц, с одной стороны, и значениями удельной активности и плотности загрязнения почвы, с другой. Поэтому значения удельной активности вдыхаемых фракций и их доля по активности должны учитываться при расчете концентраций плутония в воздухе.

В применяемом в настоящее время на практике методе нагрузки по массе рекомендуется рассчитывать концентрацию плутония в воздухе (C_1^{P}, мкБк/м^3) по формуле:

$$C_1^{\text{P}} = q \cdot HM, \quad (1)$$

где q – удельная активность почвы, Бк/г;
HM – содержание пыли в единице объема воздуха, $n \cdot 10^{-6}$ г/м^3 (нагрузка по массе).

При этом, как отмечено выше, принимается равенство значений удельной активности воздушной пыли и удельной активности почвы, что не всегда соответствует действительности.

Мы предлагаем в формуле (1) вместо значения q применять произведение q_i вдыхаемых фракций частиц на их долю по активности в почве f_i^A, которое будем называть почвенным коэффициентом $N_П$, и определять концентрацию плутония в воздухе (C_2^{P}, мкБк/м^3) по формуле:

$$C_2^{\text{P}} = N_{\text{П}} \cdot HM = \sum (q_i \cdot f_i{}^A) \cdot HM, \quad (2)$$

где $N_{\text{П}}$ – почвенный коэффициент, Бк/г;
Qi – удельная активность каждой из «вдыхаемых фракций» в диапазоне размеров частиц 0,05–10 мкм, Бк/г;
$f_i{}^A$ – доля по активности каждой из «вдыхаемых фракций» диапазона частиц 0,05–10 мкм от суммы активности частиц (0,05–2000 мкм), принятой за единицу;
HM – содержание пыли в единице объема воздуха, $n \cdot 10^{-6}$ г/м^3.

По данным работы (Bereznoi et al., 1991) для 15 км аварийной зоны ЧАЭС были рассчитаны почвенные коэффициенты для трех вдыхаемых фракций почвы (табл. 3). Оценка опасности загрязненной территории по значениям $N_{\text{П}}$ для всех фракций почвенных

Таблица 3. Почвенные коэффициенты $N_П$ для вдыхаемых фракций частиц на разном расстоянии от г. Чернобыля ($n \cdot 10^{-3}$ Бк/г)

Диаметр частиц, мкм	Расстояние, км			
	1,5	6	8	15
0,05–2	116	2	48	2670
2–5	1260	41	16	6190
5–10	6140	152	1620	13510
Σ (0,05–10)	7516	195	1684	22370

частиц стабильно указывает на большую опасность территории на расстоянии 15 км от г. Чернобыля.

Поскольку в работе (Bereznoi et al., 1991) отсутствуют данные по фактическим концентрациям плутония в воздухе, адекватность оценки опасности загрязненной территории с использованием почвенного коэффициента мы провели на независимом материале (Старцев, Попова, 1994), в котором представлены результаты исследований, проводившихся в отселенных пунктах Борщовка и Крюки, расположенных в Хайникском и Брагинском районах Белоруссии. В цитируемой работе приведены плотности загрязнения почвы, удельная активность ^{239,240}Pu в почвенных частицах по массе (f_i^m) и активности (f_i^A) от суммарной массы и активности пробы; фактически измеренные концентрации плутония ($C^Ф$) и пыли (*НМ*) в воздухе. К сожалению, в этой работе все необходимые данные приведены только для двух фракций (<1 и 1–5 мкм).

Из табл. 4 видно, что концентрации плутония в воздухе, рассчитанные с применением величин $N_П$, близки к фактически измеренным и значительно превышают показатели, рассчитанные по q. Данные таблицы показывают, что при соизмеримых уровнях удельной активности почвы опаснее проживание в более удаленном от г. Чернобыля п. Борщовка, где концентрация плутония в воздухе в 3,3 раза выше, чем в п. Крюки.

Таким образом, для определения концентрации плутония в воздухе с целью выявления опасности проживания человека на загрязненной плутонием территории более предпочтительно использовать почвенный коэффициент по сравнению с удельной активностью почвы, т.к. в последнем случае подобная оценка может привести к искаженному результату. Применение величин $N_П$ позволяет сделать корректную оценку относительной опасности территорий без определения концентраций плутония в воздухе.

Литература

Лебедев И.А., Мясоедов Б.Ф., Павлоцкая Ф.И., Френкель В.Я. Содержание плутония в почвах Европейской части страны после аварии на ЧАЭС // Атомная энергия. 1992. Т. 72. Вып. 6. С. 593–599.

Пределы поступления радионуклидов для

Таблица 4. Фактические ($C^Ф$) и расчетные ($C^Р$) концентрации плутония в воздухе от фракций частиц ≤5 мкм, рассчитанные с использованием почвенного коэффициента и удельной активности почвы

Пункт наблюдения	q, Бк/г	Почвенный коэффициент $\sum N_{Пi}$, Бк/г	$C^Р$, мкБк/м^3, рассчитанные по (1) и (2)		$C^Ф$, мкБк/м^3 (Старцев, Попова, 1994)
			$\sum N_{Пi}$	q	
Борщовка	0,15	2,6	54,9	3,2	77
Крюки	0,20	1,1	10,3	1,9	23

работающих с ионизирующим излучением: Публикация 30 МКРЗ / Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат, 1982. Ч. 1. 136 с.

Романов Г.Н., Бакуров А.С. Плутоний в окружающей среде производственного объединения «Маяк» // Вопросы радиационной безопасности. 1996. № 2. С. 11–21.

Старцев Н.В., Попова И.Я. Возможность оценки ингаляционного поступления в организм плутония методом нагрузки по массе // Медицина труда и промышленная экология. 1994. № 8. С. 37–40.

Трансурановые элементы в окружающей среде / Под ред. Ч.С. Хенсона. М.: Энергоиздат, 1985. 342 с.

Утилизация плутония: проблемы и решения. Мат-лы Российско-Американских слушаний 31 мая–2 июня 2000. Екатеринбург, 2000. 90 с.

Чеботина М.Я., Щербакова Л.М., Пономарева Р.П., Аксенова Г.М. Прогноз концентрации плутония в воздухе по удельной активности почвы. Сообщение 2 // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Мат-лы 2-й Междунар. конф. Томск, 2004. С. 683–685.

Щербакова Л.М. Роль мелкодисперсной фракции аэрозолей в прогнозировании облучения экстрапульмональным плутонием (Аналитический обзор) // Проблемы радиоэкологии и пограничных дисциплин. Заречный, 2000. Вып. 3. С. 278–284.

Щербакова Л.М Чеботина М.Я., Пономарева Р.П., Лемберг Т.В. Прогноз концентрации плутония в воздухе по удельной активности почвы. Сообщение 2 // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Мат-лы 2-й Междунар. конф. Томск, 2004. С. 680–682.

Bereznoi V.I., Valentova N.K., Dunaev J.E., Kazakov N.A., Zubarev V.G. Some data on transuranium element distribution in particle size fractions of Chernobyl soils // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. Articles. 1991. V. 150. № 2. P. 445–454.

Fisenne J.M. Risk from inhalation of the long-lived radionuclides uranium, thorium and fallout plutonium in the atmosphere // Materials of VII intern. symp. «Change and continuity in radiation protection». 2005. P. 585–595.

Hopke P.K. Advances in monitoring methods for airborne particles // Materials of VII intern. symp. «Change and continuity in radiation protection». 2005. P. 35–45.

Ruser L.S., Apte VG., Sextro R.G. Aerosol dose // Materials of V11 Intern. Symp. «Change and continuity in radiation protection» 2005. P. 101–113.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

ВАЖНЕЙШИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗА 2011 г.

Направление Программы фундаментальных исследований государственных академий наук на 2008-2012 гг. (раздел 7.56) – «Физические поля Земли – природа, взаимодействие, геодинамика и внутренне строение Земли»

1. Впервые для Уральского региона, ограниченного координатами 52–68^0 с.ш., 52–67^0 в.д., создана объёмная геолого-геофизическая модель верхней части литосферы М 1:2500000

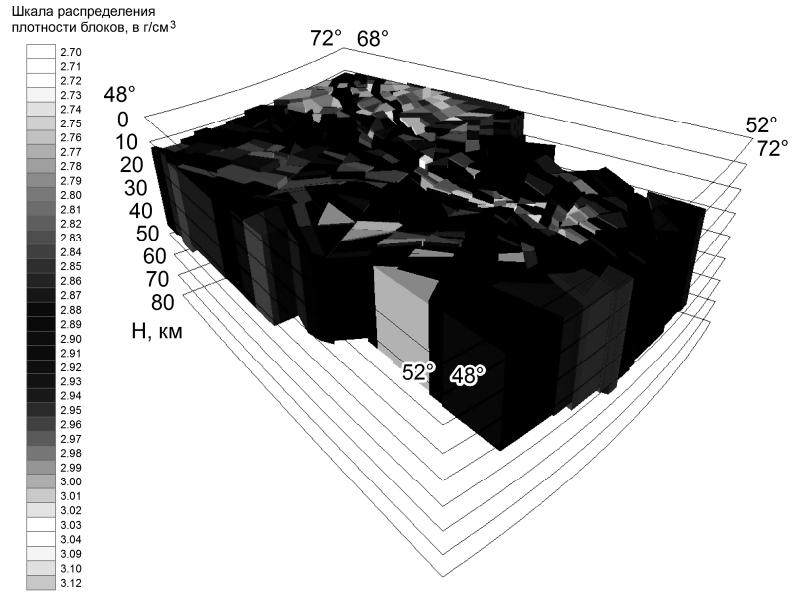


Рис. 1. Плотностная 3D модель северной и центральной частей Уральского региона

На основе разработанных в Институте геофизики УрО РАН теории и методов решения обратных трёхмерных задач гравимагнитометрии, технологии гравитационного моделирования и с учетом данных по профилям глубинного сейсмического зондирования, общей протяженностью >10000 км, создана цифровая объёмная модель (скоростная, плотностная, магнитная) верхней части литосферы региона (рис. 1).

На этой основе: составлены схемы тектонического районирования трёх основных сейсмогеологических этажей верхней части литосферы до глубины 80 км; установлена связь между приповерхностными структурами и особенностями строения верхней части литосферы; произведена оценка нефтегазоперспективности региона с выделением участков на постановку детальных разведочных работ (рис. 2).

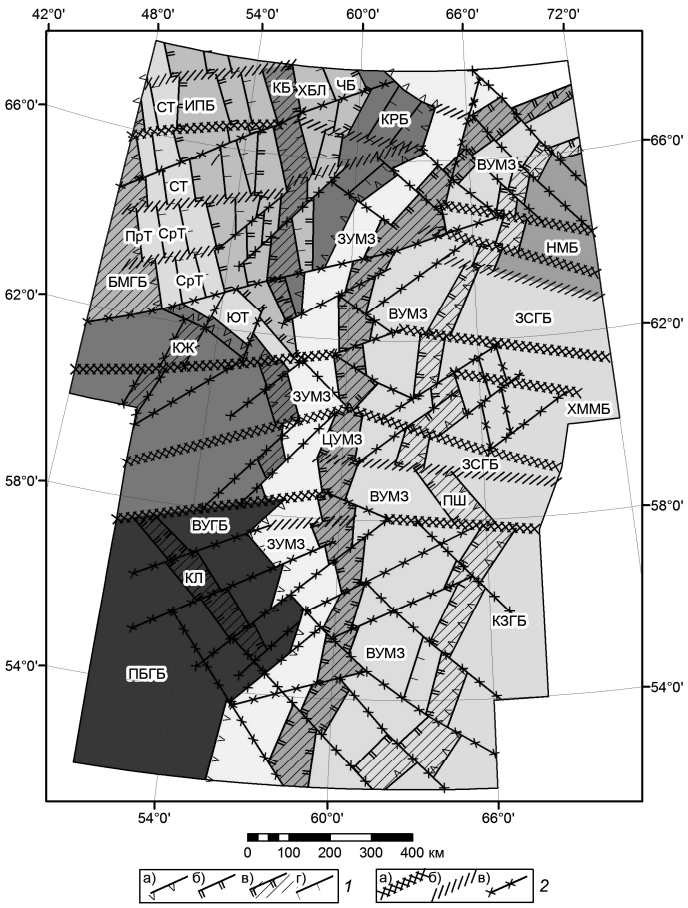


Рис. 2. Схематическая карта тектонического районирования кристаллической коры Уральского региона: 1 – границы геологических структур: а – геоблоков: ПБГБ – Пермско-Башкирский, БМГБ – Беломорско-Мезенский, КЗГБ – Казахстанский (северная часть), ЗСГБ – Западно-Сибирский (западная часть), УСС – Уральская складчатая система; б – структур первого порядка и мегазон в пределах УСС; в – палеоактивных структур; г – блоков и зон; 2 – разрывная тектоника: а – субширотные дислокации первого порядка, б – субширотные дислокации второго порядка, в – глубинные разломы, возможно, глубинные сдвиги

(Лаборатория математической геофизики, лаборатория сейсмометрии, лаборатория региональной геофизики).

Направление Программы фундаментальных исследований государственных академий наук на 2008–2012 гг. (раздел 7.64) – «Катастрофические процессы природного и техногенного происхождения, сейсмичность – изучение и прогноз»

1. Отражение процессов подготовки и реализации землетрясений в изменениях скважинных температур на о. Кунашир

Установлена реакция температурного поля в скважине на о. Кунашир на процессы деформации земной коры при подготовке и реализации сейсмического события (включая катастрофическое землетрясение Тохоку 11.03.2011, M=9,0). Температурные вариации (рис. 3) в диапазоне от нескольких минут до нескольких месяцев на глубинах 40–280 м определяются: а) колебаниями столба жидкости в скважине под воздействием приливных сил; б) свободной тепловой конвекцией жидкости; в) деформациями земной коры, связанными с подготовкой и реализацией тектонических землетрясений. «Тектонический» температурный сигнал наиболее заметен на глубине 240 м и отражает процессы водообмена между деформируемыми пластами. Отмечена устойчивая реакция температурного поля на подготовку и реализацию землетрясений с магнитудой $M \geq 2{,}5\lg R$, где R – эпицентральное расстояние в км. Она проявляется в закономерном снижении температуры перед землетрясением и резким ростом – после него.

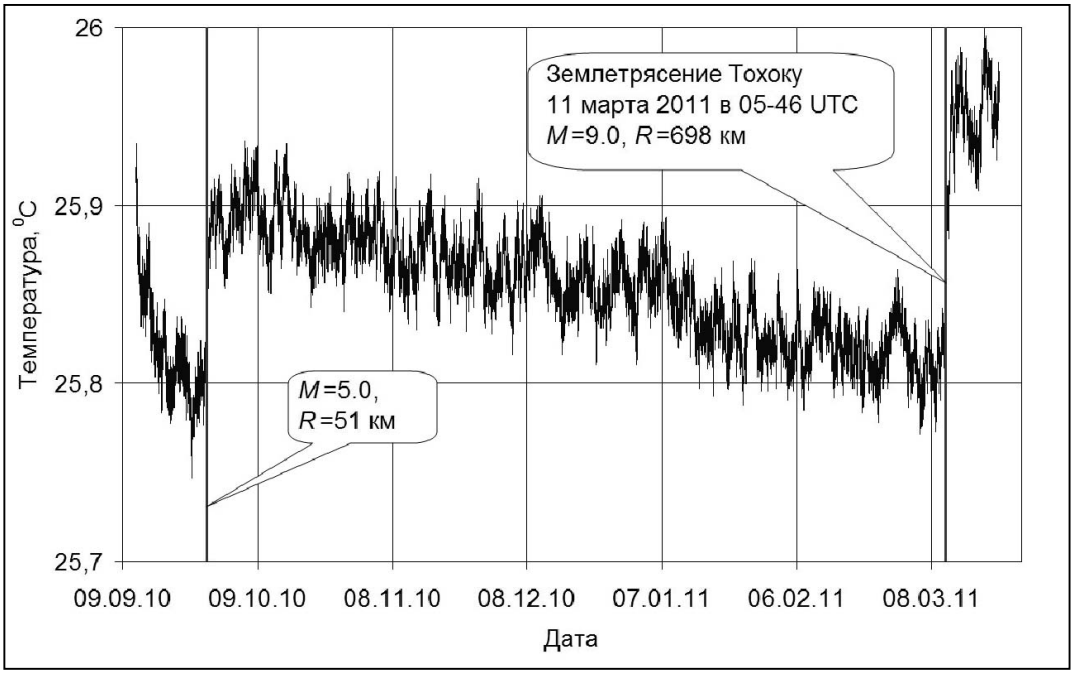


Рис. 3. Изменение температуры на глубине 240 м в наблюдательной скважине на о. Кунашир в период 09.2010 – 04.2011 г.

(Лаборатория ядерной геофизики).

Направление Программы фундаментальных исследований государственных академий наук на 2008–2012 гг. (раздел 7.66) – «Разработка методов, технологий, технических и аналитических средств исследования поверхности и недр Земли, гидросферы и атмосферы, геоинформатика»

1. Разработан и запатентован новый способ аэроэлектроразведки для поисков рудных месторождений с повышенной электропроводностью

Способ заключается в создании в окружающем пространстве первичного гармонического электромагнитного поля током фиксированной частоты в контуре с помощью силового генераторного устройства, размещаемого на летательном аппарате и перемещаемом в

окрестности точки измерений на заданной высоте по серии параллельных профилей. На дневной поверхности в фиксированной точке регистрируют составляющие векторов магнитной индукции и напряженности электрического поля. Координаты точки и время измерений определяют с помощью устройства навигации GPS. По соответствующим временам соотносят величины измеряемого поля и положения излучателя, определяют дискретные координаты положения излучателя относительно неподвижной точки измерения. Полученные значения составляющих поля относят к точкам положения излучателя. Способ позволяет осуществлять поиски масштаба М 1:10000 рудных месторождений в неосвоенных, труднодоступных районах, где нет поисковых не обсаженных скважин и невозможна посадка летательных аппаратов.

(Лаборатория электрометрии).

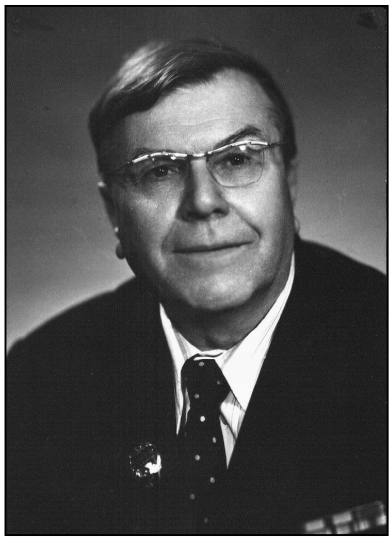
2. Разработана и изготовлена многофункциональная 2-канальная приемно-регистрирующая аппаратура «ОМАР-2м», обеспечивающая усиление, аналого-цифровое преобразование и запись электромагнитных сигналов в широком частотном диапазоне 10–48 000 Гц

Аппаратура позволяет работать с заземленными и незаземленными линиями, а также практически с любыми датчиками электромагнитных сигналов, как низкоомного, так и высокоомного типов. Главное назначение аппаратуры «ОМАР-2м» – работа в качестве аудиомагнитотеллурической станции. Кроме того, она может быть использована для геоэлектрических исследований методами радиокип СДВР (радиокомпарации и пеленгации сверхдлинноволновых радиостанций) и ПЕЭП (переменного естественного электрического поля). По сравнению с известными аналогами аппаратура отличается компактностью и пониженным энергопотреблением, а регистрируемый частотный диапазон сдвинут в более высокочастотную область, что позволяет детальнее исследовать верхнюю часть геологического разреза. Аппаратура успешно испытана в горных выработках шахты «Северная» Березовского рудника и при опытных геофизических работах по выявлению коренных источников Полдневского месторождения демантоидов.

(Лаборатория экологической геофизики).

****

«ШЕСТЫЕ НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ Ю.П. БУЛАШЕВИЧА»
Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей»



С **12 по 17 сентября 2011** года в Екатеринбурге прошла международная конференция «Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей», посвященная 100-летию со дня рождения Юрия Петровича Булашевича и 175-летию обсерваторских наблюдений на Урале.

Многообразие тематики, аннотированное в названии конференции, не случайно: ядерная геофизика, гравиметрия, геотермика, электроразведка, геомагнетизм, дегазация Земли и процесс ее термической эволюции, разрывная тектоника и ее связь с потоками гелия и аргона – это те направления, у истоков которых стоял Ю.П. Булашевич и которые охватывают практически все области геофизических исследований.

Конференция, в которой приняли участие 140 исследователей из Архангельска, Екатеринбурга, Воронежа, Иркутска, Красноярска, Москвы, Миасса, Новосибирска, Обнинска, Перми, Петрозаводска, Петропаловска-Камчатского, Санкт-Петербурга, а также из Египта, Киргизии и Украины, была организована Институтом геофизики УрО РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Евро-Азиатского геофизического общества.

В первый день работа конференции проходила в актовом зале Института металлургии (за что мы коллегам очень благодарны!). Вначале выступил директор Института геофизики УрО РАН член-корреспондент РАН Петр Сергеевич Мартышко с докладом «100-летие основателя и первого директора Института геофизики член-корреспондента АН СССР Ю.П. Булашевича», в котором рассказал об основных этапах жизни и научно-педагогического творчества юбиляра. При этом были отмечены выдающиеся заслуги Ю.П. Булашевича в организации и становлении Института геофизики, достижения которого в области фундаментальных исследований и подготовке научных кадров были отмечены в 1968 году Орденом Трудового Красного Знамени. Один из учеников Юрия Петровича, член-корреспондент РАН Владимир Иванович Уткин подготовил замечательную презентацию «Воспоминания о Ю.П. Булашевиче», представленную вниманию участников. Впечатлениями о наиболее интересных моментах общения с Ю.П. Булашевичем поделились также Ю.В. Хачай, В.Н. Шаров, А.К. Юрков.

Вторая половина дня была посвящена пленарным докладам: *Мартышко П.С, Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В.* «Геофизические модели строения земной коры Северного и Среднего Урала»; *Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н.* «Динамические условия формирования ядра и мантии при аккумуляции Земли»; *Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И.* «Отражение процесса подготовки и реализации «Великого землетрясения Тохоку» в температурных вариациях по скважине К-1 (о. Кунашир)»; *Шаров Н.В.* «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения»; *Magdy A. Atya, Olga A. Khachay, Mamdouh M. Soliman, Oleg, Yu. Khachay, Ahmed B. Khalil, Mahmoud Gaballah, Fathy F. Shaaban, Ibrahim A. El Hemali* «CSEM Imaging of the near surface dynamics and its impact for foundation stability at Quarter 27, 15th of May City, Helwan, Egypt».

Последующие три дня конференции были очень плотными по графику работу, и разнообразными по тематикам докладов. Отмечу только некоторые из них.

В секции **глубинное строение Земли**: *Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.* «Особенности тектонического районирования на разных глубинных уровнях верхней части литосферы Среднего Урала»; *Ребецкий Ю.Л.* «О конвективном движении в мантии горных пород, обладающих упругостью». В секции интерпретация геофизических полей: *Гетманов В.Г., Гвишиани А.Д., Kelly Stroker* «Распознавание P-waves возмущений в наблюдениях специальных донных станций»; *Ваганова Н.В., Французова В.И., Косарев Г.Л., Орешин С.И.* «Деформированное состояние верхней мантии под Русской плитой по наблюдениям обменных волн SKS»; *Христенко Л.А.* «Геофизические критерии прогнозирования кор выветривания, перспективных на золотое оруденение (на примере Кузнецкого Алатау)».

В секции **геодинамика:** *Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.* «Использование амплитудно-частотного спектра акустической эмиссии для восстановления функции распределения трещин по размерам»; *Гуляев А.Н.* «Сейсмотектоника центральной части Уральского региона».

В секции **тепловое поле Земли:** *Ферштатер Г.Б.* «Термальный режим Уральского эпиокеанического орогена в палеозое»; *Голованова И.В., Сальманова Р.Ю.* «Оценка геотермических условий глубоких горизонтов Башкирского Предуралья»; *Демежко Д.Ю., Дергачев В.В., Рыбаков Е.Н., Климшин А.В.* «Датчик и система измерений тепловой активности материалов».

В секции **мониторинг:** *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновска Г.Н., Басакина И.М.* «Новые нормативы сейсмометрического мониторинга и опыт их применения»; *Костарева Т.В.* «Прогноз экстремально высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха в городах Уральского региона»; *Овчаренко А.В., Беликов В.Т., Баландин Д.В., Угрюмов И.А.* «Использование высокоточных GNSS-измерений и комплексного геофизического мониторинга для диагностики деформаций высотных сооружений». В секции магнитометрические и электрометрические исследования: *Чурсин А.В., Федорова Н.В., Прутьян А.М.* «Аэрогеофизические исследования на территории транспортного коридора Урал промышленный – Урал Полярный»; *Брагин В.Д., Воронцова Е.В.* «Гармонический анализ вариаций полного вектора **T** геомагнитного поля, и связь компонент с сейсмической активностью Северного Тянь-Шаня».

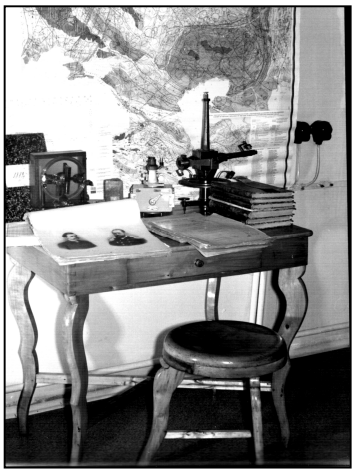
Подчеркнём, что также было довольно много «местных» участников из Института геологии и геохимии, Института горного дела, Института математики и механики, а также университетов (УГГУ и УрФУ), что отражает междисциплинарный характер геофизических исследований.

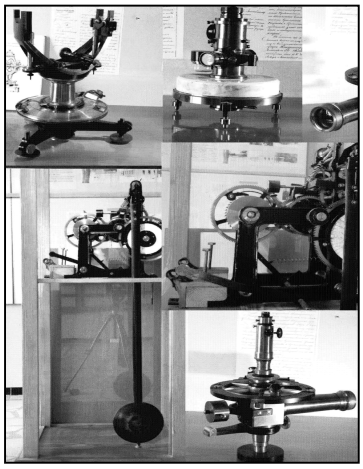
В заключительный день конференции была организована экскурсия на обсерваторию «Арти», в которой приняло участие большое количество молодых ученых и руководство УрО РАН. Замечу, что академик Валерий Николаевич Чарушин впервые посетил обсерваторию (за последние 20 лет – это первый визит руководителя Отделения).

История обсерваторских наблюдений на Урале началась с 1836 года, когда в Екатеринбурге было создано первое на Урале научное подразделение – магнитно-метеорологическая обсерватория «Екатеринбург». Решение об организации обсерватории было принято Российской академией наук по предложению А. Гумбольта и с одобрения К. Гаусса. Научными направлениями обсерватории были наблюдения магнитного поля Земли и метеорологические исследования.

На сегодняшний день обсерватория «Арти» известна во всем мире как одна из старейших. В ней работают четыре геофизические станции – магнитная (с 1836 года), сейсмическая, ионосферная (с 1944 года), станция GPS (с 1999 года). Обсерватория находится в живописном уголке Урала (в 180 км от Екатеринбурга) и занимает площадь около 100 гектаров.

Заведующий обсерваторией «Арти» к.г.-м.н. О.А. Кусонский начал экскурсию с посещения небольшого музея, организованного сотрудниками обсерватории. В нем представлена измерительная аппаратура XIX века, книги, фотографии, предметы обихода. Затем





участники конференции посетили магнитные павильоны, оборудованные как российской, так и зарубежной аппаратурой. С интересом узнали, что в сейсмическом павильоне с 1988 года работает американская станция *IRIS/IDA,* установленная по международному соглашению, и которая входит в состав международной системы сейсмического мониторинга по контролю за испытаниями ядерного оружия. Также гости осмотрели ионосферную станцию, оснащенную современным цифровым ионозондом «Парус» (ИЗМИРАН) и станцию GPS геодинамической сети Геофизической службы РАН, прослушали яркий доклад В.В. Литовского «Новые сведения о истории геоисследований на Урале».

В ходе заключительной дискуссии было отмечено, что «Научные чтения Ю.П. Булашевича» являются одной из немногих геофизических конференций, на которых рассматривается практически весь спектр геофизических проблем. Высокий уровень докладов, обширная тематика, хорошая организация привлекает все больше участников из разных регионов России и зарубежья. Было решено сохранить периодичность проведения – один раз в два года.

По ходатайству Учёного совета Института, поддержанному Президиумом Уральского отделения Президиум РАН принял Постановление о присвоении имени Ю.П. Булашевича Институту геофизики УрО РАН.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале «Уральский геофизический вестник» публикуются статьи, посвященные проблемам геофизики и геофизических исследований Урала. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются к опубликованию 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 (2 экземпляра полной статьи с рисунками и фотографиями, а также на отдельных листах рисунки, фотографии и подрисуночные надписи) и 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 скомпонована в следующем порядке: в первой строке указывается индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК). Следующая строка – название статьи набирается с выравниванием по центру прописными 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. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений , обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Размеры рисунков и фотографий не должны превышать размера журнальной страницы (165х225 мм).

Формулы и символы в строке текста набираются обязательно с помощью вкладки Символ (Symbol) меню Вставка (Insert). Курсивом набираются только латинские буквы. 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 шести 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 (19)

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 С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 10.03.2012.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 6,2
Уч. - изд. л. 7,1. Тираж 200
Заказ № 220

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

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

Индекс 15608

Внимание читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

«УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК»

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

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

Подписывайтесь, заказывайте и читайте
«Уральский геофизический вестник»