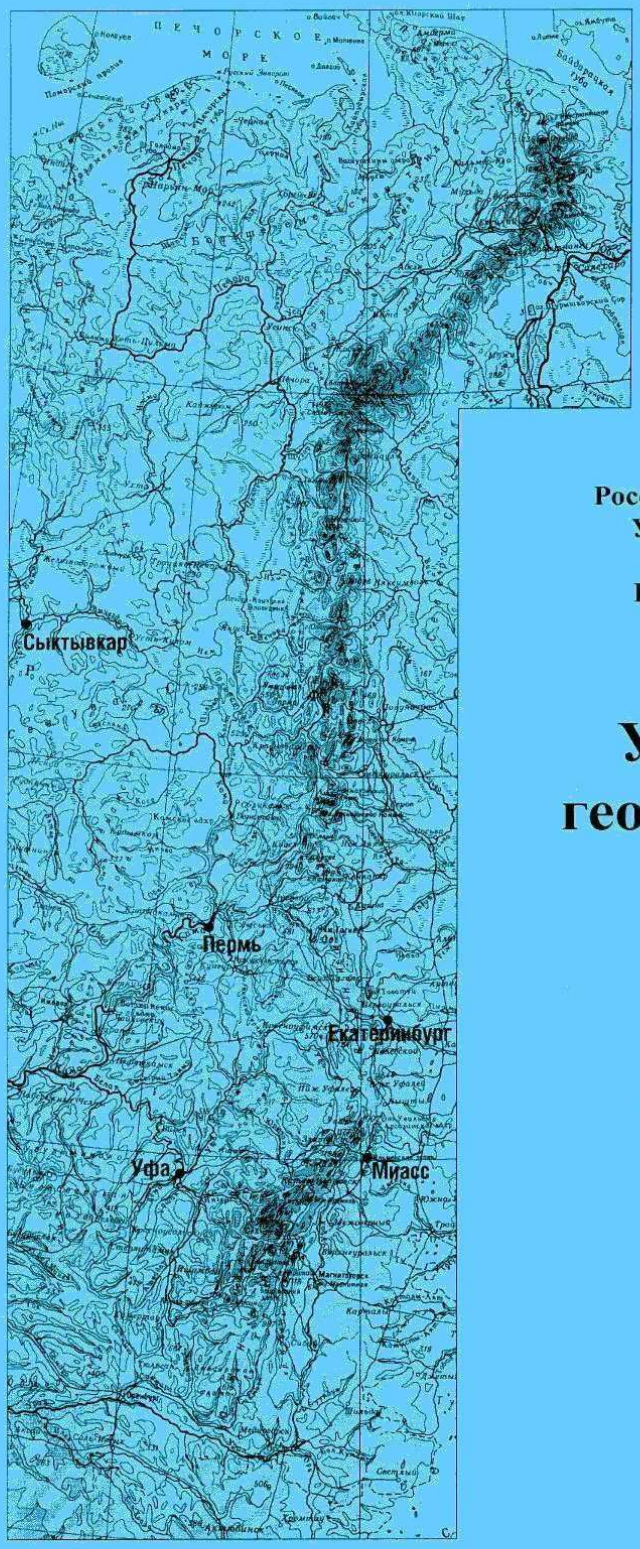
ISSN 1991-0223




Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

# Уральский геофизический вестник

*№ 1*
*2017*

Екатеринбург
2017

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

# УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

## № 1 (29) 2017

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

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

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

**Члены редколлегии**:

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

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

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

© Институт геофизики УрО РАН
© Авторы статей

# *СОДЕРЖАНИЕ*

***Баженова Е.А.***
Результаты комплексных исследований в скважинах Северо-Тараташского участка……...…….…….... 4

***Бахтерев В.В.***
Закономерности изменения электрических параметров горных пород, вмещающих хромитовое оруденение, в зависимости от расстояния до рудного тела ……... 11

***Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.***
Изучение закономерностей поэтапного характера развития процесса разрушения ….……...……...…….…….. 15

***Демежко Д.Ю., Хацкевич Б.Д., Миндубаев М.Г.***
Лабораторная установка для исследований свободной тепловой конвекции в водонаполненной скважине: первые результаты …..……...……... 28

***Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.***
Технология регионального изучения тектоники домезозойского мегакомплекса Приуральской области Западно-Сибирской платформы (на примере Урайской площади) ……. 34

***Иванченко В.С., Глухих И.И., Субачев Ю.В.***
Скачки Баркгаузена и магнитоакустическая эмиссия природных магнетитов…. 43

***Федорова Н.В., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В.***
Статистические оценки связи региональных магнитных аномалий с сейсмическими границами приполярного сектора Уральского региона ……. 47

***Федорова Н.В., Носкевич В.В.***
Геофизические исследования курганов Неплюевского археологического комплекса (Южный Урал) ……. 52

***Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г.***
Геодинамическая обстановка Северо-Тараташского участка по геофизическим исследованиям скважин…….. 60

***Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л.***
Моделирование динамических особенностей деформации неоднородного дилатирующего включения ..…….. 66

***Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И.***
О проблеме построения среднемасштабных плотностных моделей для сфероидальной Земли ……....……. 73

## *ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.*

Юбилеи……...…..……...……... 98

==========

***Вниманию читателей!***

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

# *CONTENTS*

***Bazhenova E.A.***
The results of complex researches in wells North-Taratashskiy area..…….. 4

***Bakhterev V.V.***
Regularities of changes of electric parameters of the rocks, containing chromite ore, depending on the distance from the ore bogy ……..…….. 11

***Belikov V.T., Ryvkin D.G.***
Study of regularities of the staged nature of the development of the destruction process ……..……. 15

***Demezhko D.Yu., Khatskevich B.D., Mindubaev M.G.***
A laboratory setup for investigation of free thermal convection flows in water filled borehole: first results ……..…. 28

***Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu.***
Technology of regional study of the pre-Mezozoysky megacomplex tectonics of Western siberian platform Priuralsky region (on example of Urai area) …….. 34

***Ivanchenko V.S., Glukhikh I.I., Subachev Y.V.***
Investiganion of Barkhausen effects and magnetoacoustic emission on natural magnetites ……..…….. 43

***Fedorova N.V., Muravyev L.A., Kolmogorova V.V.***
Statistical estimations of the relationship of regional magnetic anomalies with seismic borders of the Urals region nether-polar sector ……...…..…. 47

***Fedorova N.V., Noskevich V.V.***
Geophysical investigations of archaeological mounds on south Urals ..……. 52

***Beloglazova N.A., Bazhenova E.A., Vdovin A.G.***
Geodynamic situation of the North-Taratash site for geophysical research of wells ..……..……... 60

***Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L.***
The modeling of dynamic features of inhomogeneous dilatant inclusion deformation ……. 66

***Ladovskiy I.V., Byzov D.D., Chernoskutov A.I.***
On the problem of construction of medium-scale density models for the spheroidal Earth …….……. 73

***CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.***

Anniversaries…….. 98

==========

***To attention of readers!***

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

УДК 550.832

# РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОГО УЧАСТКА

***Баженова Е.А.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

***Аннотация.*** В статье приведены результаты исследования сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважинах Северо-Тараташского участка. Выявлены аномалии сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения, обусловленные как контактами различных пород, так и тектоническими границами. Установлена зависимость между интенсивностью аномалий сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения и близостью скважин к тектоническим разломам и надвигам. Определены наиболее информативные частотные диапазоны геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения для определения тектонических нарушений горных пород в околоскважинном пространстве.

*Электромагнитное излучение, геоакустическая эмиссия, скважина, каротаж, напряженно-деформированное состояние горных пород.*

## THE RESULTS OF COMPLEX RESEARCHES IN WELLS NORTH-TARATASHSKIY AREA

*Bazhenova E.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg*

**Abstract.** The article shows the results of study the signals of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in wells North-Taratashskiy complex. Detected anomalies signals of geoacoustic emission and electromagnetic radiation due to the contacts of different rocks, and tectonic boundaries. The dependence between the intensity of the anomaly signals of geoacoustic emission and electromagnetic radiation and the proximity of the wells to the tectonic faults and overthrusts. Defined the most informative frequency ranges of geoacoustic emission and electromagnetic radiation to determine the tectonic dislocations of rocks in the near wellbore

*Electromagnetic radiation, geoacoustic emission, borehole, logging, the stress-strain state of rocks.*

### *Введение*

В практике геологоразведочных работ для решения задач выделения зон тектонической нарушенности пород повсеместно применяют геофизические методы. Как известно, тектононарушенные зоны представляют собой нарушения сплошности геологической среды. Это могут быть зоны трещиноватости и дробления горных пород, разломов, надвигов и прочее. В каждой из этих структур происходит изменение напряженно-деформированного состояния горных пород, обусловленное процессами дробления, деформации и пластического течения отдельностей, зацепления механической и физико-химической природы, объемного деформирования и разрушения в пограничных областях блоков и т. д.

Изучение напряженно-деформированного состояния горных пород в условиях естественного залегания задача достаточно сложная, но при этом и весьма актуальная. Наибольший объем информации получают при проведении исследований в шахтах, карьерах и других горных выработках. При этом не меньший интерес вызывают и лабораторные эксперименты. В большинстве случаев используют акустоэлектромагнитные характеристики исследуемых образцов пород, так как именно по результатам геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения можно достаточно точно оценивать параметры зарождения и развития трещин. При проведении натурных измерений, для получения качественного материала необходимо учитывать большое количество различного рода помех, влияющих на полученные результаты. Особенно это важно при проведении наземных исследований электромагнитного излучения (ЭМИ) и геоакустической эмиссии (ГАЭ). Исследований вариаций сигналов ГАЭ и ЭМИ на глубинах от 50 м и более (скважинные измерения) позволяют избавиться

от влияния разного рода внешних помех и раскрывают широкие возможности для обнаружения и изучения деформационных процессов, воздействующих на геосреду. Поэтому проведение экспериментальных исследований по изучению напряженно-деформированного состояния горных пород в скважинах является одним из эффективных методов. К тому же результаты скважинных исследований позволяют оценивать характеристики горных пород в их естественном залегании в условиях высоких литостатических давлений и температур, выявлять зоны трещиноватости и тектонической нарушенности в околоскважинном пространстве, а также процессы флюидодинамики (Баженова, Федосов, 2016).

Процесс формирования электромагнитного излучения отражает динамику зарождения и развития структурного разрушения пород. Излучение носит импульсный характер. Способность горных пород излучать в то же время и акустические импульсы используется для получения информации о неоднородности, нарушенности, состоянии напряжения, а так же развивающихся в земной коре динамических процессах. В горных породах при хрупком разрушении геоакустическая эмиссия обусловлена развитием микро- и макротрещин. По ГАЭ оценивают ударопрочность горных пород, контролируют состояние массива пород и процессы разрушения, определяют наличие флюидогазодинамики в околоскважинном пространстве. Изучение связи между ЭМИ и ГАЭ в скважинах позволяет не только понять механизм природы процесса, но и охарактеризовать динамические свойства трещиноватой среды, определить какой из ее параметров, проявляющихся в полях различной физической природы, является доминирующим и ответственным за наблюдаемый процесс (Астраханцев и др., 2014).

Из многообразия механизмов возбуждения ЭМИ наибольший интерес представляют те, которые одновременно являются источниками ГАЭ. Действительно, исследования акустических и электромагнитных полей по разрезам глубоких скважин показали, что максимальные уровни сигналов как одной, так и другой природы большей частью пространственно совпадают по глубине с интервалами повышенной трещиноватости пород. Иногда наблюдаются отступления от видимой корреляции сигналов по акустическому и электромагнитному каналам. В этом отражается, по-видимому, не только разная природа фиксируемых полей, но и своеобразие свойств, структуры пород, влияющих на амплитудно-частотные характеристики механоакустических и механоэлектрических преобразователей (Троянов и др., 2011).

Электромагнитное излучение связано с образованием новых поверхностей раздела в среде (Дьяконов и др., 2010). Примечательными свойствами таких поверхностей являются их неровность, шероховатость, фрактальность, выражающие неоднородность микро- и макроструктуры разнообразных тел – от монокристаллов до горных пород. Известно, что трещина практически никогда не распространяется равномерно, она пульсирует, скорость ее меняется по величине и направлению, особенно при ветвлении. При этом от поверхности и вершины трещины отходят упругие волны, в результате чего релаксируют напряжение в среде. Этот процесс идет при любом режиме роста трещин. Но трещина может застопориться у барьера в виде какой-либо неоднородности. Напряжения в ее вершине возрастают и после прорыва импульсно излучаются. Импульсные преобразования происходят и при крутом изменении траектории трещины. Динамика трещин сопровождается возникновением и релаксацией зарядов, генерирующих электромагнитные импульсы (там же).

Из многих экспериментальных работ на образцах горных пород (Корнейчиков, 1986; Яковицкая, 2004) известно, что с возрастанием всестороннего давления число трещин уменьшается и повышается прочность пород. В реальных условиях верхней части земной коры наблюдаются существенные отклонения от этих закономерностей. Они обусловлены рядом причин, в том числе непрерывными физико-хими-

ческими процессами в проницаемых, заполненных флюидами и газами горных массивах. Прочность хрупких пород хорошо аппроксимируется модифицированным условием Кулона-Мора:

$$\sigma_p = \tau_c - f(\sigma_n - P),$$

где $\tau_c$ – сцепление пород; $f$ – коэффициент трения при сдвиге; $\sigma_n$ и $P$ – соответственно нормальное напряжение и давление в жидкости, заполняющей трещину.

Когда $f$ мало, а $\sigma_n$ и $P$ близки, что выполняется в замкнутых объемах, то и на больших глубинах прочность на сдвиг будет в основном определяться сцеплением пород. Как показывают лабораторные эксперименты (Корнейчиков, 1986; Яковицкая, 2004), оно растет с давлением, так как уменьшаются размеры дефектов и увеличиваются упругие модули. Но при этом следует заметить, что напряжение на разрыв будет расти только в том случае, когда поверхностная энергия не будет эквивалентно уменьшаться. Фактически же с глубиной флюиды понижают свободную поверхностную энергию трещин. Кроме того, прочность связей может уменьшаться за счет эффекта Ребиндера (Дьяконов и др., 2010). В понижение прочности пород вносят также свой вклад коррозия под напряжением, электрохимические процессы и, наконец, рост температуры с глубиной. Энергия активации разрывов в горных породах растет с повышением давления и уменьшается с увеличением температуры. В результате действия этих двух конкурирующих факторов и физико-механических процессов на некоторых глубинах, в зависимости от состава и свойств пород, энергия активации разрывов может достигать минимума, и за счет термофлуктуационного механизма, сдвиговых квазистационарных напряжений и сравнительно небольших переменных может увеличиваться вероятность возникновения разрывных дефектов. Тем самым на больших глубинах могут создаваться условия для сохранения проницаемости разломов и образования трещиноватых горизонтов пород, которые будут выделяться аномально высоким амплитудным уровнем ЭМИ (Дьяконов и др., 2010).

### *Цель исследований*

Целью работ на Северо-Тараташском участке являлось выявление зон тектонической нарушенности в околоскважинном пространстве.

### *Аппаратура и методика измерений*

При проведении исследований применялся аппаратурно-программный комплекс МЭШ-42, разработанный в Институте геофизики УрО РАН, позволяющий осуществлять одновременную регистрацию сигналов ГАЭ и ЭМИ (Астраханцев и др., 2014).

Регистрация сигналов электромагнитного излучения производится в трех частотных диапазонах: 45 ($F1$), 80 ($F2$) и 120 ($F3$) кГц.

Геоакустические сигналы регистрируются тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами (что позволяет фиксировать сигналы с трех направлений) в разных полосах частот в единицах регистрируемого ускорения, мм/с$^2$. По частотам измеренные параметры распределяются следующим образом:

- $X1$, $Y1$, $Z1$ – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в диапазоне 100–500 Гц;
- $X2$, $Y2$, $Z2$ – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в диапазоне 500–5000 Гц;
- $X4$, $Y4$, $Z4$ – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в диапазоне 2500–5000 Гц (Белоглазова, Троянов, 2003).

Интерпретация результатов исследований геоакустических сигналов основана на анализе величин измеренных и расчетных параметров.

Геоакустические сигналы, измеряемые горизонтальными датчиками, программным способом преобразуются в горизонтальные составляющие геоакустических сигналов $H$ для каждого диапазона частот: $H1$, $H2$, $H4$:

$$H_{1-4} = \sqrt{X_{1-4}^2 + Y_{1-4}^2}.$$

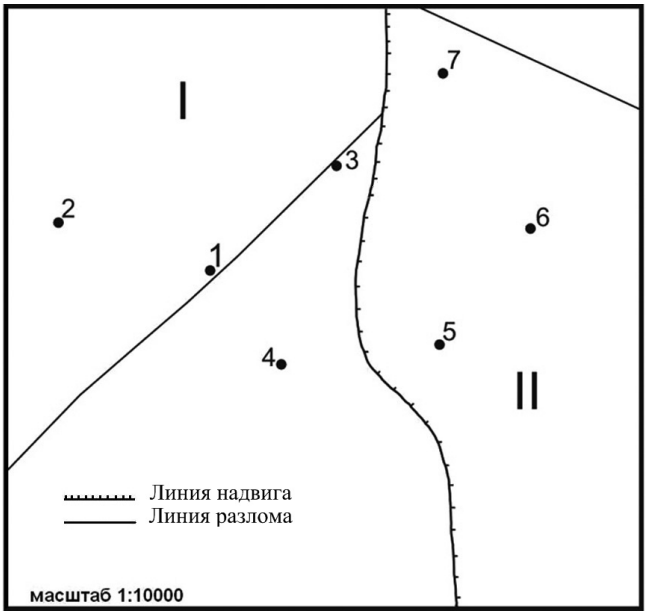



**Рис. 1.** Схематичное изображение тектонических разломов вблизи исследованных скважин (по материалам геофизического отдела ММК):
I – Куватальская свита;
II – зона зеленосланцевых диафторитов

Результаты каротажа представляются в виде диаграмм измеренных и расчетных параметров геоакустических сигналов.

Цикл опроса всех датчиков составляет 2 с. На каждой точке проводятся 10 циклов записи всего массива данных. Общее время нахождения прибора на каждой точке измерений составляет порядка 30 с. Выбор шага каротажа зависит от поставленной задачи и может изменяться от 1 до 100 м. Наибольший интерес в рудных скважинах представляют зоны контактов руда и вмещающая порода, поэтому при проведении исследований на Северо-Тараташском участке в этих интервалах шаг измерений был минимальный и составлял один метр.

***Объект исследований***

Тараташский комплекс обнажается в северной части Башкирского мегантиклинория в одноименном тектоническом блоке, имеющем вид выгнутой к востоку линзы, вытянутой в север–северо-восточном направлении. Общая площадь Тараташского блока около 400 км$^2$. Комплекс обрамляется вулканогенно-осадочными отложениями айской и саткинской свит нижнего мезопротерозоя. Комплекс преимущественно сложен гиперстеновыми плагиогнейсами, мигматизированными двупироксеновыми кристаллическими сланцами и метакоматиитами. Подчиненное значение имеют биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и графитом, а также железистые и графитовые кварциты. Породы Тараташского комплекса претерпели метаморфизм гранулитовой фации, более поздние процессы диафтореза гранулитов проявились в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Пыстин, Пыстина, 2015). В пределах Тараташского комплекса развиты многочисленные надвиги и взбросы, а так же разломные структуры, обуславливающие его сложное геологическое строение (Андреев, 1995).

В ходе проведения работ на Северо-Тараташском участке, были выполнены исследования в семи скважинах (рис. 1).

На рис. 2 приведены геологические колонки скважин, и, как видно из графиков, каждая имеет сложное строение.

***Результаты исследований и их обсуждение***

В скважинах Северо-Тараташского участка проводились исследования сигналов электромагнитного излучения на трех частотах (45, 80 и 120 кГц) и геоакустической эмиссии в трех частотных диапазонах (100–500, 500–5000 и 2500–5000 Гц). При анализе полученных материалов было установлено, что для выявления зон тектонической нарушенности пород в околоскважинном пространстве наиболее информативными оказались следующие параметры: ЭМИ на частоте 120 кГц (*F*3) и ГАЭ в частотном диапазоне 2500–5000 Гц (*H*4). На рис. 3 представлены результаты каротажа сигналов геоакустической эмиссии. Как видно из графиков, фоновые значения ГАЭ скважин 1–3 составляют 0,5–0,6 мм/с$^2$, при этом какие-либо значительные аномалии отсутствуют. Эти скважины пробурены в толще пород Куватальской свиты (см. рис. 1) и представлены гнейсами, биотитовыми плагиомигматитами, амфибол-биотитовыми мигматитами, габбро, дайками диабаза и зонами оруденения (см. рис. 2). Скважина 4 так же пробурена в зоне Куватала, но фоно-

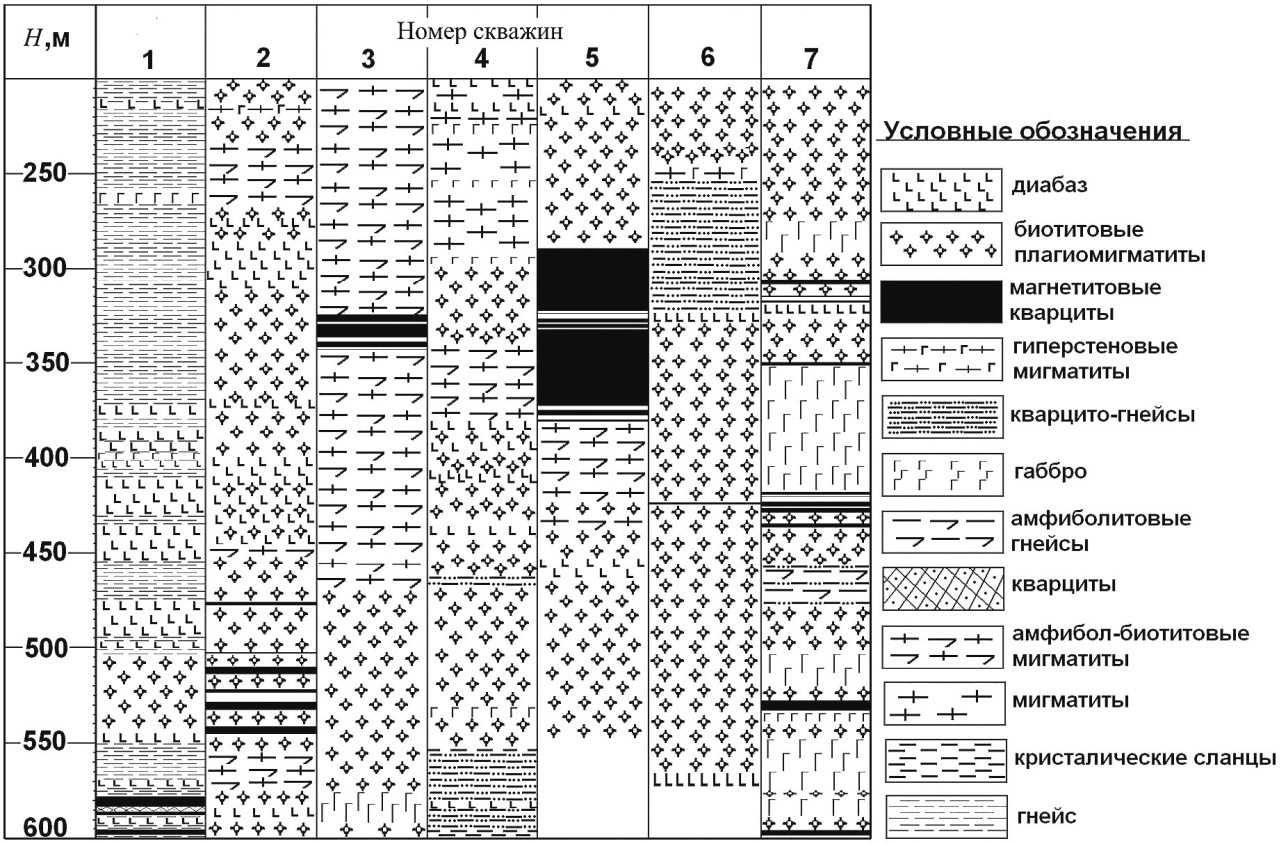



**Рис. 2.** Геологическое строение исследуемых скважин
(по материалам геофизического отдела ММК)

вые значения сигналов ГАЭ ниже, чем в первых трех, и составляют 0,4 мм/с$^2$. Скважина представлена кварцито-гнейсами, дайками диабаза, габбро, биотитовые и амфибол-биотитовыми мигматитами, кристаллическими сланцами и мигматитами. В этой скважине наблюдаются две аномалии. Первая находится на глубине 230 м и приурочена к контакту габбро и мигматитов. Вторая расположена на глубине 350 м в толще амфибол-биотитовых гнейсов. Скважины 5–7 пробурены в зоне зеленосланцевых диафторитов (см. рис. 1), фоновые значения сигналов ГАЭ 0,4–0,5 мм/с$^2$. Геологический разрез скважин (см. рис. 2) представлен биотитовыми плагиомигматитами, габбро, амфибол-биотитовыми мигматитами, дайками диабаза, гиперстеновыми мигматитами, кварцито-гнейсами, амфиболитовыми гнейсами и магнетитовыми кварцитами. Как видно из графиков (см. рис. 3), скважина 5 не имеет аномалий. Скважина 6 имеет интенсивную аномалию на глубине 460 м и пространственно совпадает с переслаиванием амфиболитовых гнейсов и кварцито-гнейсов. В скважине 7 выявлены два аномальных участка. Первый в интервале глубин 305–330 м. Этот участок представлен биотитовыми плагиомигматитами, магнетитовыми кварцитами и дайкой диабазов. Второй участок расположен в интервале глубин 475–525 м и представлен биотитовыми плагиомигматитами и габбро.

По результатам данных каротажа сигналов электромагнитного излучения в каждой из семи скважин в определенном интервале глубин (200–600 м) были зафиксированы знакопеременные аномалии различной интенсивности по параметру электромагнитного излучения на частоте 120 кГц (*F*3). Визуально эти кривые можно разделить на три типа (рис. 4). Первые отклоняются в положительную область от фонового значения (скважины 2, 5, 6), вторые в отрицательную область (скважины 1 и 3), а третьи имеют знакопеременную форму (скважины 4 и 7).

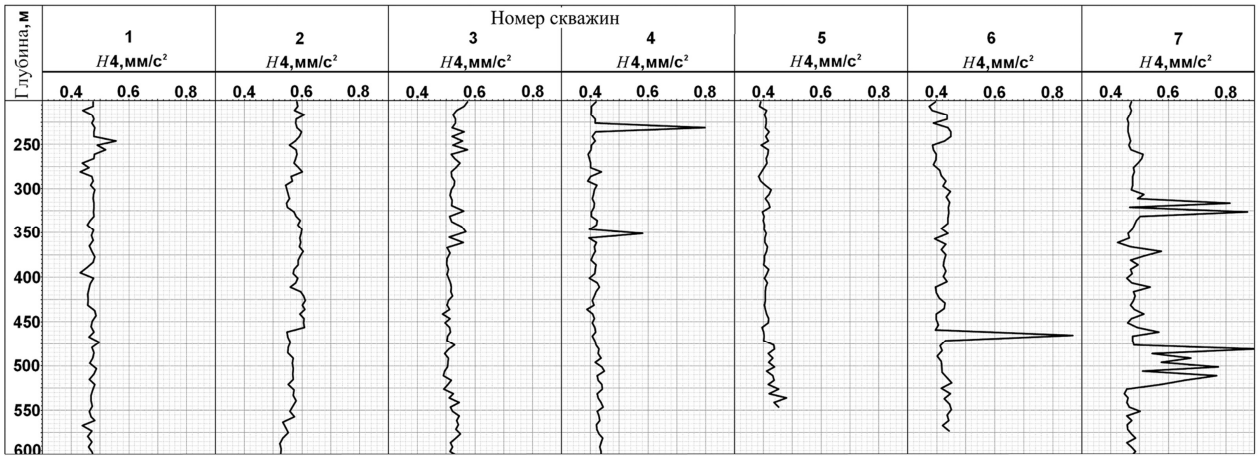



**Рис. 3.** Результаты каротажа сигналов геоакустической эмиссии на частоте 2500–5000 Гц (*H*4)

При сопоставлении результатов исследований сигналов электромагнитного излучения и тектонических нарушений на участке работ (см. рис. 1 и 4), можно проследить следующую закономерность. Скважины 1 и 3 расположены вблизи разлома и имеют интенсивную отрицательную аномалию по параметру *F*3 (см. рис. 4). Скважины 2, 5 и 6 удалены от разлома приблизительно на 540, 270 и 570 м, соответственно, и как видно из графиков, аномалии по параметру *F*3 слабые. Скважины 4 и 7 расположены между разломами и зоной надвига, и, как видно, кривые имеют пики как в отрицательную, так и в положительную область.

По геологическому строению зоны аномалий имеют следующее строение (см. рис. 2). Первая группа скважин: скважина 1 в интервале 350–450 м представлена переслаиванием гнейсов, габбро и даек диабазов; скважина 3 (интервал 400–600 м) – амфибол-биотитовые мигматиты, биотитовые плагиомигматиты и габбро. Вторая группа: скважина 2 (интервал 450–550 м) – чередование биотитовых плагиомигматитов и магнетитовых кварцитов; скважина 5 (интервал 300–370 м) – мощные зоны магнетитовых кварцитов с тонкими пропластками кварцитов и диабазов; скважина 6 (участок 370–500 м) – весь интервал представлен биотитовыми плагиомигматитами с маломощным пластом магнетитовых кварцитов на глубине 425 м. Третья группа: скважина 4 (участок 400–500 м) – чередование биотитовых плагиомигматитов, даек диабаза и кварцито-гнейсов; скважина 7 (320–470 м) – переслаивание магнетитовых кварцитов, даек диабазов, биотитовых плагиомигматитов, амфибол-биотитовых гнейсов и кварцито-гнейсов.

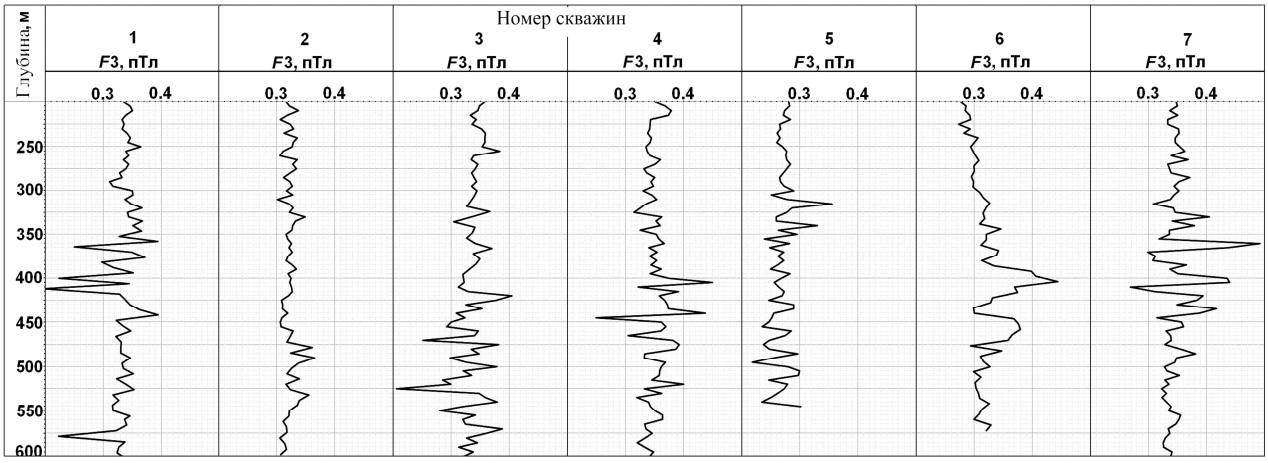



**Рис. 4.** Результаты каротажа сигналов электромагнитного излучения на частоте 120 кГц (*F*3)

***Выводы***

Таким образом, можно предположить, что выявленные аномалии как геоакустических сигналов, так и электромагнитных обусловлены не только контактами различных пород, но активностью близлежащих тектонических нарушений. Так же была выявлена зависимость между интенсивностью аномалий сигналов ГАЭ и ЭМИ и близостью скважин к тектоническим разломам и надвигом. Анализ полученных результатов по семи скважинам позволил установить, что наиболее информативными частотными диапазонами, при решении поставленной задачи, являются – диапазон 2500–5000 Гц по акустическому каналу и 120 кГц по электромагнитному.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ – 16-35-00254.*

***Литература***

*Андреев Н.И.* Тектоника Тараташского моноклинория структуры рудного поля и околорудные ореолы саткинских месторождений кристаллического магнезита (Южный Урал): Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. МГУ. М., 1995.

*Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Троянов А.К.* Аппаратурно-программный комплекс для скважинных исследований напряженно-деформированного состояния среды // НТВ Каротажник. № 5 (239). 2014. С. 39–51.

*Баженова Е.А., Федосов М.А.* Временные изменения сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине Северо-Тараташского участка (Южный Урал) // XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сб. науч. материалов. Екатеринбург, 2016. С. 11–13.

*Белоглазова Н.А., Троянов А.К.* Оптимизация комплекса информативных параметров геоакустических шумов при решении задач в нефтегазовых скважинах // Материалы XIII сессии Российского акустического общества. М., 2003. С. 57–60.

*Дьяконов Б.П., Мартышко П.С., Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И.* Выделение периодичностей низкочастотных деформационных процессов в вариациях электромагнитного излучения в Уральской сверхглубокой скважине // ДАН. 2010. Т. 430. № 1. С. 105–107.

*Корнейчиков В.П.* Электрическое излучение в процессе деформирования и разрушения горных пород // Сейсмотектонические и геофизические исследования в Джунгаро–Северо-Тянь-Шанском сейсмоактивном регионе: Сборник. Академия наук Казахской ССР. Ин-т сейсмологии. Алма-Ата, 1986. С. 137–145. – Рукопись деп. в ВИНИТИ в 1986.

*Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента Земной коры // Труды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2015. № 7. С. 3–18.

*Троянов А.К., Дьяконов Б.П., Мартышко П.С., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А.* Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах // ДАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 118–120.

*Яковицкая Г.Е.* О некоторых особенностях структуры сигналов электромагнитного излучения при разрушении горных пород // ФТПРПИ. 2004. № 3. С. 20–28.

УДК 550.8:553.08:53/54

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГОРНЫХ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАССТОЯНИЯ ДО РУДНОГО ТЕЛА

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

***Аннотация***. Методом электрического сопротивления при высоких температурах исследованы образцы руды и вмещающих пород из Ревдинского месторождения (Ключевской гипербазитовый массив) и Аркашорского месторождения Войкаро-Сынинского массива. Установлено, что для исследованных объектов характер распределения точек с координатами $E_o$, $\lg R_o$ одинаков. Наблюдается отклонение от базовой линии, и оно тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец. Вдали от рудных тел точки с координатами $E_o$, $\lg R_o$ исследованных образцов укладываются на прямую, характерную для безрудных площадей в них, где справедлива зависимость $\lg R_o = a - bE_o$ с коэффициентами для данной исследуемой площади. В то же время поля распределения фигуративных точек в координатах $E_o$, $\lg R_o$ не совпадают. Установлена связь между отклонением фигуративных точек ($L$, усл. ед.) в координатах $\lg R_o$, $E_o$ от прямой линии – корреляции $\lg R_o = f(E_o)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения, и расстоянием от места отбора образца до рудного тела ($r$, м). Для каждого объекта «чувствительность» установленной зависимости различная, то есть отклонение точек от базовой линии для каждого объекта становится заметным для образцов, отобранных с разных расстояний до руды (рудопроявления).

*Серпентинизация гипербазитов, электрическое сопротивление, энергия активации, высокая температура, базовая линия, отклонение фигуративной точки, расстояние до руды.*

## REGULARITIES OF CHANGES OF ELECTRIC PARAMETERS OF THE ROCKS, CONTAINING CHROMITE ORE, DEPENDING ON THE DISTANCE FROM THE ORE BOGY

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

***Abstract.*** Electrical resistance measurements have been applied to study samples of chromite and the host serpentinite from the Arcashor deposits in the Voyicaro-Sininsky ophiolite and from the Revdin in the Klyuchevsky ophiolite. It was found that for the investigated objects and the distribution of points with coordinates $E_o$, $\lg R_o$ the same. There is a deviation from the baseline, and the deviation is greater, the closer to the ore occurrence is a sample. Away from the ore bodies to the point with coordinates $E_o$, $\lg R_o$ studied samples are placed on a straight line, typical of barren areas in them, where the fair dependence $\lg R_o = a - bE_o$ coefficients for this study area. At the same time, the field distribution of the figurative points in the coordinates $E_o$, $\lg R_o$ are not the same. The relation between the distance of the figurative points (coordinates $E_o$, $\lg R_o$) from the direct correlation $\lg R_o = f(E_o)$ for barren areas ($L$, relative units) and the distance from the sample to the ore body ($r$, м). For each object, the sensitivity of the method is different, that is, the deviation of points from the baseline for each object becomes visible for samples selected with different distances to ore (ore).

*Serpentinization of ultramafics, electrical resistance, activation energy, high temperature, base line, the deviation of the figurative points, the distance to the ore.*

### *Введение*

Гипербазиты являются важным контролирующим фактором хромитовых месторождений. Однако строение, состав, хромитоносность каждого гипербазитового массива имеют свои особенности. Хромитовое оруденение характеризуется значительной изменчивостью типоморфных признаков и исключительной сложностью локализации. Осложняющими факторами, влияющими на сохранность и качество хромитовых руд, являются процессы метаморфизма (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Луцкина, 1983; Малахов, 2003). Разнообразие точек зрения на генезис и условия концентрации хромшпинелидов

не позволяют однозначно решать вопрос о перспективности того или иного гипербазитового массива.

Прошлыми работами исследована электропроводность образцов руд и вмещающих гипербазитов из ряда месторождений Алапаевского, Ключевского, Верблюжьегорского гипербазитовых массивов (Бахтерев, 2008а; 2008б; 2013). Изученные руды – высокохромистые массивные, густовкрапленные. Все образцы вмещающих пород были без видимой вкрапленности хромшпинелидов. Месторождения различаются структурно-веществен-ными комплексами, степенью метаморфизма пород и руд. Получены зависимости их электрического сопротивления от температуры в интервале 20–800 °С. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации $E_o$ и коэффициент электрического сопротивления $R_o$). Для исследованных объектов все точки с координатами $E_o$, $\lg R_o$ отклоняются от базовой линии $\lg R_o = a - bE_o$, установленной для безрудных массивов и площадей. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец. Для всех исследованных объектов характер распределения точек с координатами $E_o$, $\lg R_o$ одинаков. В то же время, графическое изображение этой связи в координатах $E_o$, $\lg R_o$ четко показывает, что поля распределения фигуративных точек разных объектов не совпадают. Такое поведение высокотемпературной электропроводности является отражением своеобразия геологических условий, истории становления и развития исследованных гипербазитовых массивов и месторождений в них (Бахтерев, 2008а; 2008б). Однако все исследованные образцы не имели конкретной привязки (фиксированного расстояния) до рудопроявления.

Цель настоящей работы: исследовать температурную зависимость электрического сопротивления пород, вмещающих руды; определить их электрические параметры $\lg R_o$, $E_o$; установить связь между отклонением фигуративных точек ($L$, усл. ед.) в координатах $\lg R_o$, $E_o$ от прямой линии – корреляции $\lg R_o = f(E_o)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения, и расстоянием от места отбора образца до рудного тела ($r$, м) (на примере Аркашорского рудопроявления Войкаро-Сынинского массива и Ревдинского месторождения Ключевского массива).

***Краткая характеристика исследованных объектов***

Геология и хромитоносность Войкаро-Сынинского массива описаны в ряде работ, например (Савельев, 1977; Савельева, 1977; Макеев и др., 1985; Реестр … , 2000; Перевозчиков и др., 2004; Перевозчиков, 2006). Основные перспективы массива связаны с хромитовыми рудами глиноземистого магнезиального типа, локализованными в гарцбургитовом комплексе. По данным Б.В. Перевозчикова (Перевозчиков, 2006) в пределах массива гарцбургитовый структурно-вещественный комплекс занимает около 70 %. Морфологические, структурные и вещественные характеристики хромитопроявлений глиноземистого типа весьма изменчивы и находятся в тесной зависимости от положения в структуре гарцбургитового структурно-вещественного комплекса. По условиям локализации, морфологии и характеру контактов рудных тел, структурно-текстурным особенностям и густоте вкрапленности хромитовых руд в глиноземистом типе выделены два класса: бедных, редковкрапленных, убоговкрапленых руд в дунитовых телах и богатых, густовкрапленных, сплошных руд в проницаемых зонах среди гарцбургитов (Перевозчиков и др., 2004).

Класс бедных хромитовых руд локализован исключительно внутри дунитовых тел. Типоморфными чертами класса являются шлировая, жилообразная, линзовидная, неправильная формы и постепенные границы рудных тел, преобладание убоговкрапленных, редковкрапленных руд глиноземистого магнезиального типа. Границы тел как постепенные, так и резкие. Размеры оруденения небольшие, рудные зоны обычно включают несколько линзовидных тел мощностью до первых метров. Важной особенностью рудовмещающего комплекса является то, что вокруг рудных тел в

дунитах отмечается повышенная вкрапленность хромшпинелидов (до 5–10 %) (Реестр … , 2000; Перевозчиков и др., 2004). Аркашорское рудопроявление – высокохромистое оруденение магнезиального типа. «Состав рудных хромшпинелидов $Cr_2O_3$ – 50–56 %, $Al_2O_3$ – 10–15%» (Реестр … , 2000, с. 12–13).

«Ключевской массив состоит из четырех структурно-вещественных комплексов – дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-клинопироксенитового, габбрового и жильного габбрового» (Пушкарев, 2006, с. 334–335).

Дуниты дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса «часто подвергнутые интенсивному будинажу, отальковению и карбонатизации. Геологический переход к пироксенитам осуществляется через дунит-верлитовую зону переслаивания… В начале этой зоны заметно преобладают дуниты, среди которых отмечаются отдельные тела верлитов… Постепенно вверх по разрезу количество верлитов нарастает, они становятся доминирующими и переходят в однородные тела крупнозернистых оливиновых клинопироксенитов» (Пушкарев, 2006, с. 338).

На площади Ключевского массива известно около 200 мелких хромитовых месторождений и рудопроявлений (Реестр, … , 2000; Рудные месторождения, 1978; Пушкарев, 2006). Наиболее крупные из них приурочены к дунитам дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (Ревдинское и др.). Дуниты серпентинизированные, часто карбонатизированные и оталькованные. Рудопроявления сложены телами хромитов, часто имеющие нечеткие границы и варьирующими от редко до густовкрапленных разностей. Хромиты Ревдинских рудопроявлений сложены преимущественно высокохромистой хромовой шпинелью с содержанием «$Cr_2O_3$ – 50–62%, $Al_2O_3$ – 8–13%, FeO – 16–24%» (Реестр … , с. 16–17). Тип руды по составу хромшпинелидов – повышенной железистости, высокохромистый подтип. С поверхности рудопроявления вскрыты разведочными канавами, карьером. Руды подвержены интенсивным пластическим деформациям и совместно с вмещающими их дунитами сминаются в изометричные складки.

Авторы работы (Реестр … , 2000) относят Ревдинское месторождение к верлит-дунитовому комплексу. Они считают, что «породы и руды верлит-дунитового комплекса характеризуются повышенной железистостью оливина и хромшпинелидов … дуниты комплекса отличаются от дунитов дунит-гарцбургитового комплекса меньшим (в основном до 0,5 мм) размером рассеянных по породе зерен хромшпинелидов» (Реестр … , 2000, с. 14).

### *Методика исследований и образцы*

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, 2008а). Образцы для исследований вырезались в форме кубика с ребром 0,02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измерялось двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20–800 °С. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температура в системе определялась платино-платинородиевой термопарой в 0,01 м от образца. Измерения электрического сопротивления осуществлялись при постоянном напряжении. Прибор для измерения электрического сопротивления на постоянном токе – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до $10^{14}$ Ом и пределами допустимой относительной погрешности измерений от ±2,5 до 4 % в конце диапазона.

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. Коэффициент электрического сопротивления $\lg R_o$ определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ на оси ординат.

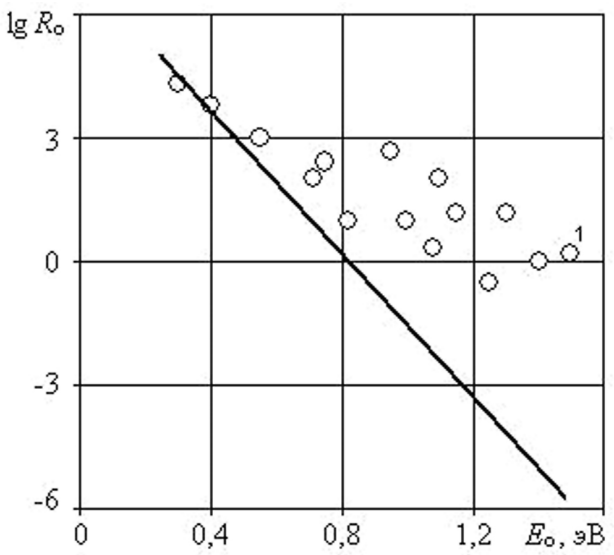



**Рис. 1.** Связь между lg$R_o$, $E_o$ исследованных образцов из скважин Аркашорского рудопроявления (Войкаро-Сынин-ский массив) Цифрой 1 обозначен образец, взятый на расстоянии 1,2 м от рудного тела. Прямая линия – корреляция lg$R_o = f(E_o)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения

Образцы для исследования отобраны из безрудных площадей вмещающих пород Аркашорского рудопроявления. Эти образцы без видимой вкрапленности хромшпинелидов приняты в качестве «фоновой» породы. Остальные образцы отобраны из керна нескольких скважин. В этих образцах визуально оценено содержание хромшпинелидов в количестве от единичных зерен до убогой вкрапленности. Образцы для исследования любезно предоставлены Н.В. Вахрушевой.

Образцы вмещающих пород и оруденения из Ревдинского месторождения предоставлены Л.Д. Булыкиным; З.Б. Черняком, Т.А. Шерендо.

Образцы имеют привязку в зависимости от расстояния до рудопроявления.

***Результаты и их обсуждение***

Для всех исследованных образцов измерены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале 20–800 °С. По измеренным кривым lg$R = f(1/T)$ определена энергия активации в температурном интервале 400–600 °С и коэффициент электрического сопротивления.

Для безрудных площадей Аркашорского рудопроявления установлена зависимость lg$R_o = a - bE_o$ с коэффициентами $a$ = 7,1; $b$ = 8,5. На рис. 1 показана связь между энергией активации и коэффициентом электрического сопротивления исследованных образцов серпентинитов. С приближением к рудному телу, фигуративные точки в координатах lg$R_o$, $E_o$ удаляются от базовой линии, что согласуется с нашими предыдущими исследованиями.

Хотя разброс точек достаточно большой, однако связь четко прослеживается. Такой разброс, вероятно, связан еще и со сложным строением разреза. Рудопроявления массива, как правило, состоят из нескольких зон вкрапленных руд мощностью 1–3 м и протяженностью несколько десятков до сотен метров, отстоящих друг от друга на 5–25 м. (Перевозчиков и др., 2004; Перевозчиков, 2006). Возможно, такой разброс точек частично объясняется совместным влиянием не только того рудного тела, которое вскрыто данной скважиной, но и других близко расположенных тел. С другой стороны, важной особенностью рудовмещающего комплекса является то, что вокруг рудных тел в дунитах отмечается повышенная вкрапленность хромшпинелидов (до 5–10 %) (Реестр … , 2000; Перевозчиков и др., 2004).

На Ревдинском месторождении в качестве объекта исследования выбрано небольшое обнажение, представленное тонкими полосовидными и линзовидными выделениями густовкрапленных хромитовых руд, разделенных тальк-карбонатными породами. Совокупность всех субпараллельных полос и линз образует рудную зону.

Для безрудных площадей Ревдинского рудопроявления установлена зависимость lg$R_o = a - bE_o$ с коэффициентами $a$ = 6,3; $b$ = 9,2. На рис. 2 показана связь между энергией активации и коэффициентом электрического сопротивления исследованных образцов серпентинитов. С приближением к рудному телу, фигуративные точки в координатах lg$R_o$, $E_o$ удаляются от базовой линии. «Петрографической особенностью дунит-верлит-клинопироксени-

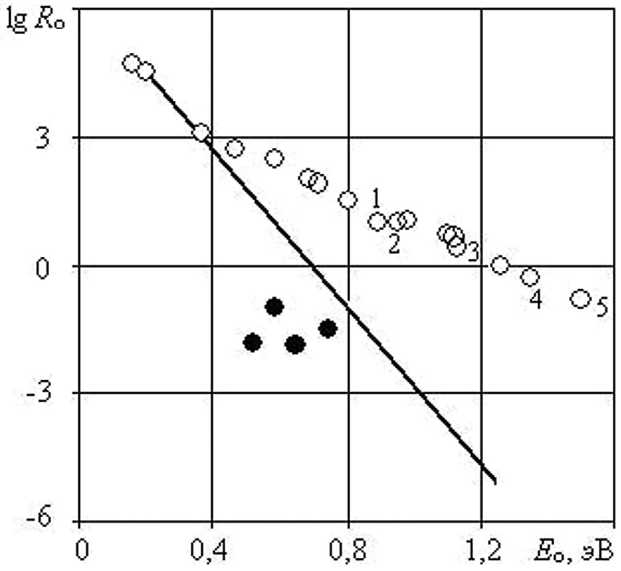



**Рис. 2.** Связь между lg$R_o$, $E_o$ исследованных образцов из Ревдинского рудопроявления Ключевского массива. Светлые кружки – вмещающие породы; темные кружки – хромитовая руда. Прямая линия – то же, что на рис. 1. Цифры – номера образцов, собранных на различном расстоянии от рудного тела: 1 – 27 м; 2 – 25 м; 3 – 12,3 м; 4 – 5 м; 5 – 1 м

тового комплекса Ключевского массива является полное отсутствие ортопироксена, типоморфного минерала для большинства краевых комплексов офиолитов. Эта особенность сближает его с габбро-гипербазитовыми ассоциациями Платиноносного пояса Урала (ППУ), где появление ортопироксена в ультраосновных породах также является исключением из правила. Так, О.К. Иванов, основываясь на этом и других критериях, предложил относить дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс Ключевского массива к ассоциациям платиноносного типа» (Пушкарев, 2006, с. 339).

Однако результаты исследований о «составе пород и минералов полностью противоречат этой точке зрения. В породах отсутствует высокотемпературный амфибол и титаномагнетитовая минерализация, характерные для пород ППУ, они обладают чрезвычайно низкой железистостью, содержаниями Rb, Sr, $P_2O_5$, Ti, концентрациями и характером распределения редкоземельных элементов и платиноидов, что указывает на его принадлежность к сильно деплетированной офиолитовой ассоциации» (Пушкарев, 2006, с. 339). Результаты настоящих исследований высокотемпературной электропроводности пород дунит-верлит-клинопироксе-нитового комплекса Ключевского массива согласуются с геологическими выводами Е.В. Пушкарева. По электрическим параметрам lg$R_o$, $E_o$ породы этого комплекса можно отнести к офиолитовой ассоциации. По величине коэффициентов $a$ и $b$ в уравнении связи lg$R_o = a - bE_o$ исследованные образцы Ключевского массива занимают промежуточное положение между образцами из Войкаро-Сынинского и Алапаевского массивов (Бахтерев, 2015), однозначно относимых к офиолитам (Смирнов, 2006; Вахрушева и др., 2006).

На рис. 3 приведена связь между отклонением фигуративных точек ($L$, усл. ед.) в координатах lg$R_o$, $E_o$ от прямой линии – корреляции lg$R_o = f(E_o)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруде-

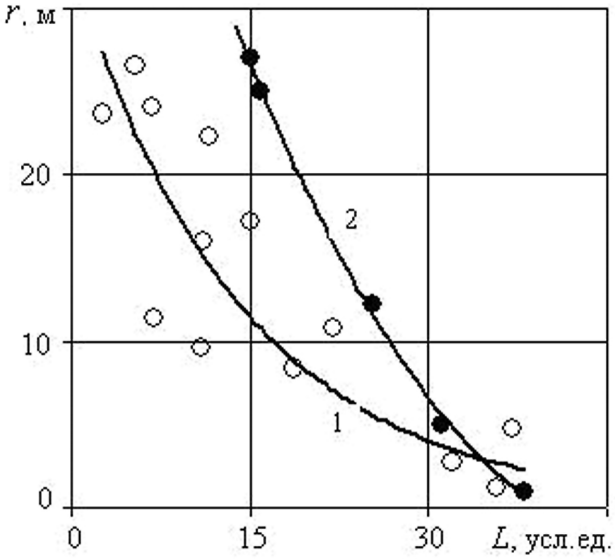



**Рис. 3.** Связь между отклонением фигуративных точек ($L$, усл. ед.) в координатах lg$R_o$, $E_o$ (см. рис. 1, 2) от прямой линии – корреляции lg$R_o = f(E_o)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения, и расстоянием от места отбора образца до рудного тела ($r$, м):

1. Аркашорское рудопроявление (Войкаро-Сынинский массив – $r = 32{,}89e^{-0{,}07L}$; $R^2 = 0{,}77$; светлые кружки);

2. Ревдинское рудопроявление (Ключевской массив – $r = 0{,}027L^2 - 2{,}54L + 58{,}92$; $R^2 = 0{,}99$; темные кружки)

нения, и расстоянием от места отбора образца до рудного тела ($r$, м).

Фигуративные точки в координатах $\lg R_o$, $E_o$ заметно отклоняются от базовой линии на Аркашорском рудопроявлении на расстоянии около 25 метров до рудной зоны. Для Ревдинского рудопроявления это расстояние несколько больше, как видно из рисунка. Конкретную цифру установить не удалось из-за отсутствия соответствующих образцов.

Автор благодарен Л.Д. Булыкину, Н.В. Вахрушевой, Ч.З. Черняку, Т.А. Шерендо за предоставленные образцы для настоящих исследований.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 15-18-5-19.

***Заключение***

Исследованы образцы гипербазитов, как из безрудных площадей, так и площадей, вмещающих оруденение. Получены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале 20–800 °С. Определены электрические параметры $\lg R_o$, $E_o$.

Для безрудных площадей Аркашорского рудопроявления Войкаро-Сынинского массива установлена зависимость $\lg R_o = a - bE_o$ с коэффициентами – $a$ = 7,1; $b$ = 8,5; для безрудной площади Ревдинского рудопроявления Ключевского массива – с коэффициентами $a$ = 6,3; $b$ = 9,2.

Для исследованных объектов все точки с координатами $\lg R_o$, $E_o$ отклоняются от базовой линии $\lg R_o = a - bE_o$, установленной для безрудных массивов и площадей. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец. Для исследованных объектов характер распределения точек с координатами $\lg R_o$, $E_o$ одинаков. В то же время, графическое изображение этой связи в координатах $\lg R_o$, $E_o$ четко показывает, что поля распределения фигуративных точек объектов не совпадают.

По величине коэффициентов $a$ и $b$ в уравнении связи $\lg R_o = a - bE_o$ исследованные образцы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса Ключевского массива занимают промежуточное положение между образцами из Войкаро-Сынинского и Алапаевского массивов (Бахтерев, 2015), относимых к офиолитам, что согласуется с геологическими данными Е.В. Пушкарева (Пушкарев, 2006).

Установлена связь между отклонением фигуративных точек ($L$, усл. ед.) в координатах $\lg R_o$, $E_o$ от прямой линии – корреляции $\lg R_o = f(E_o)$ образцов серпентинитов из участков, не содержащих оруденения, и расстоянием от места отбора образца до рудного тела ($r$, м). Для каждого объекта «чувствительность» установленной зависимости различная, то есть отклонение точек от базовой линии для каждого объекта становится заметным для образцов, отобранных с разных расстояний до руды (рудопроявления).

***Литература***

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

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

*Бахтерев В.В.* Высокотемпературная электропроводность гипербазитов Верблюжьегорского массива // Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Материалы международной конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2013. С. 29–31.

*Бахтерев В.В.* Закономерности изменения электрических параметров образцов горных пород гипербазитовых массивов Урала при высоких температурах // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2015. № 2. С. 41–47.

*Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Распределение РЗЭ в ультрамафитах и рудообразующих хромовых шпинелях Войкаро-Сынинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы междуна-

родной научной конференции (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 92–95.

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

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

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

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

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

*Перевозчиков Б.В.* Хромовые руды офиолитовых комплексов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 295–300.

*Пушкарев Е.В.* Ключевской офиолитовый массив на Среднем Урале // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 334–346.

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

*Рудные* месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 1. С. 205–209.

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

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

*Смирнов В.Н.* Офиолиты Восточной зоны Среднего Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 164–167.

УДК 539.2

# ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПОЭТАПНОГО ХАРАКТЕРА РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ

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

***Аннотация.*** На основе анализа уравнений баланса энергии и импульса, исследованы закономерности наступления отдельных этапов в развитии процесса разрушения твердого тела. Дано описание каждого из этапов, сформулированы условия, при которых возможна их реализация. Результаты исследования использованы для характеристики особенностей процесса разрушения в массивах горных пород.

*Режим развития процессов разрушения, баланс энергии и импульса, поверхностная энергия, удельная внутренняя поверхность.*

# STUDY OF REGULARITIES OF THE STAGED NATURE OF THE DEVELOPMENT OF THE DESTRUCTION PROCESS

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

***Abstract.*** Based on the analysis of the equations of energy and momentum balance, the regularities of the onset of individual stages in the development of the process of destruction of a solid are investigated. A description of each of the stages is given, conditions are formulated whereby their realization is possible. The results of the study were used to characterize the features of the fracture process in rock massifs.

*Regime of development of destruction processes, momentum and energy balance, surface energy, specific internal surface.*

## *Введение*

Большинство исследователей в настоящее время сходятся во мнении, что разрушение представляет собой сложный многоступенчатый процесс, который начинается задолго до появления магистральных трещин, разделяющих твердое тело на части (Регель и др., 1974; Панин и др., 1985). При этом детальное изучение процесса разрушения показывает, что в его развитии можно выделить отдельные этапы (режимы), становление которых тесно связано с изменением напряженного-деформированного состояния твердого тела, а также характером временных изменений его структурных параметров. В связи с этим, возникает важная проблема, касающаяся изучения условий реализации различных режимов в развитии процесса разрушения. Возможность определять причины возникновения каждого из этапов, а также умение прогнозировать их наступление, позволит более полно исследовать и контролировать развитие процессов разрушения твердого тела. Характер протекания деструктивных процессов в различных материалах имеет свою специфику, связанную с особенностями их структуры. Поэтому актуальной в настоящее время становится задача изучения наиболее общих закономерностей, характеризующих наступление того или иного этапа развития процессов разрушения в различных средах, в том числе гетерогенных, каковыми являются горные породы. Эти закономерности могут быть исследованы на основе анализа уравнений, описывающих процессы разрушения с наиболее общих позиций. Такие уравнения могут быть получены в рамках континуального подхода, в соответствии с которым разрушающееся твердое тело рассматривается как гетерогенная среда, одной из фаз которой является трещиновато-пористое пространство (Беликов, Шестаков, 2008). В такой постановке объектом изучения будет не отдельная трещина, а вся область, где развиваются процессы разрушения. Указанная область будет характеризоваться такими изменяющимися структурными параметрами, как пористость и удельная внутренняя поверхность (УВП). Одним из основных соотношений при таком описании будет уравнение баланса энергии, включающее в себя и по-

верхностную энергию разрушающегося твердого тела. Для его анализа необходимо использовать информацию о временных изменениях структурных характеристик среды, которая может быть получена в результате количественной интерпретации экспериментальных данных по индикаторам процессов разрушения, таким как акустическая эмиссия (АЭ) и временные вариации концентрации радона (Беликов, Рывкин, 2015а; 2015б; Беликов, Шестаков, 2008). В таких областях как теория упругости, материаловедение и геофизика, одним из важнейших является вопрос об условиях возникновения, так называемого катастрофического режима развития процессов разрушения. В геофизике этот вопрос стоит особенно остро в связи с проблемой предсказания горных ударов и землетрясений. Существующие данные говорят о том, что процессы разрушения в геосреде происходят непрерывно, однако не всегда их развитие приводит к катастрофическим событиям. С этой точки зрения, при изучении причин возникновения того или иного этапа развития процессов разрушения и, в частности катастрофического, необходимо ответить на вопрос, как и при каких условиях он реализуется. Начиная с работ Гриффитса, условия развития трещины, и, в частности, причины ее неустойчивого распространения, обсуждались в литературе неоднократно (Griffith, 1920; Панин и др., 1985; Партон, Морозов, 1985; Партон, 1990). Однако попытка перенести эти результаты на всю область, где развиваются процессы разрушения, сталкивалась с большими трудностями. В рамках континуального описания процессов разрушения эти трудности отчасти можно преодолеть. При этом мы, с одной стороны, сможем более полно исследовать все механизмы, сопровождающие эти процессы, с другой, более четко сформулировать условия наступления каждого из этапов развития процесса разрушения.

Таким образом, целью настоящей работы является изучение условий реализации отдельных этапов в развитии процесса разрушения, в том числе анализ причин и закономерностей их возникновения. Результаты исследования использованы для характеристики специфических особенностей процесса разрушения в массивах горных пород.

***Постановка задачи и основные уравнения***

При описании процессов разрушения твердого тела будем рассматривать его как двухфазную гетерогенную среду, состоящую из твердой фазы – “1”, и газообразной (трещинной) фазы – “2”, представляющей собой пространство пор и трещин, в общем случае заполненное газообразным флюидом (Беликов, Рывкин, 2016). В то же время сам процесс разрушения будем трактовать как фазовый переход первого рода (Беликов, 1996; Беликов, Шестаков, 2008). Соотношение для баланса импульса единицы объема разрушающегося твердого тела, полученное суммированием соответствующих соотношений для каждой из фаз в пренебрежении диссипативными процессами, может быть записано в виде (Алейников и др., 1992; 1993; Беликов, Рывкин, 2016)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho v_i) + \frac{\partial}{\partial x_k}(\rho v_i v_k - \sigma_{ik}) - \Delta\sigma_{ik}^{(12)}\tilde{n}_k^{(1)}\Omega_{12} - \\ - \frac{1}{V}\int_{S_{12}}(\rho_1' - \rho_2')v_i'^{(1)}u_k^{zp}n_k^{(1)}dS = 0. \qquad (1)$$

В данном уравнении, в отличие от соответствующего соотношения, приведенного в (Беликов, Рывкин, 2016), учтен обмен импульсом между фазами при фазовом переходе (интегральное слагаемое слева в (1)). Индексы фаз, стоящие сверху, заключены в скобки. Обозначения в (1) следующие: $\rho = \rho_1 + \rho_2$ – плотность твердого тела;

$\rho_1 = 1/V\int_V \rho_1' dV$ и $\rho_2 = 1/V\int_V \rho_2' dV$ – осредненные плотности твердой и трещинной фазы, соответственно; $v_i$ – *i*-я компонента осредненной среднемассовой скорости материала, определяемой из соотношения

$\rho v_i = \rho_1 v_i^{(1)} + \rho_2 v_i^{(2)}$, где $v_i^{(1)} = 1/V_1\int_V v_i'^{(1)}dV$ и $v_i^{(2)} = 1/V_2\int_V v_i'^{(2)}dV$ – осредненные скорости твердой и трещинной фазы;

$\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}\varphi_1 + \sigma_{ik}^{(2)}\varphi_2$ – тензор упругих напряжений в твердом теле,

$\sigma_{ik}^{(1)} = 1/V_1 \int_V \sigma_{ik}'^{(1)} dV$ и $\sigma_{ik}^{(2)} = 1/V_2 \int_V \sigma_{ik}'^{(2)} dV$ – осредненные тензоры упругих напряжений в фазах, $V_1$ и $V_2$ – объемы, занимаемые фазами в пределах объема осреднения $V$, $V = V_1 + V_2$, $\varphi_1 = V_1/V$ и $\varphi_2 = V_2/V$ – доли объема, приходящиеся на каждую из фаз;

$\rho_1'$, $\rho_2'$, $v_i'^{(1)}$, $v_i'^{(2)}$, $\sigma_{ik}'^{(1)}$, $\sigma_{ik}'^{(2)}$ – плотности, скорости и тензоры упругих напряжений в точке, находящейся в пределах соответствующей фазы (Алейников и др., 1992; 1993; Беликов, Рывкин, 2016; Беликов, 1991); $S_{12}$ – межфазная поверхность (граница) между твердой и трещинной фазами, которую будем считать гладкой; $n_k^{(1)}$ – вектор нормали, внешней по отношению к твердой фазе; $u_k^{гр}$ – скорость движения межфазной границы $S_{12}$ при фазовом переходе. В процессе разрушения твердого тела поверхность $S_{12}$ движется со скоростью $u_k^{гр}$ в сторону твердой фазы. Для долей объема $\varphi_1$ и $\varphi_2$ справедливо соотношение $\varphi_1 + \varphi_2 = 1$. Величина $\Delta\sigma_{ik}^{(12)} = \sigma_{ik}^{(1)} - \sigma_{ik}^{(2)}$ – разность осредненных по соответствующей фазе тензоров упругих напряжений;

$\tilde{n}_k^{(1)} = 1/V\Omega_{12} \int_{S_{12}} n_k^{(1)} dS$ – осредненный (по $S_{12}$) вектор нормали, внешней по отношению к твердой фазе, $\Omega_{12} = S_{12}/V$ – УВП, соответствующая межфазной поверхности $S_{12}$. В соответствии с природой трещинной фазы, осредненный тензор упругих напряжений в ней имеет вид $\sigma_{ik}^{(2)} = -p_2\delta_{ik}$, где $p_2$ – осредненное давление флюида в порах и трещинах, $\delta_{ik}$ – дельта-символ Кронекера. Если пренебречь плотностью газообразной фазы по сравнению с плотностью твердого тела и считать ее покоящейся ($v_i^{(2)} = 0$), то $\rho = \rho_1$, а $v_i = v_i^{(1)}$. Пренебрегая давлением газа в порах и трещинах, получим, что $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}\varphi_1$. Если при этом доля объема, занимаемая трещинной фазой $\varphi_2 << 1$, то $\varphi_1 \approx 1$ и тогда $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}$.

Осредненное уравнение баланса объемной части энергии разрушающегося твердого тела, полученное суммированием соответствующих соотношений для каждой из рассматриваемых двух фаз, может быть записано в виде (Беликов, Рывкин, 2016)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\varepsilon) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho v_i\varepsilon - \sigma_{ik}v_k + J_i) - $$
$$- \Delta\sigma_{ik}^{(12)}v_k^{(1)}\tilde{n}_i^{(1)}\Omega_{12} - \frac{1}{V}\int_{S_{12}}(\rho_1'\varepsilon_1' - \rho_2'\varepsilon_2')u_i^{гр}n_i^{(1)}dS +$$
$$+ \frac{1}{V}\int_{S_{12}}(J_i'^{(1)} - J_i'^{(2)})n_i^{(1)}dS = 0. \qquad (2)$$

В выражении (2), в отличие от соответствующего уравнения, приведенного в (Беликов, Рывкин, 2016), учитывается обмен энергией между фазами, а также тепло, расходуемое на разрушение твердой фазы (два последних интегральных слагаемых слева в (2)). Обозначения в (2) следующие: $\varepsilon$ – рассчитанная на единицу массы осредненная внутренняя и кинетическая энергия материала, определяемая из соотношения: $\rho\varepsilon = \rho_1\varepsilon_1 + \rho_2\varepsilon_2$. При этом $\varepsilon_1 = E_1 + v^{(1)^2}/2$ и $\varepsilon_2 = E_2 + v^{(2)^2}/2$ – осредненные полные энергии фаз; $\varepsilon_1'$ и $\varepsilon_2'$ – аналогичные величины в точке, находящейся в пределах соответствующей фазы; $E_1$ и $E_2$ – осредненные внутренние энергии фаз; $J_i = J_i^{(1)} + J_i^{(2)}$ – полный осредненный кондуктивный поток тепла в среде, $J_i'^{(1)}$ и $J_i'^{(2)}$ – соответствующие величины в точке. Чтобы получить уравнение для полной энергии твердого тела, к соотношению (2) необходимо прибавить уравнение для его поверхностной энергии (Беликов, Шестаков, 2008; Беликов, Рывкин, 2016). В результате уравнение баланса всей (объемной и поверхностной) энергии разрушающегося твердого тела можно записать в виде

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\varepsilon + E_\Omega) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho v_i\varepsilon - \sigma_{ik}v_k + J_i) - $$
$$- \Delta\sigma_{ik}^{(12)}v_k^{(1)}\tilde{n}_i^{(1)}\Omega_{12} - \frac{1}{V}\int_{S_{12}}(\rho_1'\varepsilon_1' - \rho_2'\varepsilon_2')u_i^{гр}n_i^{(1)}dS +$$
$$+ \frac{1}{V}\int_{S_{12}}(J_i'^{(1)} - J_i'^{(2)})n_i^{(1)}dS - \gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12} = 0, \qquad (3)$$

где $E_\Omega$ – поверхностная энергия единицы объема твердого тела, $\mu_{12}$ – коэффициент

поверхностного натяжения на межфазной поверхности $S_{12}$, который мы считаем постоянным, $\gamma_{12}$ – структурный параметр, характеризующий относительное изменение УВП $\Omega_{12}$ при перемещении межфазной границы $S_{12}$. При этом скорость движения поверхности $S_{12}$ равна сумме скорости ее деформации, а также скорости $u_i^{zp}$ при разрушении твердого тела (Беликов, Шестаков, 2008). Отметим, что коэффициент поверхностного натяжения $\mu_{12}$ представляет собой свободную поверхностную энергию, рассчитанную на единицу площади (Беликов, Шестаков, 2008). В силу того, что газовая фаза покоится, а скорости деформации твердой фазы малы, можно положить $\varepsilon_1' = E_1'$ , $\varepsilon_2' = E_2'$ и $\varepsilon_1 = E_1$, $\varepsilon_2 = E_2$. Тогда уравнение (3) можно переписать в виде

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho E + E_\Omega) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho v_i E - \sigma_{ik} v_k + J_i) - $$
$$- \Delta\sigma_{ik}^{(12)} v_k^{(1)} \tilde{n}_i^{(1)} \Omega_{12} - \frac{1}{V}\int\limits_{S_{12}} (\rho_1' E_1' - \rho_2' E_2') u_i^{zp} n_i^{(1)} dS + $$
$$+ \frac{1}{V}\int\limits_{S_{12}} (J_i'^{(1)} - J_i'^{(2)}) n_i^{(1)} dS - \gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12} = 0, \quad (4)$$

где $E$ – рассчитанная на единицу массы осредненная внутренняя энергия материала, определяемая из соотношения: $\rho E = \rho_1 E_1 + \rho_2 E_2$. Если пренебречь кондуктивной теплопроводностью и внутренней энергией газообразной фазы по сравнению с соответствующими величинами для твердой фазы, то в уравнении (4) $J_i = J_i^{(1)}$, $E = E_1$, а кроме того, как и в (1) $\rho = \rho_1$, $v_i = v_i^{(1)}$, $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}$. Заметим, что приведенные выше уравнения баланса импульса и энергии справедливы, вообще говоря, при любой реологии среды. Поэтому, называя в дальнейшем $\sigma_{ik}$ тензором упругих напряжений, мы будем иметь в виду не только линейную его связь с тензором деформаций.

### *Анализ и обсуждение результатов*

В квазистационарном случае, в пренебрежении конвективным потоком внутренней энергии, выражение (4) можно записать следующим образом

$$v_k \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_i} + \sigma_{ik}\frac{\partial v_k}{\partial x_i} - \frac{\partial J_i}{\partial x_i} + \Delta\sigma_{ik}^{(12)} v_k^{(1)} \tilde{n}_i^{(1)} \Omega_{12} + $$
$$+ Q + \gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12} = 0, \quad (5)$$

где

$$Q = \frac{1}{V}\int\limits_{S_{12}} (\rho_1' E_1' - \rho_2' E_2') u_i^{zp} n_i^{(1)} dS - $$
$$- \frac{1}{V}\int\limits_{S_{12}} (J_i'^{(1)} - J_i'^{(2)}) n_i^{(1)} dS, \quad (6)$$

рассчитанная на единицу объема энергия, связанная с разрушением кристаллической структуры твердого тела. Первое слагаемое справа в (6) описывает разность внутренних энергий фаз в объеме твердого тела, подвергнутого разрушению. Второе слагаемое – это скрытая теплота фазового перехода, которая расходуется на разрушение кристаллической решетки твердого тела. Физический смысл остальных слагаемых слева в (5) следующий. Первые два представляют собой рассчитанную на единицу объема мощность упругих сил, обусловленных внешним воздействием на твердое тело. Третье слева слагаемое – $\partial J_i/\partial x_i$ – количество тепла, получаемое (отдаваемое) данным единичным объемом в единицу времени посредством кондуктивной теплопроводности, слагаемое $\Delta\sigma_{ik}^{(12)} v_k^{(1)} \tilde{n}_i^{(1)} \Omega_{12}$ описывает мощность акустического излучения (АЭ), генерируемого единицей объема разрушающегося твердого тела вследствие колебаний поверхностей пор и трещин. Последнее слагаемое слева в (5) описывает скорость изменения поверхностной энергии твердого тела. Проследить эволюцию во времени уравнения энергетического баланса (4) в общем случае не представляется возможным. Поэтому будем предполагать, что процесс разрушения протекает достаточно медленно и в ходе его развития твердое тело проходит последовательность квазистационарных состояний, каждое из которых описывается уравнением (5). Соотношение баланса импульса (1) в квазистационарном случае, если пренебречь квадратичными по скоростям слагаемыми (конвективным потоком импульса), можно переписать в виде

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + \Delta\sigma_{ik}^{(12)} \tilde{n}_k^{(1)} \Omega_{12} + q = 0 \quad , \tag{7}$$

где величина

$$q = \frac{1}{V} \int_{S_{12}} (\rho_1' - \rho_2') v_i'^{(1)} u_k^{zp} n_k^{(1)} dS \tag{8}$$

описывает разность импульсов фаз в объеме разрушившегося твердого тела. Так как $v_i = v_i^{(1)}$, то в соответствии с (7), учитывая симметрию тензора упругих напряжений $\sigma_{ik}$, можем записать

$$\begin{aligned} & v_k \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_i} = v_i \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} = v_i^{(1)} \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} = \\ & = -\Delta\sigma_{ik}^{(12)} v_k^{(1)} \tilde{n}_i^{(1)} \Omega_{12} - q v_i^{(1)} = \\ & = -\Delta\sigma_{ik}^{(12)} v_k^{(1)} \tilde{n}_i^{(1)} \Omega_{12}. \end{aligned} \tag{9}$$

Слагаемым $qv_i^{(1)}$ как квадратичным по скорости мы пренебрегли. Из (9) следует, что справедливо равенство

$$v_k \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_i} + \Delta\sigma_{ik}^{(12)} v_k^{(1)} \tilde{n}_i^{(1)} \Omega_{12} = 0 \,. \tag{10}$$

Можно показать, что $\nu_k \partial\sigma_{ik}/\partial x_i$ (первое слагаемое слева в (5) и (10)) входит в уравнение баланса кинетической энергии твердого тела. Отсюда следует, что эта величина описывает работу, совершаемую в единицу времени упругими силами и идущую на увеличение кинетической энергии единицы объема разрушающегося твердого тела. Рост кинетической энергии обусловлен, в свою очередь, распространяющимися в среде упругими волнами, возбуждаемыми колебаниями межфазной поверхности $S_{12}$, инициированными процессами образования и роста трещин. Подставляя (10) в (5) и учитывая симметрию тензора упругих напряжений, получим

$$\sigma_{ik} \nu_{ik} - \frac{\partial J_i}{\partial x_i} + Q + \gamma_{12} \mu_{12} \Omega_{12} = 0, \tag{11}$$

где $\nu_{ik} = ½(\partial \nu_i/\partial x_k + \partial \nu_k/\partial x_i)$ – осредненный тензор скоростей деформации (Беликов, Шестаков, 2008). Из соотношения (11) видно, что работа упругих сил в единицу времени $\sigma_{ik}\nu_{ik}$ сопровождается выделением тепла, которое частично расходуется на разрушение твердого тела (слагаемое $Q$ слева в (11)), частично кондуктивным образом отводиться из области разрушения (слагаемое $-\partial J_i/\partial x_i$ слева в (11)). Кроме того, часть мощности упругих сил тратится на изменение величины межфазной поверхности $S_{12}$ в процессе разрушения твердого тела (Беликов, Шестаков, 2008). Это, в свою очередь, приводит к изменению поверхностной энергии материала (слагаемое $\gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12}$ слева в (11)). Если вклад величин $Q$ и $-\partial J_i/\partial x_i$ несущественен, выражение (11) примет вид

$$\sigma_{ik}\nu_{ik} + \gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12} = 0. \tag{12}$$

Соотношение (12) представляет собой пространственный аналог энергетического критерия Гриффитса, определяющего условия распространения отдельной трещины (Беликов, Шестаков, 2008). Таким образом, в рамках принятых нами приближений справедливо не только условие (5), но и выполняются равенства (10) и (11) по отдельности. Каждое из этих уравнений описывает определенный режим развития процессов разрушения. Оценим по порядку величины первое и второе слагаемые слева в (5). Пусть $L_1$ – характерный размер изменения компонент тензора упругих напряжений (расстояние, на котором эти компоненты изменяются на величину порядка их самих); $L_2$ – характерный размер изменения скоростей деформации, определяемый аналогично. В зависимости от того, как соотносятся между собой величины $L_1$ и $L_2$, изменяется соотношение между первым и вторым членами слева в (5). Если $L_1 \sim L_2$, то слагаемое $\sigma_{ik}\partial\nu_k/\partial x_i$ (совпадающее с $\sigma_{ik}\nu_{ik}$ в (11)), а также величина $\nu_k\partial\sigma_{ik}/\partial x_i$ – одного порядка. В такой ситуации процесс разрушения описывается общим уравнением (5), в соответствии с которым энергия внешнего воздействия на твердое тело расходуется на разрушение его кристаллической структуры при фазовом переходе (образование зародышей микротрещин), акустическое излучение, изменение поверхностной энергии, а также частично отводится из области разрушения посредством кондуктивной теплопроводности. Иными словами, в данном случае, в

соответствии с принципом Ле-Шателье (Ландау, Лифшиц, 1964), работают все механизмы, стремящиеся ослабить внешнее воздействие на твердое тело. Условие $L_1 \sim L_2$ выполняется, в основном, в упругом приближении, при линейной связи между напряжениями и деформациями, а также при относительно небольших отклонениях от этого состояния. Если $L_1 >> L_2$, то в области разрушения справедливо соотношение $\sigma_{ik}\nu_{ik} >> \nu_k \partial\sigma_{ik}/\partial x_i$. Указанное выше неравенство выполняется, когда производные компонент тензора упругих напряжений мало меняются, а градиенты скоростей деформации резко возрастают по сравнению с теми их значениями, которые были при $L_1 \sim L_2$. Такая ситуация возникает на фоне роста упругих напряжений в окрестности включений, которые являются их концентраторами. При этом, если включение имеет изометричную форму (пора) и ограничено относительно гладкой поверхностью, на которой отсутствуют участки большой кривизны, состояние материала в этих областях станет пластическим. В пластичном состоянии деформации (смещения) начнут расти быстрее напряжений, причем степень их неоднородности, в зависимости от расстояния до включения, также будет увеличиваться. Возникающие при этом большие градиенты смещений будут обусловлены тем, что поведение материала на разных расстояниях от включения может, вообще говоря, подчиняться различным реологическим соотношениям. Когда мы рассматриваем процесс разрушения как последовательность квазистационарных состояний, скорости деформации будут меняться в зависимости от расстояния до включения также как смещения. Тогда в окрестности включений возникнут большие градиенты не только смещений, но и скоростей деформации, что и обусловит выполнение условия $L_1 >> L_2$. Процесс разрушения в областях, где выполняется соотношение $L_1 >> L_2$, будет описываться уравнением (11). В этом случае мощность упругих напряжений будет расходоваться на деформацию твердого тела, а выделяемое в процессе деформации тепло частично тратится на разрушение твердого тела (образование микротрещин), частично кондуктивным образом отводится из области разрушения. Кроме того, часть упругой энергии расходуется на изменение межфазной поверхности (в том числе за счет поверхностей образовавшихся микротрещин) между твердой и трещинной фазой, что приводит к изменению УВП и, как следствие, поверхностной энергии. Характерная особенность данного этапа (в отличие от рассматриваемого ниже катастрофического режима развития процессов разрушения) состоит в том, что возникающие микротрещины в основном влияют лишь на реологию материала, а процесс их слияния является редким явлением. Поэтому акустическое излучение будет в данном случае незначительным. Если затраты энергии на разрушение (образование микротрещин), а также отвод тепла посредством кондуктивной теплопроводности, малы, выполняется соотношение (12), в соответствии с которым мощность упругих напряжений полностью расходуется на изменение поверхностной энергии твердого тела при пластическом деформировании межфазных поверхностей. Режим развития процесса разрушения, удовлетворяющий соотношению (11) или (12), можно условно назвать эволюционным, в том смысле, что он не сопровождается мощным акустическим излучением (Беликов, Шестаков, 2008). Если $L_1 << L_2$, то в области разрушения справедливо неравенство $\nu_k \partial\sigma_{ik}/\partial x_i >> \sigma_{ik}\nu_{ik}$. Данное соотношение выполняется, когда градиенты компонент тензора упругих напряжений достаточно велики, а градиенты скоростей деформации малы по сравнению с теми их значениями, которые наблюдаются при $L_1 \sim L_2$. Такая ситуация возникает вблизи включений, на поверхности которых есть участки большой кривизны и, прежде всего, в окрестности вершин трещин. Известно (Партон, Морозов, 1985; Партон, 1990), что компоненты тензора напряжений с расстоянием $r$ от вершины трещины изменяются как $r^{-0,5}$, а их градиенты пропорциональны $r^{-1,5}$. То есть упругие напряжения очень сильно возрастают с

уменьшением расстояния от вершины трещины, при этом существенно увеличиваются и градиенты компонент тензора напряжений. В то же время, при таких высоких значениях упругих напряжений в локальной области вблизи вершины трещины может происходить существенное увеличение температуры (Партон, 1990). Это приведет к тому, что вещество в окрестности вершины трещины перейдет в состояние текучести (начнет течь). При развитом пластическом течении материала силы трения будут способствовать выравниванию скоростей и смещений в процессе деформации. В результате, вблизи вершины трещины, градиенты скоростей деформации уменьшатся, а градиенты компонент тензора напряжений почти не изменятся по сравнению с теми их значениями, которые были в упругом приближении. С другой стороны, в этой области твердого тела, находящейся в метастабильном состоянии, возрастет вероятность образования зародышей микротрещин, а вследствие их объединения – самих микротрещин. В такой ситуации возобладает тенденция, в соответствии с которой возникающие микротрещины начнут образовывать в области разрушения скопления (кластеры), трассирующие будущую магистральную трещину. При этом, когда расстояния между микротрещинами в кластерах станут по порядку величины сравнимы с $L_1$, градиенты компонент тензора напряжений в области скопления микротрещин будут велики, а градиенты скоростей деформации относительно малы. Материал, находящийся в перемычках между микротрещинами, приобретет свойство текучести и в данной области будет выполнено условие $L_1 << L_2$. Вновь возникающие микротрещины будут группироваться, преимущественно, вблизи вершины растущей магистральной трещины, а их слияние приведет к росту последней (Партон, 1990). Слияние микротрещин будет происходить вследствие разрушения перемычек между ними посредством фазового перехода из твердого в газообразное (а возможно, и жидкое) состояние. При этом энергетические затраты на образование микротрещин и их слияние будут в данном случае незначительны по сравнению с акустическим излучением, возбуждаемым колебаниями поверхностей растущих магистральных трещин. Процесс разрушения в данной области будет описываться уравнением (10). При выполнении соотношения (10), главным механизмом, в результате действия которого происходит высвобождение упругой энергии, является акустическое излучение. Уравнение (10) справедливо в течение всего промежутка времени пока в области разрушения продолжается рост магистральных трещин. Данный процесс завершится, когда одна из магистральных трещин достигнет длины, сравнимой с размерами твердого тела. После этого оно потеряет несущую способность и разрушится. Резюмируя, можно сказать, что когда справедливо условие $L_1 << L_2$, акустическое излучение, сопровождающее процесс образования и роста магистральных трещин, будет основным механизмом, посредством которого, в соответствии с принципом Ле-Шателье, твердое тело стремиться снять внешнее воздействие. С этой точки зрения, указанный режим развития процессов разрушения можно условно назвать катастрофическим, в том смысле, что он сопровождается значительным акустическим излучением. Степень его катастрофичности будет характеризоваться, прежде всего мощностью излучаемой энергии, которая зависит от разности упругих напряжений на межфазных поверхностях, скорости их колебаний, величины УВП. Рассмотренные выше режимы развития процесса разрушения, соответствующие уравнениям (5), (10), (11), могут реализовываться в различных областях твердого тела, подвергнутого внешнему воздействию не только последовательно, но и, отчасти, одновременно. Все будет определяться его начальной структурой и характером изменения внешней нагрузки. Поэтапный характер развития процесса разрушения во времени лучше всего определять по его индикаторам. Например, наличие АЭ может служить свидетельством катастрофического режима развития про-

цессов разрушения, а ее отсутствие или значительное уменьшение (при продолжающемся нагружении твердого тела) указывает на то, что реализуется эволюционный этап.

Проведенный выше анализ позволяет предложить следующий наиболее вероятный сценарий, в котором будут отражены основные закономерности развития процессов разрушения. После приложения нагрузки, на начальной стадии разрушения твердого тела характерные размеры изменения скоростей деформации и компонент тензора упругих напряжений будут сопоставимы. На этом этапе будет выполняться соотношение $L_1 \sim L_2$ и процесс разрушения будет описываться уравнением (5), в котором присутствуют оба слагаемых $\sigma_{ik}\nu_{ik}$ и $\nu_k \partial\sigma_{ik}/\partial x_i$. В этом случае энергия внешнего воздействия переходит в другие ее виды, описываемые остальными членами слева в (5). В частности, на данном этапе начнется образование микротрещин, первоначально рассеянных по всей области, где развиваются процессы разрушения (Соболев, Пономарев, 2003). В дальнейшем, по мере увеличения нагрузки и развития процессов разрушения, возникающие микротрещины начнут объединяться в кластеры. Одновременно начнется процесс слияния микротрещин в кластерах, что приведет к образованию и росту (возможно и ветвлению) магистральных трещин. Иногда говорят, что микротрещины стягиваются к месту образования магистральной трещины (там же). Этот процесс, однако, не будет сопровождаться большими деформациями в области разрушения (Партон, 1990). Поэтому градиенты скоростей деформации в течение промежутка времени, когда происходит рост магистральных трещин, изменятся незначительно. В то же время, градиенты компонент тензора упругих напряжений в пределах скопления микротрещин резко возрастут по сравнению с теми их значениями, которые были при $L_1 \sim L_2$. В результате в области разрушения характерный размер изменения компонент тензора упругих напряжений станет существенно меньше характерного размера изменения скоростей деформации. То есть, будет выполняться условие $L_1 << L_2$ и наступит этап, когда процесс разрушения будет описываться уравнением (10), согласно которому упругие напряжения будут сниматься в соответствии с принципом Ле-Шателье, посредством излучения упругих волн при образовании и росте магистральных трещин. Если процесс разрушения продолжится в таком же (катастрофическом) режиме и хотя бы одна из магистральных трещин достигнет длины, порядка размеров тела, оно разрушится. Иногда развитие данного этапа может быть прервано до момента разрушения твердого тела. Это произойдет в том случае, когда ни одна из магистральных трещин не достигла длины, сравнимой с размерами твердого тела и их дальнейший рост прекратился. Причиной остановки может быть наличие границ зерен, препятствующих росту магистральных трещин, если твердое тело является гетерогенным, (например, бетон, горная порода). В дальнейшем, по мере увеличения нагрузки в окрестности существующих магистральных трещин начнут увеличиваться скорости деформации. В результате может возникнуть ситуация, когда последовательно будут выполняться соотношения $L_1 \sim L_2$, а затем $L_1 >> L_2$. При этом сначала (при $L_1 \sim L_2$) процесс разрушения будет описываться общим уравнением (5). Затем (при $L_1 >> L_2$), уравнением (12). В последнем случае мощность упругих сил будет расходоваться на пластическую деформацию поверхностей уже существующих магистральных трещин, сопровождающуюся изменением поверхностной энергии среды. Иными словами, в этом случае катастрофический режим развития процессов разрушения сменится эволюционным этапом. Такая ситуация наблюдалась нами при количественной интерпретации данных наблюдений АЭ в разрушающемся образце бетона, являющегося гетерогенным материалом. При этом, было установлено, что этап, описываемый уравнением (10), может смениться эволюционным режимом развития процессов разрушения, после того как интенсивность аку-

стического излучения падает более, чем на порядок (Беликов, Рывкин, 2016). В дальнейшем, по мере увеличения внешней нагрузки в окрестности образовавшихся магистральных трещин будет возникать концентрация упругих напряжений и начнется образование микротрещин. При этом их кластеризация будет происходить в основном вблизи вершин уже существующих магистральных трещин. В результате снова возникнет этап, при котором справедливо соотношение $L_1 << L_2$. Таким образом, в данном случае процесс разрушения, пройдя катастрофический этап, переходит к эволюционному режиму своего развития, а затем снова может наступить катастрофический этап. В зависимости от структурных особенностей твердого тела, подвергнутого внешнему воздействию, могут быть отклонения от изложенной выше последовательности развития процессов разрушения.

В основном, изложенные выше закономерности процессов разрушения твердого тела будут справедливы и при разрушении горных пород. Например, некоторые из рассмотренных выше этапов можно проследить в существующих моделях подготовки землетрясений и, в частности, в так называемой модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (Соболев, Пономарев, 2003). Вместе с тем, нельзя не отметить и специфику процессов разрушения горных пород, которая обусловлена, прежде всего, тем, что они изначально являются гетерогенными структурами, состоящими из совокупности минеральных фаз. Эта особенность горной породы приведет к тому, что неоднородность поля упругих напряжений при ее нагружении будет существенно выше, чем в гомогенных материалах. Концентраторами упругих напряжений в горной породе будут не только поры и трещины, но и ее отдельные включения (зерна). Кроме того, гетерогенность горной породы может стать причиной нарушения изложенной выше последовательности этапов развития процесса разрушения вследствие того, что границы зерен будут являться препятствием для роста магистральных трещин. Описанный выше сценарий, в той или иной степени будет соблюдаться и при разрушения массивов горных пород. Однако в данном случае, необходимо иметь в виду, что деструктивные процессы в геосреде обладают рядом специфических особенностей. Главная из которых заключается в том, что пространственные масштабы, характеризующие процессы разрушения в горных массивах, существенно выше, чем в лабораторных условиях. В частности, магистральные трещины могут иметь размеры, на порядки большие, чем в образцах, а интенсивность акустического излучения, особенно на финальной стадии, будет существенно превосходить ту, которая регистрируется в экспериментах. С этой точки зрения, при сравнительном анализе процесса разрушения в лабораторных условиях и в массивах горных пород, а также характеристике степени его катастрофичности, целесообразно использовать относительные величины. Например, отношение размеров магистральных трещин к характерному размеру области разрушения, а также количество акустической энергии, излучаемой единицей объема образца и массива. В то же время, при оценке степени катастрофичности процессов разрушения в массиве горных пород следует учитывать то обстоятельство, что выросшие до достаточно больших размеров магистральные трещины могут нарушить его целостность. Это приведет к тому, что ограниченные этими трещинами фрагменты массива могут приобрести некоторую подвижность. В результате чего появится возможность их перемещения в пределах массива по поверхностям некоторых из магистральных трещин, ограничивающих данный фрагмент. Такие подвижки могут стать источником мощного акустического импульса, что чаще всего и обуславливает высокую степень разрушительности горного удара или землетрясения.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 15-18-5-19, № 15-2-5-32.*

***Литература***

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

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

*Беликов В.Т.* Количественное описание процессов тепломассопереноса в литосфере // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 3–9.

*Беликов В.Т.* О термодинамической интерпретации эмпирического соотношения для долговечности твердых тел // Дефектоскопия. 1996. № 1. С. 96–101.

*Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.* Использование результатов наблюдений акустической эмиссии для изучения структурных характеристик твердого тела // Акустический журнал. 2015а. Т. 61. № 5. С. 622–630.

*Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.* Исследование временных изменений структурных характеристик разрушающихся образцов по данным наблюдений акустической эмиссии // Уральский геофизический вестник. 2015б. № 1. С. 15–23.

*Беликов В.Т. Рывкин Д.Г.* Изучение характера развития процессов разрушения твердого тела с использованием результатов наблюдений акустической эмиссии // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1. С. 17–28.

*Беликов В.Т., Шестаков А.Ф.* Изучение временных изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения // Геология и геофизика. 2008. № 5. С. 461–470.

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

*Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В.* Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука, 1985. 255 с.

*Партон В.З., Морозов Е.М.* Механика упругопластичного разрушения. М.: Наука, 1985. 504 с.

*Партон В.З.* Механика разрушения от теории к практике. М.: Наука, 1990. 240 с.

*Регель В.Р., Слуцкер А.Н., Томашевский Э.Е.* Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974. 560 с.

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

*Griffith A.A.* The phenomenon of rupture and flow in solids // Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A. 1920. 221. P. 163–198.

УДК 550.360

# ЛАБОРАТОРНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ СВОБОДНОЙ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ В ВОДОНАПОЛНЕННОЙ СКВАЖИНЕ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

***Демежко Д.Ю., Хацкевич Б.Д., Миндубаев М.Г.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

***Аннотация.*** Разработан экспериментальный лабораторный метод изучения структуры течений свободной тепловой конвекции в условиях, приближенных к скважинным. Он основан на инфракрасной визуализации температурных аномалий, возникающих на внешних стенках вертикальной водонаполненной керамической трубы, в которой поддерживаются условия конвекции. Температурный градиент на внешних стенках трубы создается восходящим потоком воздуха от тороидального нагревателя. Проведенные эксперименты впервые показали, что при небольших закритичностях (Ra = 294–516) течения СТК представляют собой систему, состоящую из 2–4-х винтовых струй, вращающихся вокруг вертикальной оси.

*Свободная тепловая конвекция, скважина, температурные аномалии, инфракрасная визуализация.*

## A LABORATORY SETUP FOR INVESTIGATION OF FREE THERMAL CONVECTION FLOWS IN WATER FILLED BOREHOLE: FIRST RESULTS

*Demezhko D.Yu., Khatskevich B.D., Mindubaev M.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg*

***Abstract***. An experimental laboratory method for studying the structure of the free thermal convection flows in conditions approached to the borehole's one has been developed. The methods based on infrared imaging of temperature anomalies appearing on the outer walls of the vertical water-filled ceramic pipes, where conditions free thermal convection are maintained. Upward flow of air from the toroidal heater produces temperature gradient on the outer wall of the pipe. The experiments have shown that when the critical Rayleigh number is slightly exceeded (Ra = 294–516), the flows of thermal convection constitute a system consisting of 2–4 spiral jets, rotating around the vertical axis.

*Free thermal convection, borehole, temperature anomaly, infrared imaging.*

### *Введение*

Температурные измерения в буровых скважинах являются одним из главных методов геотермических исследований. Появление современных датчиков, аппаратуры и систем регистрации, обеспечивающих высокую точность, стабильность, пространственное и временное разрешение температурных измерений, позволило существенно расширить сферу применения скважинной термометрии. К традиционным приложениям термометрии, таким как оценка работы добывающих и нагнетательных скважин на месторождениях углеводородов, исследование геотермических тепловых потоков, реконструкция температурной истории земной поверхности, в настоящее время добавились приложения, требующие более высокой точности и временного разрешения. К ним можно отнести оценку достаточно тонких гидрогеологических эффектов (Lapham, 1989; Anderson, 2005; Cermak et al., 2010), в том числе с помощью пространственно распределенных датчиков температуры (Pehme et al., 2014) и изучение геодинамических процессов в сейсмоактивных районах с помощь скважинного температурного мониторинга (Shimamura et al., 1985; Time-dependent … , 2005; Демежко и др., 2012а, б). Однако возможности этих приложений не всегда могут быть реализованы в полной мере вследствие влияния свободной тепловой конвекции (СТК) жидкости в скважинах. Нестационарный характер СТК ведет к температурным вариациям, что является значительным источником погрешностей при проведении высокоточных темпера-

турных измерений в скважинах. Поэтому изучение структуры СТК представляет не только научный, но и практический интерес.

***Постановка задачи***

В водонаполненных буровых скважинах СТК возникает, когда вследствие положительного температурного градиента более теплый и, следовательно, более легкий флюид располагается ниже холодного и тяжелого. Восходящие и нисходящие потоки стремятся выровнять плотностные и температурные неоднородности, однако температурное поле в горных породах поддерживает положительный градиент.

Возникновение и развитие СТК определяется значением безразмерного числа Рэлея. Для скважинных условий (вертикальный цилиндр):

$$\mathrm{Ra} = \frac{g\beta r^4}{\nu a} G, \qquad (1)$$

где $g$ – ускорение свободного падения; $\beta$ – коэффициент объемного температурного расширения; $\nu$ – кинематическая вязкость; $a$ – температуропроводность; $r$ – радиус скважины; $G$ – температурный градиент. Входящие в это соотношение параметры $\beta$, $\nu$, $a$, в свою очередь, зависят от температуры. Конвекция возникает, когда Ra превышает некоторое критическое значение $\mathrm{Ra}_{crit}$. Последнее для скважины лежит в пределах 68–216 в зависимости от отношения теплопроводностей заполняющей скважину жидкости и окружающего ее массива $\lambda_f / \lambda_m$ (Гершуни, Жуховицкий, 1972):

$$\mathrm{Ra}_{crit} = \frac{96}{5(1+7\lambda_f/\lambda_m)}\left[3(33+103\lambda_f/\lambda_m) - \sqrt{3(2567+14794\lambda_f/\lambda_m+26927(\lambda_f/\lambda_m)^2}\right]. \qquad (2)$$

Когда стенки скважины теплоизолированы ($\lambda_f / \lambda_m \to \infty$), $\mathrm{Ra}_{crit}$ = 68; если же массив представляет собой идеальный проводник тепла ($\lambda_f / \lambda_m = 0$), тогда $\mathrm{Ra}_{crit} = 216$.

Организовать систему наблюдений в реальной буровой скважине, позволяющую детально оценить структуру течений при различных числах Рэлея и температурных градиентах, весьма проблематично. Известные лабораторные методы исследования структуры СТК довольно приблизительно имитируют реальные условия буровой скважины. Обычно используется стеклянная водонаполненная труба, внешние стенки которой теплоизолируются, а необходимый температурный градиент обеспечивается подогревом воды в нижней части трубы (Остроумов, 1952; Berthold, Börner, 2008; Berthold, Resagk, 2012). В реальных же скважинах температурный градиент поддерживается именно теплообменом с породами. Информацию о структуре СТК получают либо с температурных датчиков, внедренных непосредственно в трубу (Остроумов, 1952), либо – путем наблюдения (фото и видео регистрации) за движением непрозрачных частиц через стеклянные стенки (Остроумов, 1952; Berthold, Börner, 2008; Berthold, Resagk, 2012). В первом случае детальность получаемой картины ограничивается количеством датчиков, внедренных в трубу. Кроме того, сами датчики могут значительно исказить картину СТК. Второй способ показал себя эффективным при оценке скоростей течений, однако дает весьма невнятную картину их пространственной организации. Мы разработали лабораторный метод моделирования СТК, позволяющий преодолеть некоторые из перечисленных недостатков.

***Метод исследований***

В основе метода исследования структуры течений СТК лежит инфракрасная визуализация температурных аномалий, возникающих на внешних стенках вертикальной водонаполненной керамической трубы, в которой поддерживаются условия конвекции. Опытным путем было установлено, что температурные возмущения внутри трубы лучше всего передаются на ее внешние стенки при использовании керамики. Метод был реализован в лабораторном стенде (рис. 1). Температурный градиент на внешних стенках трубы (1), установленной вертикально на штативе (5) создается восходящим потоком воздуха (2) от тороидального нагревателя (3), а пространственно-временное распределение температуры на внешней стенке трубы из-

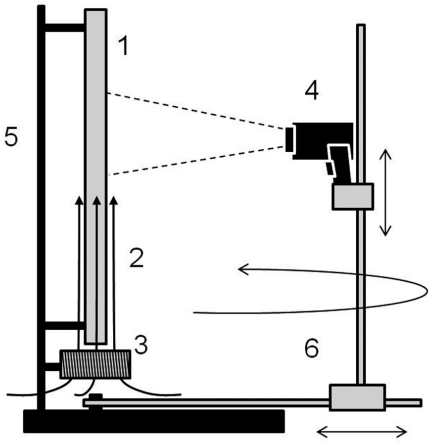



**Рис. 1.** Лабораторный стенд для моделирования СТК в водонаполненной скважине:
1 – керамическая труба; 2 – поток нагретого воздуха; 3 – нагреватель; 4 – инфракрасная камера Testo 875; 5 – штатив; 6 – система установки камеры

меряется с помощью инфракрасной камеры (4). Система установки инфракрасной камеры (6) обеспечивает возможность ее перемещения вертикально, горизонтально и вокруг трубы.

В реальных буровых скважинах диаметром 75–150 мм критический температурный градиент, при котором начинается конвекция, невелик: $n\cdot(10^{-3} – 10^{-4})$ К/м. Воссоздать и поддерживать его в лабораторных условиях довольно сложно. Но при уменьшении диаметра критический градиент резко возрастает. Для трубы с внутренним диаметром 20 мм (как в описываемом эксперименте) он составляет ~1 К/м. Температурные эффекты СТК также возрастают пропорционально увеличению градиента (Sammel, 1968; Diment, Urban, 1983; Eppelbaum, Kutasov, 2011), и их можно надежно регистрировать на фоне помех с помощью инфракрасной камеры. В то же время результаты эксперимента, используя принципы подобия, несложно обобщить на условия реальных скважин.

Измерения проводились с помощью инфракрасной камеры Testo 875 в центральной части трубы после двухчасового прогрева и наступления установившегося конвективного режима. Температурный градиент регулировался изменением мощности нагревателя. Измерения включали 45-минутный температурный мониторинг с минутной дискретизацией снимков при заданном положении камеры. По результатам мониторинга были построены временные развертки температурных аномалий (рис. 2, левая колонка). Аномалии на стенках оценивались для центрального профиля каждого снимка вычитанием невозмущенного распределения температур, соответствующего среднему значению градиента, из наблюдаемого распределения. Перед началом мониторинга, на 16-й и 31-й минутах и после его окончания производилась съемка азимутальной развертки (от $-\pi/2$ до $+\pi/2$ через $\pi/4$). На рис. 2 (правая колонка) приведены азимутальные развертки.

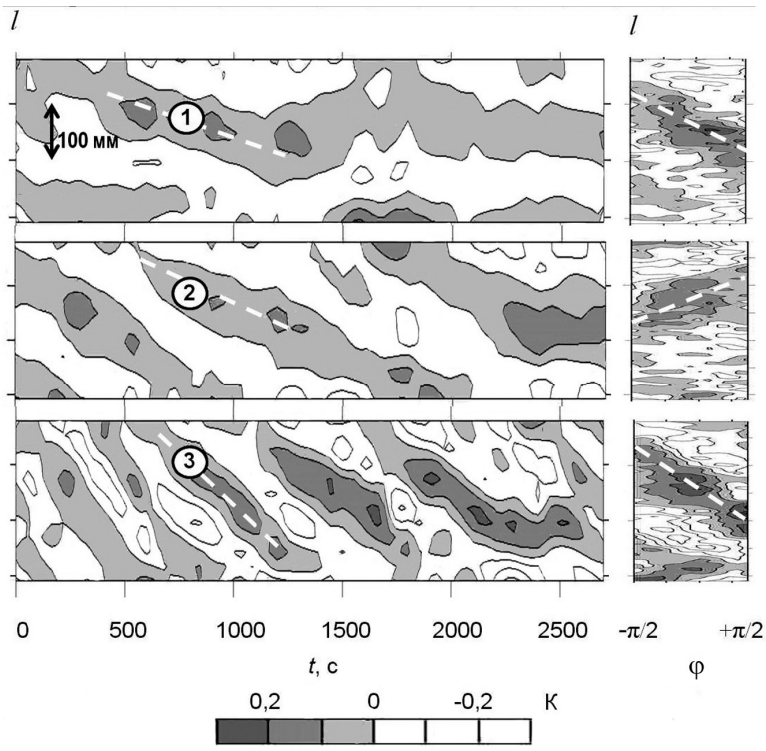



**Рис. 2.** Временная (левая колонка) и азимутальная (правая колонка) развертки температурных аномалий, вызываемых свободной тепловой конвекцией в вертикальной водонаполненной трубе при различных числах Рэлея. Условия эксперимента и результаты интерпретации участков аномалий, обозначенных цифрами 1–3, приведены в таблице и на рис. 3. Белым пунктиром выделены оси аномалий

**Таблица.** Условия экспериментов, характеристики аномалий и оценки параметров СТК

| № эксперимента | Условия эксперимента | | | Характеристики аномалий (по рис. 2) | | | Параметры течений СТК | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $T$, °C | $G$, К/м | Ra | $\eta_2$, мм/с | $\eta_1$, мм/рад | $\tau_{nei}$, с | $h$, мм | τ, с(мин) | $n$ | направление закрутки: + правое – левое |
| 1 | 29,8 | 1,2 | 294 | 0,124 | 32,9 | 1545 | 207 | 1667(27,8) | 2 | – |
| 2 | 28,5 | 1,5 | 347 | 0,168 | 22,0 | 855 | 138 | 822(13,7) | 2 | + |
| 3 | 24,4 | 2,8 | 516 | 0,368 | 41,7 | 364 | 262 | 712(11,9) | 4 | – |

ки температурных аномалий, полученные на 16-й минуте мониторинга.

***Результаты и интерпретация***

Условия экспериментов и интерпретация результатов приведены в таблице и на рис. 2, 3. Устойчивые температурные неоднородности на внешних стенках начинают проявляться при Ra = 294. Картина аномалий однозначно указывает на то, что восходящие и нисходящие потоки СТК организованы в виде винтовых струй, вращающихся вокруг оси скважины (рис. 3). Для оценки параметров винтовой системы необходимо выделить оси аномалий и рассчитать их наклоны. Наклон аномалии на азимутальной развертке $\eta_1 = \Delta l_1/\Delta\varphi$ определяет шаг винта $h = 2\pi\cdot\eta_1$. Наклон аномалии на временной развертке $\eta_2 = \Delta l_2/\Delta t$ и шаг винта $h$ позволяют оценить период полного оборота системы $\tau = h/\eta_2 = 2\pi\,\eta_1/\eta_2$ или угловую скорость вращения $\omega = 2\pi/\tau = \eta_2/\eta_1$. В простейшем случае, когда система состоит из двух струй – восходящей и нисходящей, – период оборота можно оценить непосредственно по временной развертке: он равен временному интервалу между одноименными аномалиями $t_{nei}$ (см. таблицу). Однако при Ra ≈ 516 такая оценка занижает реальный период оборота примерно в два раза. Это свидетельствует о трансформации двухструйной системы в четырехструйную (рис. 3). В общем случае количество струй можно определить с помощью соотношения $n = 2\left|\,t/t_{nei}\,\right|$, в котором $\left|\cdot\right|$ – оператор округления до ближайшего целого.

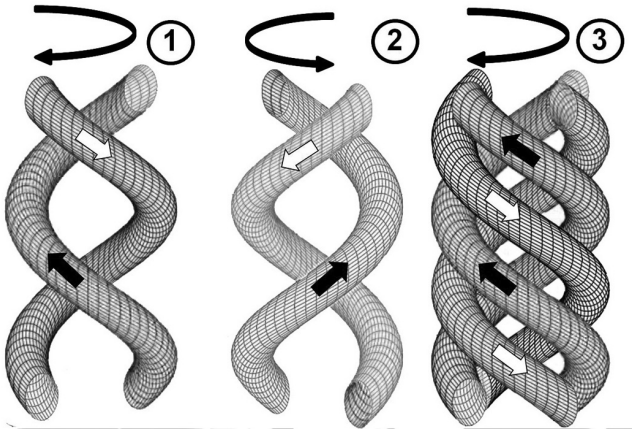



**Рис. 3.** Трехмерная реконструкция системы течений СТК. Черными стрелками обозначены восходящие потоки, белыми – нисходящие. Стрелки над рисунками указывают направление вращения. Цифры 1–3 соответствуют номеру эксперимента в таблице и на рис. 2

Эксперименты показали, что при небольших превышениях критического числа Рэлея течения СТК представляют собой вращающуюся винтовую систему. Точно определить критическое число Рэлея, описываемое выражением (2), для данной экспериментальной установки сложно, т. к. необходимо знать теплопроводность массива. Здесь же речь может идти лишь об эффективной теплопроводности, учитывающей конвективный теплообмен между внешней стенкой трубы и потоком воздуха. Так как конвективный механизм намного эффективнее кондуктивного, можно предположить, что критическое число ближе к верхней оценке $Ra_{crit} = 216$.

Шаг винта в экспериментах варьировал от 138 до 262 мм; при этом не было обнаружено его зависимости от числа Рэлея. Примерно с равной вероятностью наблюдались как правые, так и левые винтовые системы. Напротив, скорость враще-

ния, по крайней мере, при небольших закритичностях зависела от числа Рэлея. При Ra = 294 наблюдалось неустойчивое вращение, минимальный период полного оборота достигал 28 минут, при Ra = 347 период уменьшался до 14 минут, при Ra = 516 – до 12 минут. В многочисленных опытах (помимо представленных здесь примеров) было обнаружено, что направление вращения всегда согласовано с направлением закручивания: правые винты вращались против часовой стрелки (если смотреть на трубу сверху), левые – по часовой (см. рис. 3).

***Заключение***

Впервые разработан экспериментальный лабораторный метод изучения структуры течений СТК в условиях, приближенных к скважинным, основанный на инфракрасной визуализации температурных аномалий, возникающих на внешних стенках вертикальной водонаполненной керамической трубы, в которой поддерживаются условия конвекции. Температурный градиент на внешних стенках трубы создается восходящим потоком воздуха от нагревателя.

Согласно сложившимся представлениям (Diment, Urban, 1983; Cermak et al., 2008; Berthold, Börner, 2008), течения СТК организованы в виде вертикальной последовательности конвективных ячеек (по типу ячеек Рэлея-Бенара в плоском слое). Математическое моделирование, независимо проведенное двумя группами авторов несколько лет назад (Миндубаев, Демежко, 2012; Хорошев, 2012), показало возможность реализации течений СТК в виде винтовых струй. В настоящей работе эта возможность впервые доказана экспериментально. Таким образом, термины: «ячейка» и «вертикальный размер ячейки» некорректны по отношению к исследуемому процессу. Единственным «характерным» вертикальным размером является шаг винта. В эксперименте он составил 140–260 мм или 7–13 в единицах внутреннего диаметра трубы.

Проведенные эксперименты впервые показали, что течения СТК в условиях, приближенных к условиям в буровых скважинах, представляют собой систему двух или четырех винтовых струй, вращающихся вокруг вертикальной оси.

***Литература***

*Гершуни Г.Э., Жуховиций Г.М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 393 с.

*Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Климшин А.В.* О природе температурных вариаций в скважине KUN-1 (о. Кунашир) // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53. № 3. С. 406–414.

*Переводная версия: Demezhko, D.Yu., Yurkov, A.K., Utkin, V.I., Klimshin, A.V. On the nature of temperature variations in borehole kun-1 (Kunashir Island) / Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. issue 3. P. 313–319. DOI: 10.1016/j.rgg.2012.02.008.*

*Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Щапов В.А.* Температурные изменения в скважине kun-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03. 2011. M = 9,0) // ДАН. 2012б. Т. 445. № 2. С. 200–204.

*Переводная версия: D.Yu. Demezhko, A.K. Yurkov, V.I. Outkin, V.A. Shchapov. Temperature changes in the KUN-1 borehole, Kunashir Island, induced by the Tohoku Earthquake (March 11, 2011, M = 9.0) // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 445 (1). C. 883–887.*

*Миндубаев М.Г., Демежко Д.Ю.* Свободная тепловая конвекция в буровых скважинах: численное моделирование и экспериментальные данные // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 4(13). С. 12–18.

*Остроумов Г.А.* Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. М.; Л.: Гостехиздат, 1952. 286 с.

*Хорошев А.С.* Численное исследование свободно-конвективных течений в протяжённых вертикальных цилиндрических областях при постоянном вертикальном градиенте температуры на боковой поверхности // Вестник Самарского государственного аэрокосмического университета. 2012. №. 5–1 (36). С. 46–48.

*Anderson M.P.* Heat as a ground water tracer // Ground water. 2005. V. 43(6). P. 951–968.

*Berthold S., Börner F.* Detection of free vertical convection and double-diffusion in groundwater monitoring wells with geophysical borehole measurements // Environmental geology. 2008. V. 54 (7). P. 1547–1566.

*Berthold S., Resagk C.* Investigation of thermal convection in water columns using particle image velocimetry // Experiments in fluids. 2012. V. 52 (6). P. 1465–1474.

*Cermak V., Bodri L., Safanda J.* Precise temperature monitoring in boreholes: evidence for oscillatory convection? Part II: theory and interpretation // International Journal of Earth Sciences. 2008. V. 97(2). P. 375–384, doi:10-1007/s00531-007-0250-7.

*Cermak V., Safanda J., Bodri L.* Thermal instability of the fluid column in a borehole: application to the Yaxcopoil hole (Mexico) // International Journal of Earth Sciences. 2010. V. 99(6). P. 1437–1451.

*Diment W. H. and Urban Th. C.* A simple method for detecting anomalous fluid motions in boreholes from continuous temperature logs // GRC Trans. 1983. V. 7. P. 485–490.

*Eppelbaum L.V., Kutasov I.M.* Estimation of the effect of thermal convection and casing on the temperature regime of boreholes: a review // Journal of Geophysics and Engineering. 2011. V. 8(1). P. R1–R10.

*Lapham W.W.* Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. – Dept. of the Interior, US Geological Survey; USGPO; Books and Open-File Reports Section, US Geological Survey [distributor]. 1989. №. 2337.

*Pehme P., Parker B., Cherry J., Blohm D.* Detailed measurement of the magnitude and orientation of thermal gradients in lined boreholes for characterizing groundwater flow in fractured rock // Journal of Hydrology. 2014. V. 513. P. 101–114.

*Sammel E.A.* Convective flow and its effect on temperature logging in small-diameter wells // Geophysics. 1968. V. 33(6). P. 1004–1012.

*Shimamura H., Ino M., Hikawa H., Iwasaki T.* Groundwater microtemperature in earthquake regions // Pure and applied geophysics. 1985. V. 122(6). P. 933–946.

*Time-dependent* microtemperature and hydraulic transients associated with tectonic/ seismic activity – a review // Time-dependent microtemperature and hydraulic signals associated with tectonic/seismic ac-tivity / Eds. G. Buntebarth, T. Chelidze, M. Middleton. Tbilisi, 2005. P. 4–1.

УДК 550.834.3(571.1)

# ТЕХНОЛОГИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА ПРИУРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ УРАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ)

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

***Аннотация.*** Рассматривается технология построения схемы тектоники домезозойского мегакомплекса (консолидированный фундамент) Урайской площади Приуральской части Западно-Сибирской геосинеклизы на основе 3D плотностной модели верхней части литосферы. Показано, что тектонический фактор и специфика строения земной коры являются необходимым условием для регионального геокартирования и регионально-зонального прогнозирования, особенно при поисках месторождений углеводородов (УВ) в нижерасположенных областях и новых объектов.

*Земная кора, верхняя часть литосферы, глубинное строение, схема тектоники, газ, нефть.*

# TECHNOLOGY OF REGIONAL STUDY OF THE PRE-MEZOZOYSKY MEGACOMPLEX TECTONICS OF WESTERN SIBERIAN PLATFORM PRIURALSKY REGION (ON EXAMPLE OF URAI AREA)

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

***Abstract.*** The technology of construction of the tectonics scheme of pre-Mesozoic megacomplex (consolidated foundation) of the UraIyskie Square of Priuralsky part of the West Siberian geosyneclise, based on the 3D density model of the lithosphere upper part is considered. It is shown that the tectonic factor and the specificity of the crustal structure is a prerequisite for regional geology and of forecasting, especially by search for hydrocarbons in the lower part of pre-Mesozoic megacomplex and new facilities.

*Earth's crust, upper part of the lithosphere, deep structure, tectonics scheme, gas, oil.*

## *Введение*

3D плотностные модели верхней части литосферы позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геоструктур. Для построения таких моделей используется метод гравитационного моделирования (Красовский, 1989; Куприенко и др., 2007). С.С. Красовский разработал технологию построения градиентно-слоистых плотностных моделей земной коры на основе сейсмических данных по профилям ГСЗ. Методической особенностью технологии является расчет гравитационного эффекта от всей среды относительно значения плотности верхней мантии под границей Мохо – 3,40 г/см$^3$. Параметризация модели выполнялась с учетом корреляционной зависимости плотности пород от скорости продольных волн. В слоях определялось интегральное значение скорости и соответственно – интегральное значение плотности. Градиентно-слоистая модель не позволяет детализировать плотностной разрез по латерали и является довольно грубым приближением к реальному строению геосреды. Она не дает возможности решать геологические задачи определения особенностей строения и вещественного состава структур.

Известно, что иерархическая блоковость верхней части литосферы является одной из основных ее характеристик (Садовский, Писаренко, 1989). Регионально выдержанными поверхностями раздела верхней части литосферы являются древний (архейский) кристаллический фундамент ($K_{01}$) и основной сейсмогеологический раздел $M$, что позволило разработать методику глубинного сейсмоплотностного

геокартирования земной коры (Дружинин и др., 2000). Дальнейшее развитие метода гравитационного моделирования заключалось в разработке методики и программного обеспечения построения 3D плотностных, разломно-блоковых моделей верхней части литосферы (там же). На Урале с 1961 г. получен большой объем сейсмической информация по 15 профилям ГСЗ протяженностью свыше 10000 км. На основе сейсмоплотностных разрезов по профилям ГСЗ, методики сейсмогеокартирования и гравитационного моделирования построены геолого-геофизические разломно-блоковые модели верхней части литосферы Урала и сопредельных территорий (Дружинин и др., 2009; 2012; 2014). В статье рассмотрена технология изучения тектоники мезозойских мегакомплексов Западно-Сибирской платформы на основе 3D плотностной разломно-блоковой модели Урайской площади.

***Домезозойский мегакомплекс Приуральской области Западно-Сибирской платформы (ЗСП) и проблемы его изучения***

В состав домезозойского мегакомплекса *(dMZ*) входят субплатформенные образования – промежуточный комплекс *(ПК),* включающий терригенно-карбонатно-вулканические отложения в возрастном диапазоне от девона до триаса включительно. Они развиты в прогибах консолидированного фундамента и локальных отрицательных структурах в пределах древних поднятий. Нижняя часть мегакомплекса соответствует преимущественно протогеосинклинальным породам консолидированной коры.

В статье по ряду причин, рассмотренных ниже, *dMZ* рассматривается в целом как подразделение земной коры с выделением участков возможного развития *ПК*.

*Первое – это отсутствие конкретных геологических данных о строении ПК и неоднозначность сейсмической информации.* Согласно устоявшейся практике за кровлю *dMZ* принимается отражающий горизонт *А*. Рельеф его достаточно хорошо изучен, хотя имеются отдельные затруднения в выделении региональных структур и их контуров. На временных сейсмических разрезах ОГТ горизонт *А* соответствует подошве расслоенной пачки хорошо коррелируемых отражений; его положение контролируется имеющимися поисковыми и разведочными скважинами. На уровне этого горизонта происходит изменение типа сейсмической модели: субгоризонтально-расслоенная сменяется сложной разломно-блоковой, для которой характерна дискретная волновая картина и, как правило, отсутствие выдержанных отражений.

Рассматриваемый сейсмический критерий не срабатывает при наличии субплатформенной складчатости *ПК,* который по характеру волновой картины ОГТ может быть отнесен к породам консолидированной коры. Так, при бурении Янги-Юганской параметрической скважины глубже горизонта *А* обнаружены преимущественно осадочные отложения карбона мощностью около 1,0 км, находящиеся в сложной тектонической обстановке (Горбачев и др., 2013). Неоднозначность в привязке горизонта *А*, как правило, наблюдается в прогибах консолидированной коры за счет появления при обработке сейсмических материалов ОГТ стандартным методом ложной расслоенности временного разреза. Наглядным примером являются результаты бурения Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6, расположенной в Пуровском прогибе ЗСП. По данным метода ОГТ, выполненном ПГО «Ямалнефтегеофизика» в предбуровой период, мощность осадков *MZ-KZ* была определена в 9,0–9,2 км (Дружинин и др., 2014).

По результатам площадной съемки с использованием преломленных волн, выполненной Баженовской геофизической экспедиции ПГО «Уралгеология», мезокайнозойские осадки были ограничены уровнем в 6,5 км. Согласно прогнозной модели СГ-6, составленной по данным МПВ и интерпретации аномалий магнитного поля, ниже расположены базальты триаса мощностью до 1,5 км, далее сменяющиеся осадочно-вулканогенным мегакомплексом *D-C* мощностью 2,0–3,0 км и значениями скорости ~5,7 км/с (там же). Результаты

бурения подтвердили этот прогноз. К сожалению, бурение по ряду причин было приостановлено в том числе из-за сложности обстановки на глубине 7,8 км. Тем самым остается открытым вопрос о мощности толщи базальтов триаса и строении подстилающих их пород. Подобные ситуации могут иметь место и для других районов и площадей ЗСП, и соответственно существует *проблема определения кровли dMZ.* В меньшей степени это относится к исследуемой Урайской площади, где самая верхняя ее часть достаточно изучена по результатам бурения поисковых и разведочных скважин при сравнительно неглубоком залегании основания *dMZ.*

*Второе – ограниченность или отсутствие (как в случае с Урайской площадью) конкретной геологической информации.* Ограниченность данных обусловлена малым интервалом вскрытия скважинами домезозойского основания, что не позволяет делать заключение о составе и типе строения всего *dMZ*, включая и промежуточный комплекс. Хорошей иллюстрацией этому являются результаты поэтапного бурения Янги-Юганской глубокой параметрической скважины, расположенной севернее района исследований, но в аналогичной геологической обстановке (Горбачев и др., 2013). Первоначально скважина была пробурена до 2,5 км, ниже отражающего горизонта *А* на 1,5 км. Согласно полученным данным был сделан вывод о наличии на участке бурения типового палеозойского прогиба восточного склона Уральской складчатой системы (там же); на втором этапе, при бурении до 4,1 км оказалось, что основной геологической структурой в районе скважины является древнее протерозойское поднятие, сложенное гнейсами и сланцами, типичными для Восточно-Уральской мегазоны (там же). Вскрытые скважиной домезозойские отложения в верхней части следует отнести к локальным тектоническим структурам, подобным грабенам континентального типа.

*Третье – проблемой изучения отложений промежуточного комплекса является невозможность определения их возраста по геофизическим данным*. Для примера приведем сведения по Ляпинскому прогибу, который был впервые выделен по Няксимвольскому региональному профилю в 1961 г. и затем частично по профилю ГСЗ Верхне-Нильдино Казымскому в 1985 г. (Дружинин, Карманов, 1985). Нижняя часть осадочного комплекса была отнесена, в соответствии с пониженными значениями физических параметров (скорость, плотность и магнитная восприимчивость), нехарактерными для складчатых комплексов Тагильского прогиба, к осадкам карбона. По результатам глубинного бурения в связи с поисками месторождений углеводородов (Иванов и др., 2004), были вскрыты немагнитные породы триаса, нетипичные для подобного подкомплекса возрастом от *D* до *T*. Однако невязка с возрастом не отразилась при изучении геолого-геофизическими методами строения Ляпинского прогиба и оценке его нефтегазоперспективности (там же).

*Четвертое – более важной проблемой является повышение эффективности (надежности) прогнозирования, прежде всего, на регионально-зональной стадии поисков УВ в новых районах и промежуточных комплексах, относящихся к dMZ.* По результатам анализа большого объема информации, представленной 2D и 3D геолого-геофизическими моделями верхней части литосферы (ВЧЛ), установлена преобладающая роль тектонического фактора и специфики строения земной коры в оценке генерационно-углеводородного потенциала геологической среды. Примерами являются Ляпинский и Уренгойский прогибы, восточная Приновоземельская мегазона, соответствующие рифт-авлакогенным структурам с фемическим типом строения кристаллической коры и ограниченным углеводородным потенциалом. Как и следовало ожидать, в этих районах, несмотря на существенный объем поисково-разведочного бурения, не было выявлено сколько-нибудь значительных месторождений.

Приуроченность месторождений УВ к блокам пониженной основности, по-

видимому, имеет более широкое распространение, чем это считалось раньше. Большое значение при этом имеет характер и особенности разломной тектоники и ее активность в новейший и современный этапы развития. Поэтому весьма актуальной задачей поисков месторождений УВ является изучение тектоники *dMZ* в увязке со строением кристаллической коры и верхней мантии. В первую очередь это необходимо для повышения уровня регионально-зонального прогнозирования при обосновании потенциально перспективных районов с учетом глубинного строения и имеющейся геолого-геофизической информации по верхней части *dMZ*.

В качестве примера для разработки технологии изучения тектоники *dMZ* взята Урайская площадь, в которой относительно хорошо исследована геолого-геофизическими методами верхняя часть *dMZ*. В районе присутствует значительное количество месторождений УВ, и он является одним из самых сложных в тектоническом отношении.

Технология исследований по Урайской площади включает следующие этапы:

– составление объемных разломно-блоковых плотностных моделей для верхней части литосферы (ВЧЛ) и отдельных ее частей;

– создание схемы тектоники *dMZ*.

***3D разломно-блоковая плотностная модель***

Урайская площадь расположена в пределах Восточно-Уральской мегазоны Уральской складчатой системы и Ханты-Мансийско-Надымского мегаблока Западно-Сибирской платформы (60–64º с.ш., 62–69º в.д.). По территории площади проходят два геотраверса: Кварц, Рубин-2 и пять профилей ГСЗ: Гранит, Ханты–Мансийский, Сев. Сосьва–Ялуторовск, Красноленинский, Верхненильдино–Казым. По профилям построены 2D скоростные, сейсмогеологические и сейсмогеоплотностные разрезы, на которых были выделены границы раздела земной коры: отражающий горизонт *A,* архейский фундамент $K_{01}$, сейсмогеологический раздел *M*. 2D плотностная модель строится до глубины 80 км. Предполагается, что верхняя мантия ниже этого уровня однородная и аномальное поле $\Delta g$ полностью определяется вышележащими плотностными неоднородностями. Таким образом, на каждом из разрезов выделяются четыре сейсмогеологических этажа (СГЭ), различающиеся по структурно-тектоническим особенностям, физическим параметрам и геодинамике:

– мезозойско-кайнозойские осадки (0–$K_0$), за подошву СГЭ принята поверхность отражающего горизонта *A* (рис. 1, цветная вкладка);

– домезозойский мегакомплекс ($K_0$–$K_{01}$);

– кристаллическая кора ($K_{01}$–*M*);

– верхняя мантия (*M*–80).

С учетом геологических данных, выделенных по профилям глубинным разломам, и корреляционным зависимостям плотности пород от скорости продольных волн $\sigma = f(V_p)$, выполнена параметризация СГЭ на блоки с однородной плотностью.

Объемная плотностная модель первого приближения ВЧЛ Урайской площади составлена по комплексу геолого-геофизических данных: 2D разрезов по профилям ГСЗ; схематических карт поверхностей отражающего горизонта *A*, нижнеархейского фундамента $K_{01}$, сейсмологического раздела *M*; плотностей осадков и пород верхней части коры; плотностей пород нижней части коры и верхней мантии, известных приближенно; результатов районирования территории по гравитационному и магнитному полям. 3D плотностная модель, также, как и 2D плотностная модель разделена на четыре СГЭ: 0–$K_0$, $K_0$–$K_{01}$, $K_{01}$–*M*, *M*–80. Сейсмогеологические этажи аппроксимировались вертикальными усеченными призмами с однородной плотностью, имеющими в горизонтальном сечении форму произвольного многоугольника.

Гравитационное моделирование ВЧЛ в профильном и площадном вариантах проводилось по сетке 5×5 км с использованием программ «2D bloc», «3D bloc», разра-

ботанных в Институте геофизики УрО РАН. Расчет гравитационного поля модели осуществлялся относительно единой плотности, равной средневзвешенному значению плотности всех блоков модели первого приближения. На первом этапе в модели были жестко закреплены плотности блоков сейсмогеологических этажей 0–$K_0$, $K_0$–$K_{01}$. Это связано с тем, что параметризация блоков СГЭ 0–$K_0$ осуществлялась по карте мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы М 1:500 000 (ОАО «СибНАЦ», 2011), по породам которого имеется достаточно полная геологическая и петрофизическая информация. Определение плотности блоков СГЭ $K_0$–$K_{01}$ является конечной целью моделирования.

На первом этапе в процессе моделирования производилась корректировка плотности отдельных блоков СГЭ $K_{01}$–$M$, $M$–80, известных приближенно, при наилучшем учете всех известных сейсмических материалов и подборе более вероятных значений плотности в определенном диапазоне изменений. Известно, что гравитационное поле наиболее чувствительно к приповерхностным объектам. Поэтому погрешность моделирования ВЧЛ на первом этапе (≈7 мГал) целесообразно считать связанной в основном с погрешностями задания плотности блоков *dMZ* в модели первого приближения.

Гравитационное поле $\Delta g_{dMZ}$ домезозойского мегакомплекса определяется как разность наблюденного аномального поля $\Delta g$ и суммарного поля трех СГЭ: 0–$K_0$, $K_{01}$–$M$, $M$–80. По полю $\Delta g_{dMZ}$ выполнен второй этап гравитационного моделирования. Получены следующие численные параметры мегакомплекса: количество блоков – 220; средний размер блоков – 33×33 км; мощность блоков изменяется в интервале от 5,5 до 10,7 км (среднее значение – 7,6 км); средняя плотность блоков $\sigma = 2{,}74 \pm 0{,}05$ г/см$^3$ совместима с плотностью пород комплексов складчатого Урала. Плотностная модель домезойского мегакомплекса Урайской площади представлена на рис. 2 (цветная вкладка).

**Схема тектоники домезозойского мегакомплекса**

***Тектоническое районирование домезозойского мегакомплекса (консолидированного фундамента)***

Надрегиональной границей является западное ограничение Западно-Сибирской платформы, которое представлено на Урайской площади Надымским, Лямин-ским, Ханты-Мансийским блоками, входящими в состав Ханты-Мансийско-Надымского мегаблока (рис. 3, цветная вкладка). Одновременно она является границей Приуральской области Западно-Сибирской платформы. Присутствие подобной границы можно проследить в особенностях структурно-тектонической карты отражающего горизонта *А* (см. рис. 1, цветная вкладка). Это является подтверждением ранее высказанного положения, что выделение надрегиональных границ консолидированного фундамента возможно только с учетом строения земной коры. Характер границы в южном блоке в интервале 59–61º с.ш. неустойчивый со значительным смещением от общей направленности на широтах 60–61º с.ш. до 100 км на восток. Оно сопровождается серией субширотных дислокаций.

Если обратиться ко всему Уральскому региону, то увидим, что существенные тектонические изменения наблюдаются на территории восточной окраины Восточно-Европейской плиты (ВЕП) в зоне сочленения трех геоструктур: Тимано-Печорской плиты (ТПП), северо-восточной части ВЕП и Уральской складчатой системы (УСС) (Дружинин и др., 2015). Они указывают на присутствие в верхней части литосферы зоны глубинной дислокации Евразийского континента (Дружинин, Осипов, 2016; Дружинин и др., 2016). Основная часть территории находится в пределах Восточно-Уральской мегазоны (ВУМЗ), которая резко различна по строению в северной и южной частях с границей между ними на широте 62º с.ш. Размеры ВУМЗ на юге увеличены по сравнению с северной частью до 100 км (см. рис. 3, цветная вкладка). Различие между ними наблюдается в

тектоническом устройстве.

В северной части ВУМЗ представлена двумя блоками: Северо-Сосьвинским и Березовским. Они соответствуют поднятиям древнего гранитогнейсового фундамента и разделены локальными звеньями отрицательной тектонической структуры в виде грабенов с незначительной мощностью (до 2–3 км), заполненных вулканогенно-осадочными отложениями девона-карбона и триаса. В южной части схемы тектоники выделен Пелымский блок, соответствующий самостоятельному прогибу домезозойского фундамента, сложенного вулканогенно-осадочными, вулканическими отложениями палеозойского возраста и интрузиями основного состава. Восточнее прогиба находится Урайский блок значительных размеров, сложенный гранитоидами и гнейсами ВУМЗ.

Пелымский прогиб, находясь между двумя древними поднятиями, является своеобразной пограничной зоной земной коры, которая играет более значительную роль в тектонике *dMZ,* чем рассматриваемая выше отрицательная структура, которая прослежена в северной части до широты 62º с.ш. К этому следует добавить, что Урайский блок как самостоятельное подразделение имеет развитие на юго-востоке площади (см. рис. 3, цветная вкладка). Вместе с Пелымским блоком они выклиниваются в северном направлении и далее широты 64º с.ш. не прослеживаются. Учитывая сложный характер взаимоотношения подразделений ВУМЗ на разных широтах и неясность природы тектонической перестройки, представленная схема строения является одним из возможных вариантов. Преимущество этой схемы по сравнению с другими заключается в ее увязке со спецификой глубинного строения земной коры. Возможны корректировки схемы в зависимости от совместного анализа с конкретной геологической информацией, в частности, о наличии и параметрах промежуточного комплекса.

Региональная структура УСС соответствует пограничному шву (ПШ), расположенному на востоке ВУМЗ, сопровождающему западную границу Ханты-Мансийского мегаблока Западно-Сибирской платформы. По особенностям глубинного строения, установленным на профилях ГСЗ, пограничный шов соответствует пограничным структурам континентальной коры местами с увеличенной мощностью земной коры за счет увеличенной мощности переходного мегакомплекса *К–М* и повышенной основности на некоторых интервалах (авлакогенно-рифтовая структура). Он соответствует Шеркалинскому палеозойскому прогибу, прослеживание которого затруднено в связи со сложной формой ПШ, наличием субширотных дислокаций и неоднородностями состава вскрываемой бурением верхней части *dMZ* мегакомплекса. Интересной особенностью является увеличение его размеров и основности состава в северной части Урайской площади, особенно в интервале широт 62–63º с.ш.

Ханты-Мансийско-Надымский мегаблок представлен Казымским, Ляминским, Ханты-Мансийским блоками. Ханты-Мансийский блок по сравнению с двумя вышерасположенными образует значительное отклонение на восток с выступом первых двух в противоположном направлении. Вероятно, с такими подвижками западных частей древней Западно-Сибирской платформы и связана наблюдаемая тектоническая перестройка всего облика ВУМЗ на широтах 60–64º с.ш.

Выделенные на схеме тектонического районирования региональные тектонические структуры серией разломов различной ориентировки подразделены на блоки с различной расчетной плотностью. Это отражено на схеме тектоники домезозойского мегакомплекса (рис. 4, цветная вкладка).

***Литологический состав и нефтеносность домезозойского основания***

На рис. 4 (цветная вкладка) приведено разделение домезозойского основания Урайской площади на породные комплексы по преобладающему составу в соответствии с расчетной плотностной моделью и тектонической принадлежностью.

Вопрос о промежуточном комплексе, представленном терригенно-базальтовыми породами триаса, на данной стадии *региональных исследований* пока отодвигается на последующее время по следующим причинам: отсутствие у исполнителей конкретной геолого-геофизической информации; незначительный плотностной эффект, создаваемый плотностными неоднородностями триаса, неустойчивость магнитной характеристики слагающих его отложений. Поэтому приведенный состав характеризует породы палеозоя и докембрия. Возможность присутствия отложений триаса показаны в пределах субширотных дислокаций на Ляминском и Ханты-Мансийском блоках Ханты-Мансийско–Надымского мегаблока. На тектонической схеме приведен фрагмент обзорной карты нефтегазоносности территории Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области (Обзорная карта … , 1995).

Из сопоставления видно, что основная часть месторождений приходится на Ляминский и Казымский блоки, образующие выступ древней Западно-Сибирской платформы в сторону Урала, сопровождаемый глубинными субширотными дислокациями в интервале 61–63º с.ш. Месторождения расположены в низах осадочного *MZ–KZ* чехла и отложениях промежуточного комплекса *D–T* возраста, располагаясь, кроме древних поднятий Ханты-Мансийско-Надымского мегаблока, в пограничном шве, которому соответствует Шеркалинский прогиб по осадочному чехлу. Присутствие некоторых месторождений нефти на участках развития основных пород, что является исключением из преобладающей тенденции приуроченности к породам кристаллизованного фундамента относительно пониженной основности, может свидетельствовать о возможной горизонтальной миграции УВ из глубинной зоны флюидодинамической активности земной коры, возможные контуры которой показаны на рис. 4 (цветная вкладка). На территории Приуральской области, к западу от крупного нефтеносного района крупных месторождений в осадочном чехле не выявлено; в их расположении отмечена тенденция приуроченности к широтным дислокациям. Более отчетливо это проявлено к юго-востоку от территории исследований на долготе 70–72º в.д. и широтах 60–62º с.ш.

Несмотря на значительный объем поисково-разведочных работ, выполненных в пределах запада Западно-Сибирской геосинеклизы, вопрос о ее нефтеносности *не решен*. Полученные результаты подчеркивают необходимость продолжения исследований. Особое внимание следует уделить отмеченным отрицательным структурам консолидированного фундамента, заполненным осадочно-вулканогенными породами девона-карбона, и терригенно-базальтовой толще триаса. На схеме тектоники *dMZ* комплекса (см. рис. 4, цветная вкладка) намечены перспективные участки для постановки более детальных поисково-разведочных работ. Они приурочены к местам пересечения перспективных субширотных дислокаций с разломами других направлений, к осложнениям рельефа отражающего горизонта *A* (там же); к породам преимущественно пониженной основности согласно расчетной плотностной модели. Для принятия окончательного решения необходим дополнительный анализ полученной информации о тектонике с имеющимися конкретными геолого-геофизическими данными.

***Выводы***

Основные составляющие технологии, предложенной и внедренной в практику исследований домезозойского мегакомплекса Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы, имеют следующие отличия от ранее применяемых приемов интерпретации потенциальных полей:

1) объемное плотностное моделирование в рамках разломно-блоковых 3D моделей верхней части литосферы;

2) рассмотрение всего мегакомплекса в составе промежуточного комплекса, соответствующего верхней его части в возрастном диапазоне *D–T* и нижней части, представленной консолидированными складчатыми геосинклинальными отложениями $PR_1$–*S*;

3) расчеты производятся под остаточное аномальное гравитационное поле, полученное вычитанием из наблюденного поля эффекта, создаваемого осадочным мезокайнозойским чехлом, кристаллической корой и верхами верхней мантии;

4) подбор значений плотности производится относительно расчетной средней плотности пород, соответствующей обоснованному уровню изостатической компенсации в 80,0 км.

Исследования, выполненные на Урайской площади, показали, что гравитационный эффект глубинных неоднородностей достаточно значителен и его учет позволит избежать существенных ошибок при построении плотностных моделей, особенно в варианте 2D. Значение расчетной плотности *dMZ* мегакомплекса согласуется с известной информацией по открытым регионам складчатого Урала, что подчеркивает пригодность предложенной технологии для изучения всего домезозойского комплекса Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы, перекрытого мощным чехлом *MZ-KZ* до 4,0–5,0 км и более.

Для повышения уровня прогнозирования поисков месторождений УВ в новых районах и нижерасположенных отложениях необходимо проводить региональное тектоническое районирование осадочного чехла и изучение тектоники промежуточного комплекса *D–T*. Однако эти исследования сдерживаются из-за отсутствия конкретной геолого-геофизической информации по глубоким скважинам и неоднозначностью определения по данным стандартного ОГТ структурных параметров промежуточного комплекса на участках со сложной тектоникой.

На основе объемной плотностной модели составлена *новая схема тектонического районирования dMZ* мегакомплекса, дополненная, в соответствии со значениями расчетной плотности, возможной литологической характеристикой для выделенных блоков. Согласно полученным данным и установленным глубинным критериям, контролирующим месторождения нефти, обоснованы перспективные структуры и участки. Для постановки в их пределах детальных поисково-разведочных работ необходима дополнительная конкретная геолого-геофизическая информации и рекомендации специалистов нефтяников.

***Рекомендации***

Следует предпринять совместные усилия геологов и геофизиков по изучению промежуточного комплекса *D–T* в составе *dMZ* мегакомплекса: провести дополнительную интерпретацию временных разрезов ОГТ с учетом присутствия на некоторых участках дискретной сейсмической среды, требующих иного подхода к обработке материалов; выполнить объемное магнитное моделирование; провести анализ полученных данных совместно с информацией по неотектонике и современной геодинамике. Целесообразно подобные исследования продолжить на Урайской площади, которая является наиболее сложным в тектоническом отношении районом Приуральской области. Она насыщена месторождениями УВ и имеет относительно небольшую глубину залегания отложений промежуточного комплекса.

Можно надеяться, что предложенная технология повысит эффективность работ по открытию месторождений УВ в нижерасположенных отложениях и найдет применение в других районах Западно-Сибирской нефтегазовой провинции.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта фундаментальных научных исследований УрО РАН 15-18-5-33 (№ 0394-2015-0021).*

***Литература***

*Горбачев В.И., Наркисова В.В., Крупеник В.А., Тарханов Г.В., Попов С.Г., Свешникова К.Ю., Соколова Т.Н., Кузьмин Д.А., Докучаев А.Я.* Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской плиты (Янги-Юганская параметрическая скважина) // Горные ведомости. 2013. № 9. С. 22–37.

*Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н.* Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного

геокартирования // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 2–6.

*Дружинин В.С., Карманов А.Б.* Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1985. № 9. С. 38–48

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

*Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.* Решение задач региональной геологии среднего сегмента Уральского региона на основе объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 1. С. 32–41.

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

*Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.* Тектоническая модель кристаллической коры Урала и сопредельных территорий // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 1–4.

*Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Федорова Н.В.* Оценка нефтегазоперспективности Тимано-Печорской плиты с учетом объемной модели верхней части литосферы // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 22–29.

*Дружинин В.С., Осипов В.Ю.* Субширотные дислокации земной коры Уральского региона – звенья системы линеаментов Евразийского континента // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2. С. 33–47.

*Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И.* Специфика строения земной коры восточной окраины ВЕП по меридиану 55º в.д. в пределах широт 53–68º с.ш. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2016. № 10. С. 25–34.

*Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Кошевой В.Н., Кормильцев В.В., Печеркин М.Ф., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Калеганов Б.А., Сурина О.В., Князева И.В.* Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литосфера. 2004. № 2. С. 108–124.

*Красовский С.С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова думка, 1989. 248 с.

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

*Обзорная карта* нефтегазоносности Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области / Гл. ред. И.И. Нестеров. Тюмень: ЗАПСИБНИГНИ, 1995.

*Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Дискретные иерархические модели геофизической среды // Комплексные исследования по физике Земли: Сб. статей. М.: Наука, 1989. С. 9–26.

УДК 538.24: 550.382.3

# СКАЧКИ БАРКГАУЗЕНА И МАГНИТОАКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ ПРИРОДНЫХ МАГНЕТИТОВ

***Иванченко В.С., Глухих И.И.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
***Субачев Ю.В.*** – Институт машиноведения УрО РАН, Екатеринбург

***Аннотация***. В работе приведены результаты измерений амплитуды магнитоакустической эмиссии и среднеквадратичного напряжения единичного скачка Баркгаузена на природных магнетитах. Установлена зависимость этих двух величин. Сделан вывод о том, что амплитуда магнитоакустической эмиссии может определяться количеством энергии, поступающей в решетку кристалла при изменении намагниченности при скачке Баркгаузена.

*Скачок Баркгаузена, магнитоакустическая эмиссия, амплитуда, магнетит.*

# INVESTIGANION OF BARKHAUSEN EFFECTS AND MAGNETOACOUSTIC EMISSION ON NATURAL MAGNETITES

*Ivanchenko V.S., Glukhikh I.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg*
*Subachev Y.V. – Institute of Engineering UB of RAS, Yekaterinburg*

***Abstract***. The study presents the results of the measurement of the amplitude magnetoacoustic emissions and RMS voltage of a single Barkhausen jump on natural magnetites. The dependence between these two values was considered. It is concluded that the amplitude of magnetoacoustic emission is determined by the amount of energy which enter to the crystal lattice during Barkhausen jump.

*Barkhausen jump, magnetoacoustic emission, amplitude, magnetite.*

## *Введение*

Исследование скачков Баркгаузена при изменении доменной структуры металлов и сплавов нашло широкое применение при разработке неразрушающих методов контроля внутреннего состояния образцов (наличие и распределение внутренних напряжений, присутствие дефектных структур и т. д.) (Горкунов и др., 2000; 2010; 2012). Использование цифрового анализатора шумов Баркгаузена Microscan 600 в значительной мере расширило область применения эффекта Баркгаузена в неразрушающем контроле. Так приборы, основанные на эффекте Баркгаузена, применяются для оценки состояния наиболее ответственных узлов и деталей оборудования, таких как подшипники, кулачковые и коленчатые валы, зубчатые колеса, клапаны, штанги и шпильки оборудования, работающего под нагрузкой, а также для оценки состояния трубопроводов (Горкунов и др., 2010; 2012). Объектами вышеуказанных исследований выступали образцы из различных сталей. Исследований, направленных на изучение скачков Баркгаузена на природных ферримагнетиках, в литературе не найдено.

Скачки Баркгаузена характеризуются достаточно большим числом информативных параметров (Горкунов и др., 2000; Рудяк, 1970). Как правило, их подразделяют на энергетические и эмиссионные. Измерение первых связано с определением эффективных значений электродвижущей силы от скачков намагничивания или их огибающих, а вторых – с определением статистических характеристик потока импульсов электродвижущей силы от скачков намагниченности. В свою очередь, параметры каждой из этих групп могут быть средними за период перемагничивания или текущими.

Одновременно со скачками Баркгаузена наблюдается и акустический эффект (магнитоакустическая эмиссия – МАЭ), который, как и эффект Баркгаузена, связан с перестройкой доменной структуры в процессе перемагничивания. Существенным отличием магнитоакустической эмиссии от эффекта Баркгаузена является возможность получать информацию о поведении доменной структуры исследуемого образца

во всём перемагничиваемом объёме материала.

Исследование магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков включено в комплекс методик по изучению магнитных свойств горных пород и различных типов руд, применяемых в Институте геофизики УрО РАН. Информация о магнитных свойствах руд позволяет классифицировать их по степени обогатимости, наличию полезных компонентов, особенностей их магнитной сепарации. Знания магнитных свойств горных пород позволяет выделить их типоморфные особенности, определить условия образования. Детально исследованы полевые параметры магнитоакустической эмиссии различных типов магнетиовых, титаномагнетитовых и пирротиновых руд (Иванченко, Глухих, 2009; Иванченко и др., 2012; 2014), но вопрос о факторах, определяющих амплитуду магнитоакустической эмиссии, до настоящего времени остается открытым. Одним из наиболее вероятных является передача части энергии доменной границы в решетку кристалла при скачке Баркгаузена. В связи с этим были проведены измерения по установлению связи между энергетическими параметрами магнитоакустической эмиссии (амплитудой сигнала) и скачками Баркгаузена (среднеквадратичным напряжением).

***Методика измерений***

Методика измерений и представления результатов по скачкам Баркгаузена описана в работе (Горкунов и др., 2012). Число скачков Баркгаузена за 10 циклов перемагничивания $N$ и среднеквадратичные значения напряжения $U$ магнитных шумов Баркгаузена (МШБ) определяли с использованием цифрового анализатора шумов Баркгаузена Microscan 600. Первичным преобразователем служил накладной датчик с сечением полюсов 3×8 мм и расстоянием между полюсами 4 мм. Амплитуду и частоту тока перемагничивания подбирали экспериментально по максимальному значению напряжения. Измерение параметров шумов Баркгаузена проводили, размещая датчики в центре образцов. Для каждого образца проводили серию из шести измерений с переустановкой датчиков, после чего полученные результаты усредняли. Максимальное отклонение измеренных величин от средних значений не превышало 5 %.

Методика измерения магнитоакустической эмиссии описана в работе (Иванченко, Глухих, 2009). Исследование сигналов магнитоакустической эмиссии проводилось с помощью нановольтметра 233 (производство Польши). Ультразвуковые колебания, возникающие в образце в процессе его перемагничивания, воспринимаются пьезоэлектрическим приемником и преобразуются в электрические сигналы, которые поступают на вход предварительного усилителя. Далее эти сигналы поступают на вход субблока усилителя фильтров, где производится их обработка по амплитуде с регистрацией на внешних устройствах. Частота перемагничивания образцов в процессе эксперимента равна 0,1 Гц.

***Объекты исследования***

Для исследования были выбраны природные образцы магнетита, образовавшегося в различных геологических условиях:

– *монокристалл магнетита* (Mt-1) практически стехиометрического состава из хлоритовых сланцев (Средний Урал, Ольховское рудопроявление). Образец представляет собой правильный октаэдр с размером ребра 23 мм. Поверхность граней однородна с небольшим количеством трещинок, по которым развивается гематит;

– *поликристаллический магнетит* (А-24) Абаканского месторождения. Образец представлен мелкозернистым магнетитом, размер зерен – от 0,03 до 0,7 мм, структура аллотриоморфнозернистая, содержание магнетита до 90 %, отмечается содержание (до 10 %) зерен гематита;

– *магнетитовые руды* Таштагольского месторождения:

образец 2/пк12 – вкрапленная магнетит-гематитовая руда (роговик серого цвета, тонкозернистый). Общее содержание магнетита до 40 %. Средний размер зерен 0,1 мм, хотя встречаются отдельные сростки зерен до 7 мм. Доля гематита в них до 20 %. Об-

***Таблица.*** Результаты измерения скачков Баркгаузена и амплитуды магнитоакустической эмиссии

| Образец | Скачки Баркгаузена | | МАЭ |
|---|---|---|---|
| | среднеквадратичное напряжение, мВ | число скачков, $\times 10^3$ | амплитуда, отн. ед. |
| монокристалл | 554 | 130 | 165 |
| 8420/1189,5 | 526 | 150 | 92 |
| 2/пк18 | 444 | 159 | 32 |
| М-45 | 244 | 171 | 3,0 |
| НПУ-12 | 247 | 171 | 3,5 |
| 2/пк12 | 198 | 171 | 0,9 |
| Абаканский | 328 | 168 | 11 |

разец 2/пк18 – магнетитовая руда аллотриоморфнозернистой структуры, содержание магнетита до 72 %. Сферолиты 5–7 мм, мелкокристаллические. Редкие единичные зерна пирита размером до 0,03 мм. В отдельных участках имеются слабовыраженные «стринги». На отдельных участках псевдоморфоза магнетита по гематиту (мушкетовит), хотя как такового гематита не обнаружено;

– *магнетитовая руда* Магнитогорского месторождения (карьер Дальний). Содержание магнетита > 82 %, удельная намагниченность насыщения 85,5 А·м$^2$/кг, размер зерен от 0,01 до 0,5 мм, зерна аллотриоморфные (образец М-45);

– *магнетитовая руда* Естюнинского месторождения. Образец 8420/1189,5 с содержанием магнетита 90 %, с характерной аллотриоморфнозернистой структурой, размер зерна до 1 мм;

– *магнетитовая руда* Ново-Песчанского участка Песчанского месторождения. Образец НПУ-12 на 95 % представлен магнетитом, имеются редчайшие вкрапленники пирита размером, в среднем 0,2 мм. Выделения магнетита неправильной, заливообразной формы, размер зерен в среднем 0,7 мм.

### *Обсуждение результатов*

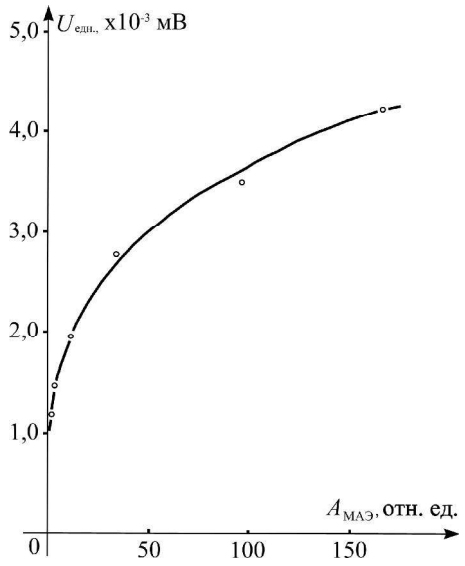
Результаты исследования магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков (магнетит, магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды) приведены в работах В.С. Иванченко и И.И. Глухих (Иванченко, Глухих, 2009; Филатов и др., 2011; Иванченко и др., 2012; 2014). Авторами показано, что полевые параметры магнитоакустической эмиссии (величина первичного магнитного поля, при которой наблюдается максимум сигнала МАЭ; диапазон первичного магнитного поля, в котором проявляется МАЭ) исследуемых образцов, определяются условиями их образования и наложенных последующих физико-химических процессов. Разложение общей кривой МАЭ на отдельные составляющие (кластеры) позволяет выделить различные генетические типы магнетитов. Однако достоверной связи амплитуды магнитоакустической эмиссии с количеством магнитной компоненты установлено не было. Наличие связи амплитуды МАЭ и магнитной восприимчивости отмечено С.В. Иванченко при исследовании образцов с сиенит-магнетитового контакта на Таштагольском месторождении (Иванченко, Виноградов, 2011).

Результаты измерений представлены в таблице.

На рисунке приведена взаимозависимость амплитуды сигнала МАЭ и среднеквадратичного напряжения единичного скачка Баркгаузена $U_{\text{едн}}$, равного отношению измеренного среднеквадратичного напряжения к количеству измеренных скачков. При пересчете на тысячу скачков Баркгаузена эта зависимость может быть аппроксимирована уравнениями:

$$E_{СБ}\ \text{мВ} = (A_{МАЭ})^{0,286}\text{отн. ед.};$$

$$A_{МАЭ}\ \text{отн. ед.} = (E_{СБ})^{0,35}\ \text{мВ}.$$




Зависимость амплитуды сигнала МАЭ и среднеквадратичного напряжения единичного скачка Баркгаузена $U_{\text{един.}}$ исследованных природных магнетитах

***Вывод***

На примере исследованных природных ферримагнетиках экспериментально установлена взаимосвязь амплитуды магнитоакустической эмиссии и среднеквадратичного напряжения, обусловленного скачком Баркгаузена при смещении доменных границ. В данном случае, корреляция отражает лишь линейную зависимость величин, но не отражает их функциональной связности. При этом, коэффициент прямой корреляции полученных уравнений составляет 0,90, что позволяет сделать вывод о том, что магнитоакустическая эмиссия также обусловлена энергией, передаваемой при скачке Баркгаузена в кристаллическую решетку магнетита.

*Работа выполнена при поддержке Проекта фундаментальных исследований УрО РАН № 15-11-5-9 (0394-2015-0018).*

***Литература***

*Горкунов Э.С., Драгошанский Ю.Н., Миховски М.* Эффект Баркгаузена и его использование в структуроскопии ферромагнитных материалов. (Обзор 5) // Дефектоскопия. 2000. № 6. С. 3–23.

*Горкунов Э.С., Задворкин С.М., Путилова Е.А., Поволоцкая А.М., Горулева Л.С., Веретенникова И.А., Каманцев И.С.* Использование магнитного структурно-фазового анализа для диагностики состояния композиционного материала «сталь 08Х18Н10Т – сталь Ст3» и составляющих его компонент, подвергнутых пластической деформации // Дефектоскопия. 2012. № 6. С. 30–43.

*Горкунов Э.С., Субачев Ю.В., Ульянов А.И., Задворкин С.М., Мельникова Е.В., Коковихин Е.А.* Изучение поведения магнитных характеристик конструкционных порошковых сталей типа ЖГр при прокатке и последующем растяжении // Дефектоскопия. 2010. № 3. С. 70–81.

*Иванченко В.С., Глухих И.И.* Экспериментальное исследование магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 92 с.

*Иванченко В.С., Глухих И.И., Строкина Л.Г., Алешин К.Б., Рудницкий В.Ф.* Магнитоакустическая эмиссия природных пирротинов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1701–1708.

*Иванченко В.С., Глухих И.И., Строкина Л.Г., Хейнсон А.П.* Магнитоакустическая эмиссия магнетитов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 277–284.

*Иванченко С.В., Виноградов В.В.* Эффект магнитоакустической эмиссии на сиенит-магнетитовом контакте // Двенадцатая Уральская молодежная школа по геофизике: сб. науч. материалов. Пермь, 2011. С. 95–99.

*Рудяк В.М.* Эффект Баркгаузена // Успехи физических наук. 1970. Т. 101. Вып. 3. С. 429–462.

*Филатов В.В., Иванченко В.С., Глухих И.И.* Петромагнетизм в рудной геофизике. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. 413 с.

УДК 550.831

# СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ СВЯЗИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ ГРАНИЦАМИ ПРИПОЛЯРНОГО СЕКТОРА УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

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

***Аннотация.*** Для приполярного сектора Евразии в пределах координат 60–68° с.ш., 48–72° в.д. на основе статистических исследований показано, что региональные магнитные аномалии нельзя объяснить изменениями рельефа фундамента и границы Мохо, а также вариациями мощности консолидированной земной коры и базальтового слоя. Коэффициент корреляции между интенсивностью региональных магнитных аномалий и рельефом сейсмических границ земной коры достигает максимального значения для поверхности базальтового слоя. Сделаны выводы, что в исследуемом регионе подошва магнитоактивного слоя литосферы расположена значительно выше границы Мохо, и основной вклад в региональные магнитные аномалии вносит верхняя поверхность базальтового слоя.

*Региональные магнитные аномалии, земная кора, коэффициент корреляции, базальтовый слой.*

# STATISTICAL ESTIMATIONS OF THE RELATIONSHIP OF REGIONAL MAGNETIC ANOMALIES WITH SEISMIC BORDERS OF THE URALS REGION NETHER-POLAR SECTOR

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

***Abstract***. For nether-polar Eurasian sector within the coordinates 60–68° N, 48–72° E statistical studies have shown that the regional magnetic anomalies can't be explained by changes in the basement topography and the Moho, as well as variations in the thickness of the consolidated crust and basalt layer. The correlation coefficient between the intensity of regional magnetic anomalies and variations in the crust boundaries relief reaches the maximum value for the surface of basalt layer. The conclusions, in the study area, the lower limit of the magnetically active layer of the lithosphere is located significantly higher Moho and the main contribution to regional magnetic anomalies introduced the top surface of the basalt layer.

*Regional magnetic anomalies, the Earth's crust, correlation coefficient, basalt layer.*

## *Введение*

На протяжении многих лет в геофизике обсуждаются вопросы: какие границы и слои литосферы вносят существенный вклад в региональные магнитные аномалии (РМА), на какой глубине расположена подошва магнитоактивного слоя, является ли граница Мохо нижним ограничением этого слоя? Неоднократно делались попытки решить вопрос о роли слоев земной коры в создании региональных магнитных аномалий с помощью сопоставления с разрезами ГСЗ. Исследования корреляционных зависимостей между интенсивностью региональных магнитных аномалий и рельефом основных границ земной коры в основном проводились по двумерным моделям. Первоначально использовались двухслойные модели консолидированной земной коры, разделенные на гранитный и базальтовый слои, а затем трехслойные модели, состоящие из гранитного, диоритового и базальтового слоев.

Выводы далеко не однозначны. В работе (Булмасов, 1962) показано, что влиянием верхних частей земной коры нельзя объяснить региональные аномалии, и отмечено хорошее их соответствие структуре базальтового слоя Сибирской платформы. В работе (Ярош и др., 1968) получена корреляционная зависимость между глубиной до базальтового слоя и региональными магнитными аномалиями восточных районов Восточно-Европейской платформы. Противоположный результат получен Н.Г. Берлянд и В.С. Цирелем (Берлянд и

Цирель, 1982). В этой работе показано, что источники региональных аномалий находятся в верхней части земной коры (выше поверхности базальтового слоя). В настоящее время таково же мнения придерживается авторы статей (Словарь … , 1988; Магнитная … , 2017): «Региональные магнитные аномалии связаны с особенностями строения земной коры – в первую очередь её кристаллического фундамента».

В результате изучения связи аномального магнитного поля с сейсмическими границами в ряде работ сделан вывод, что рельеф границ кристаллического фундамента и подошвы коры не отражается в магнитном поле (Симоненко, 1962; Борисов и Круглякова, 1967; Матушкин, 1967). З.А. Крутиховская нашла статистическую связь между интенсивностью региональных аномалий и мощностью земной коры Украинского и Балтийского щитов и пришла к выводу, что базальтовый слой обусловливает создание региональных аномалий (Крутиховская, 1976). Д. Холл (Holl, 1974), основываясь на сейсмических исследованиях территории Канады, построил двуслойную магнитную модель консолидированной земной коры с увеличением намагниченности в нижней ее части. В работе (Пашкевич и др., 1990) построены градиентные магнитные модели вдоль геотраверсов, проходящих по территории Европы. Намагниченность в кристаллической коре увеличивалась с глубинной в соответствии с ростом скорости сейсмических волн. В результате моделирования выявлены значительные латеральные неоднородности распределения намагниченности в нижних слоях земной коры.

Исследования ксенолитов мантийных пород показало, что породы верхней мантии имеют низкие магнитные свойства. Поэтому магнитоактивный слой литосферы может быть ограничен по подошве земной коры или выше в тех областях, где температура земных недр достигает 580 °С, т. е. точки Кюри магнетита (Печерский и др., 2006).

В работах (Федорова, Колмогорова, 2013; Колмогорова, Федорова, 2015) приведены результаты изучения строения земной коры Тимано-Печорской плиты, Северного и Приполярного Урала геофизическими методами. По профилям ГСЗ построены градиентные скоростные разрезы, проведено моделирование распределения намагниченности. Сделан вывод, что длинноволновые магнитные аномалии могут быть созданы нижним слоем коры, средняя глубина до которого составляет 20 км, скорость продольных волн на границе слоя достигает 6,5 км/с.

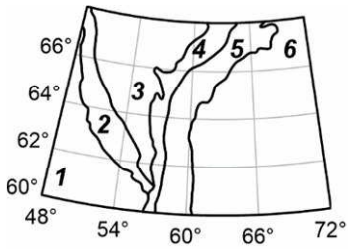
Исследование глубинного строения литосферы территории Приполярного сектора Евразии проведено в рамках проекта Российского научного фонда (№ 14-27-00059). В пределах географических координат 60–68° с.ш., 48–72° в.д. по десяти профилям ГСЗ методом двумерной сейсмической томографии построены разрезы (Ладовский и др., 2016; Мартышко и др., 2016). На их основе созданы новые карты-схемы границ земной коры: фундамента и Мохо, а также базальтового слоя. Исследована структура аномального магнитного поля, выделена региональная составляющая и построена карта региональных магнитных аномалий (Федорова и др., 2015; Fedorova et al., 2015). Эти данные позволяют провести статистические исследования для всей указанной площади, а не только в пределах профилей ГСЗ. Цель настоящей работы состоит в выявлении характера и степени взаимосвязи между региональными магнитными аномалиями и рельефом основных границ земной коры, а также мощностью, как всей консолидированной коры, так и только нижнего высокоскоростного базальтового слоя.

### *Методика исследований*

Территория исследования охватывает приарктическую часть сочленения важнейших геологических провинций России: восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту, северную часть Уральской складчатой системы и северо-западный сектор Западной Сибири. Площадь исследования была разделена на участки в соответствии с тектоническими структурами. Кроме структур

**Таблица.** Коэффициенты корреляции между региональными магнитными аномалиями и сейсмическими границами или слоями

| Граница или слой | Весь регион | Участки | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 1: ВЕП | 2: ТП | 3: ПП | 4: ПКП | 5: УСС | 6: ЗСП |
| граница фундамента | –0,36 | –0,25 | –0,65 | –0,081 | –0,16 | –0,46 | –0,11 |
| граница Мохо | –0,13 | 0,01 | –0,07 | 0,037 | 0,28 | –0,03 | –0,20 |
| граница базальтового слоя | 0,65 | 0,37 | 0,70 | 0,66 | 0,66 | 0,65 | 0,57 |
| Мощность слоя: | | | | | | | |
| фундамент-Мохо | –0,24 | –0,11 | –0,26 | –0,12 | 0,24 | –0,27 | –0,19 |
| базальт-Мохо | 0,41 | 0,07 | 0,23 | 0,53 | 0,71 | 0,44 | 0,22 |




Обозначения участков:
1. ВЕП – Восточно-Европейская платформа
2. ТП – Тиманское поднятие
3. ПП – Печорская плита,
4. ПКП – Предуральский краевой прогиб
5. УСС – Уральская складчатая система
6. ЗСП – Западно-Сибирская плита

первого порядка в пределах Тимано-Печорской плиты выделены Тиманское поднятие и Предуральский краевой прогиб.

Для корректного проведения исследований выполнено преобразование региональной составляющей аномалии модуля магнитной индукции: с помощью аппроксимационного метода определена вертикальная компонента $Z$, а затем данные приведены к полюсу – $Z_v$ (Бызов и др., 2017). Карта преобразованных аномалий $Z_v$ приведена на рис. 1, *а* (цветная вкладка). Карты рельефа фундамента и границы Мохо – на рис. 1, *в* и *д* (цветная вкладка). Впервые для данной территории построена карта поверхности базальтового слоя (рис. 1, *б*; цветная вкладка). При ее построении использованы данные сейсмических разрезов для граничного значения скорости продольных волн 6,5 км/с. Средняя глубина до границы составляет 18–20 км. Под Уральскими горами и Тиманским поднятием поверхность этого слоя имеет значительные прогибы, достигающие 26–30 км. Карты мощности консолидированной коры и нижнего базальтового слоя показаны на рис. 1, *г* и *е* (цветная вкладка).

Вариации рельефа границ земной коры и мощности слоев невелики в сравнении с их протяженностью, поэтому для статистических исследований можно использовать линейную зависимость. Для оценки коэффициента корреляции как меры линейной зависимости между указанными массивами использованы возможности пакета MATLAB. Применялась функция corrcoef($x$,$y$), предназначенная для расчета матрицы парных коэффициентов корреляции векторов данных. Цифровые массивы данных регионального магнитного поля и структурных элементов земной коры созданы по сетке 5×5 км.

Для контроля мы провели вычисление коэффициента корреляции между вертикальной компонентой $Z_v$ и рельефом поверхности нижнего намагниченного слоя земной коры, восстановленного по региональным аномалиям с помощью решения нелинейной обратной задачи магнитометрии (Федорова и др., 2017). В результате для всего участка получен коэффициент 0,93, что указывает на сильную прямую взаимосвязь и подтверждает возможность успешного применения линейной зависимости для оценки влияния границ земной коры на аномальное магнитное поле.

Статистические оценки наличия взаимосвязи между региональными магнитны-

ми аномалиями и сейсмическими границами, а также мощностью консолидированной коры или нижнего высокоскоростного слоя земной коры проведены как для всего региона, так и отдельно для участков различных тектонических структур: Восточно-Европейской платформы, Тиманского поднятия, Печорской плиты, Уральской складчатой системы, Западно-Сибирской плиты.

Результаты приведены в таблице. Коэффициент корреляции достигает максимального значения 0,65 только для рельефа базальтового слоя, причем как для всего региона, так и для отдельных участков разных тектонических единиц получены высокие его значения.

Для границы Мохо (с учетом скачка намагниченности) коэффициент корреляции имеет обратный знак и его значение составляет -0,13. Низкие значения получены также для рельефа фундамента, мощности консолидированной коры и даже мощности нижнего базальтового слоя коры, что показывает на отсутствие взаимосвязи.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что основной вклад в региональные аномалии вносят вариации верхней границы базальтового слоя. Следовательно, с помощью трехмерной интерпретации региональных магнитных аномалий можно для всего региона уточнить рельеф поверхности базальтового слоя в пространстве между профилями ГСЗ.

***Обсуждение результатов***

Отсутствие значимых корреляций между магнитными аномалиями и рельефом границы Мохо, а также мощностью нижнего слоя коры, по-видимому, вызвано низкой намагниченностью пород вблизи подошвы коры. Скорее всего, это можно объяснить тем, что термодинамические условия превышают допустимые пределы для существования ферромагнитной намагниченности пород.

Как известно, основной магнитный минерал глубинных слоев земной коры магнетит теряет ферромагнитные свойства при температуре выше 580 °С. Геотермические исследования в глубоких и сверхглубоких скважинах показали, что в относительно холодной коре древней Восточно-Европейской платформы на глубине 12 км температура достигает 220 °С (Кольская … , 1998). В Уральской скважине СГ-4 на глубине 5 км зафиксирована температура 90 °С (Щапов, 2000). По результатам измерений на молодых плитах в Тимано-Печорской СГ-5, Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинской СГ-7 температурные градиенты значительно выше, и на глубине 7 км породы нагреты до 160, 200 и 210 °С соответственно (Тюменская … , 1996). Поэтому можно предположить, что земные недра разогреты до температуры 580 °С на глубине 25–35 км, и, следовательно, подошва магнитоактивного слоя расположена значительно выше границы Мохо.

***Выводы***

Статистические оценки наличия взаимосвязи между региональными магнитными аномалиями и сейсмическими границами, а также мощностью консолидированной коры или нижнего высокоскоростного слоя земной коры выявили прямую связь только с поверхностью базальтового слоя.

В исследуемом регионе подошва магнитоактивного слоя литосферы расположена значительно выше границы Мохо, и нижняя часть базальтового слоя имеет низкую намагниченность. Основной вклад в региональные магнитные аномалии вносят вариации рельефа верхней границы базальтового слоя. Поэтому в пространстве между профилями ГСЗ глубину до поверхности базальтового слоя можно определять с помощью трехмерной интерпретация региональных магнитных аномалий.

***Литература***

*Берлянд Н.Г, Цирель В.С.* Распределение аномалий Тимано-Печорской провинции и Севера Урала по статистическим свойствам, геологической природе и глубинности источников // Аномалии магнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наукова думка, 1982. С. 63–64.

*Борисов А.А., Круглякова Г.И.* Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части // Советская геология. 1967. № 1. С. 127–130.

*Булмасов А.П.* О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры // Геология и геофизика, 1962. №7. С. 32–45.

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

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

*Кольская* сверхглубокая. Научные результаты и опыты исследования / Под ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаверова. М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.

*Крутиховская З.А.* Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов // Геофизический сборник. 1976. № 73. С. 3–29.

*Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В.* Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2. С. 108–120.

*Магнитная* аномалия [Электронный ресурс]. URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/Магнитная_аномалия (дата обращения: 15.03.2017).

*Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д.* Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016. 96 с.

*Матушкин Б.А.* Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ // Советская геология. 1967. № 1. С. 131–135.

*Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Мозговая О.П., Таращан С.А.* Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наукова думка, 1990. 168 с.

*Печерский Д.М., Орлюк М.И., Пашкевич .К.* Магнетизм низов земной коры континентов: развитие результатов исследования и идей З.А. Крутиховской // Геофизический журнал, 2006. Т. 28. № 5. С.40–52.

*Симоненко Т.Н.* О привлечении данных магнитометрии к выяснению глубинного строения земной коры // Советская геология. 1962. № 8. С. 4–15.

*Словарь* по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.

*Тюменская* сверхглубокая скважина. Результаты бурения и исследования / Гл. ред. В.Б. Мазур. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. 376 с.

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

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

*Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В.* Магнитные аномалии и модель распределения намагниченности в земной коре приполярного и полярного секторов Уральского региона // Геофизический журнал. 2017. Т. 29. № 1. С. 111–122.

*Щапов В.А.* Тепловое поле Урала // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 126–130.

*Ярош А.Я., Дементьева Г.Д., Кассин Г.Г.* Строение поверхностей переходного и базальтового слоев земной коры восточных районов Русской платформы // Тр. Свердловского горного ин-та. Свердловск, 1968. № 54. С. 5–20.

*Fedorova N. V., Martyshko P.S., Gemaidinov D.V., Rublev A.L.* Computer technology for highlighting the magnetic anomalies from the deep layers of the Earth's crust // 14th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects, Geoinformatics. Kiev, 2015. DOI: 10.3997/2214-4609.201412426

*Holl D.H.* Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario // Canad. J. Geoph. 1974. V. 40. P. 403–430.

УДК 550.8.056

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КУРГАНОВ НЕПЛЮЕВСКОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

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

***Аннотация.*** Геофизические исследования проведены на нескольких курганах Неплюевского комплекса на Южном Урале. Комплекс состоит из 38 курганов, некоторые из них относятся к бронзовому веку. Выполнены магнитная и площадная георадарная съемка на самом крупном кургане, раскопки на котором начаты в 2016 году. На картах магнитных аномалий и георадарных слайсах выявлены аномалии, соответствующие каменным плитам, обрамляющим погребения, которые обнаружены при раскопках. Предложены рекомендации по георадарному обследованию погребальных комплексов.

*Магнитная съемка, георадарная съемка, археологический памятник, могильный курган.*

## GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS OF ARCHAEOLOGICAL MOUNDS ON SOUTH URALS

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

***Abstract.*** Geophysical surveys were carried out on several mounds Neplyuevskogo complex in the southern Urals. The complex consists of 38 burial mounds, some of them belong to the Bronze Age. The magnetic and GPR survey was performed on the largest mound excavation which started in 2016 year. On the maps of magnetic anomalies and GPR of the slices, anomalies corresponding to stone slabs framing burials found during excavations have been revealed. Recommendations on GPR survey of funerary complexes are suggested.

*Magnetic survey, GPR survey, archaeological monument, burial mound.*

### *Введение*

Геофизические методы активно используются при археологических исследованиях со второй половины прошлого столетия. Магнитная и георадарная съемки являются наиболее популярными. Это объясняется рядом причин, наиболее важные из которых – съемки не разрушают исторический объект и позволяют быстро исследовать большие площади. Кроме того, в результате применения радара возможно получать высококачественные трехмерные изображения подземных объектов.

Из перечня археологических памятников немалую часть составляют исследования погребальных комплексов, которые по сравнению с поселенческими памятниками дают гораздо больше информации о культуре изучаемой эпохи и ее социальной эволюции.

К настоящему времени на Южном Урале известно боле 20 укрепленных поселений бронзового века (Зданович, Батанина, 2007; Batanina et al., 2014). Геофизические исследования проведены нами на территории нескольких огороженных поселений. Площадь каждого из городищ превышает 20000 кв. м, отработана методика проведения магнитной съемки современными модульными магнетометрами (Носкевич и др., 2010; Носкевич, Федорова, 2012; Федорова и др., 2014). В результате съемок построены детальные карты магнитных аномалий территории. Получена новая информация о строении фортификационных сооружений, выявлены новые детали внутри поселков, определены размеры построек и местоположения некоторых колодцев, хозяйственных ям и др. Результаты использованы для построения схем внутреннего строения поселений во время их функционирования (Носкевич и др., 2014; Федорова, Носкевич, 2012; Федорова и др., 2013). Для оценки формы источников ряда магнитных аномалий применялись двумерные и трехмерные методы интерпретации, на некоторых участках применялся георадар (Noskevich et al., 2012;

Multidisciplinary … , 2013). Геофизические результаты были использованы археологами для выбора мест раскопов на поселениях Каменный Амбар и Коноплянка. Проведенные на этих городищах раскопки подтвердили соответствие планировки поселения, реконструированной по магнитным данным (Береснева и др., 2015; Multidisciplinary … , 2013).

Все поселения сопровождаются комплексом могильных курганов, на некоторые из которых уже проведены археологические раскопки, например, Большекараганский (Баталов и др., 1996), Каменный Амбар-5 (Епимахов, 2005). Однако большая часть разновременных могильных комплексов ждет своей очереди для дальнейших исследований.

Памятники финала средней бронзы Волго-Уральских и Казахстанских степей резко выделяются на фоне остальных древностей бронзового века. По материалам раскопок курганов порядок формирования погребальных комплексов реконструирован следующим образом (Епимахов, 2005). На первом этапе совершались центральные захоронения и вокруг них маркировались границы погребального поля в виде рва практически круглой формы. В ряде случае ров не был замкнутым или имел несколько разрывов. Для трех вскрытых могильных комплексов Каменный Амбар-5 по внешнему краю диаметры рвов варьировались от 22 до 32 м (Епимахов, 2005). Ров имел небольшие размеры, в среднем ширина составляла 1 м и глубина – 0,5 м. Остальные захоронения совершались поэтапно на периферии площадки в пределах рва. В кургане могло быть до 16 захоронений, как одиночных, так и групповых. Размеры погребальных ям колеблются от 0,6×1,3 м для одиночных захоронений и до 5×5,5 м для групповых. В склепах обнаружены оружие, предметы утвари, орудия труда, глиняные сосуды, останки животных: лошадей, коров и мелкого домашнего скота. В настоящее время большинство курганов имеют насыпь небольшой высоты 0,2–0,5 м. Визуально фиксируемые размеры курганов оказались меньше, чем реальные размеры могильников, и часто вершина насыпи смещена относительно центра ритуального сооружения (Епимахов, 2005).

Цель настоящей работы состоит в исследовании геофизических полей курганов, в оценке возможности использования магнитной и георадарной съемок для более точной локализации границ захоронений. Исследования проводились вблизи деревни Неплюевка Карталинского района Челябинской области. По результатам разведочных работ, проведенных сотрудниками Заповедника «Аркаим» в 2008 году, на рис. 1 представлена схема расположения курганов.

***Магнитная съемка курганов комплекса Неплюевский***

Комплекс состоит из 38 курганов, размеры которых варьируются от 40 до 12 м в диаметре. Размер насыпей от 0,2 до 1 м. Формы грунтовых насыпей в плане круглые или овальные. Курган 1 – самый крупный на могильнике: диаметр 40×30 м, высота 1 м; вокруг кургана просматривается ров шириной 2,5–3 м. Археологи предполагают, что могильник разновременный и только часть насыпей возведена над погребениями эпохи бронзы и связана с эпохой бронзы.

В полевой период 2016 г. в рамках выполнения археологических исследований по проекту Российского научного фонда 16-18-10332 «Образ жизни населения Южного Зауралья в диахронной перспективе: от оседлых форм к подвижности (по материалам бассейна р. Карагайлы-Аят)» силами сотрудников Института истории и археологии УрО РАН были начаты раскопки на кургане 1. Поэтому до начала раскопок проведена магнитная съемка кургана 1 и близко расположенных курганов 17, 18, 20 и 23 (см. рис. 1).

Курган 1 расположен близко к границе старой пашни, а по северо-западному краю проходит грунтовая дорога. Кроме того, с восточной стороны от этого кургана проходит ЛЭП (линия электропередачи). При выполнении магнитной съемки вблизи ЛЭП возникают значительные помехи.

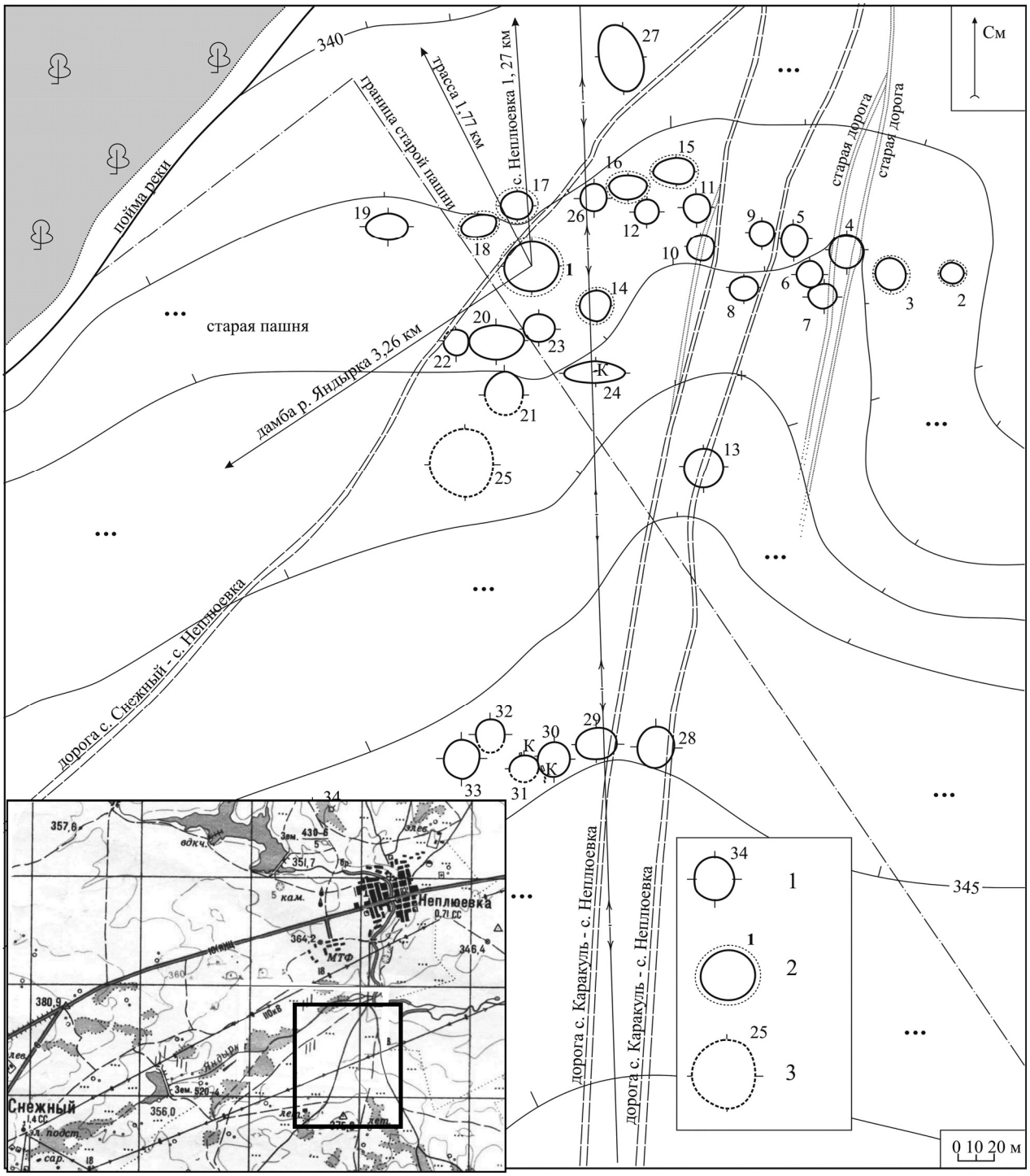



**Рис. 1.** Схема курганного комплекса Неплюевский:
1 – курганы без канавки; 2 – курганы с канавкой; 3 – предполагаемые курганы.
Черным прямоугольником отмечено расположение кургана на карте

Курган 1 – это многомогильный комплекс с индивидуальными захоронениями, совершенными по обряду ингумации, оставленный, предположительно, родственной группой населения срубной культуры. После снятия насыпи под курганом обнаружено 50 структур, большая часть которых представлена погребениями со сложными погребальными конструкциями из переотложенного суглинка и камней, а так-

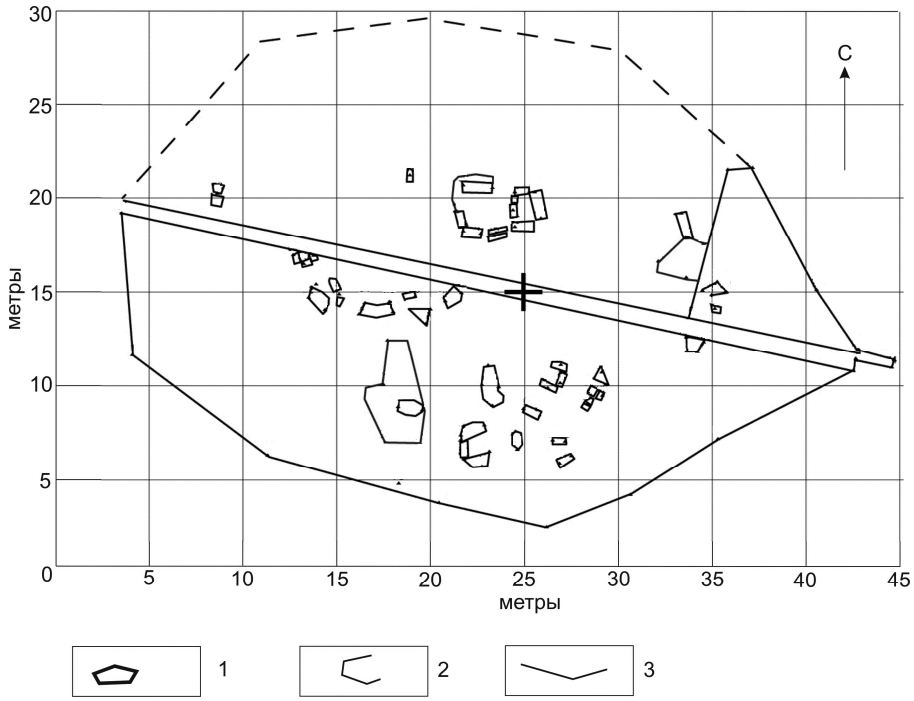



**Рис. 2.** Результаты раскопок кургана 1 в 2016 году:
1 – положение камней, обрамляющих места погребений;
2 – положение насыпи (выброса); 3 – граница раскопа
(схема составлена Институтом истории и археологии УрО РАН)

же ямами разного размера с керамическими сосудами (рис. 2). Подавляющее большинство погребений перекрыто массивными каменными плитами. Геолого-минералогическое обследование, проведенное сотрудниками института минералогии (г. Миасс) УрО РАН, показало, что плиты толщиной 10–30 см сложены следующими разновидностями горных пород: мусковитовыми гранитами, биотитовыми тоналитами и амфиболитами. Первые две разности слагают Варшавский гранитоидный массив, третья – ксенолиты базальтоидов из краевой части этого массива.

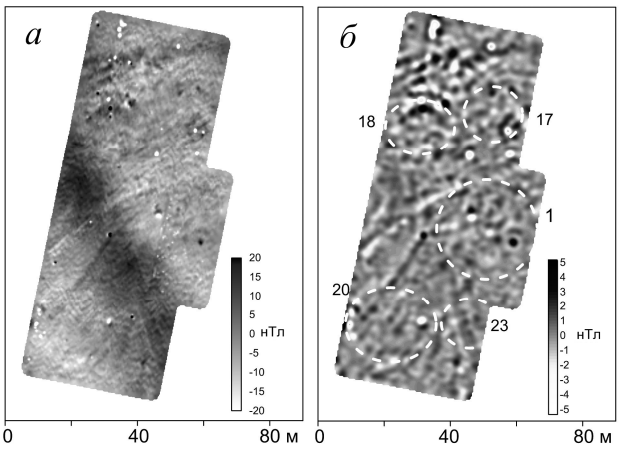



**Рис. 3.** Карта магнитных аномалий над курганами по результатам съемки (*а*) и фильтрации данных (*б*). Пунктирной линией показаны границы могильников (в соответствии со схемой рис. 1)

Магнитная съемка для курганов 1, 17, 18, 20, 23 проведена на площади 5000 кв. м. Территория съемки была разделена на квадраты с размерами 40×40 м. Использовался магнитометр-градиентометр SM-5 Navmag. Датчики располагались на высотах 0,3 и 2 м от земной поверхности. Профили съемки проложены вдоль магнитного меридиана, магнитное склонение составляет 11º. Расстояние между пунктами измерений выполнено по сети 0,5×0,5 м. Магнитные аномалии получены как разность показаний нижнего и верхнего датчиков.

На рис. 3, *а* показаны карты магнитных аномалий над курганами, полученные в результате съемки. Как видно из рисунка, аномалии содержат вклад от глубоких геологических источников и значительно осложнены мелкими аномалиями поверхностного слоя. В погребениях культурный слой расположен на глубинах от 0,5 до 3–4 м.

Для выделения аномалий от этого слоя выполнена фильтрация данных и исключены аномалии протяженностью более 4–5 м. Для уменьшения влияния мелких приповерхностных аномалий проведено сглаживание по сетке 1×1 м (рис. 3, *б*). В пределах некоторых курганов отчетливо выделяются линейные аномалии в виде дуг окружности. Более отчетливо они проявляются по южному краю кургана 20.

На обеих картах отмечаются линейные аномалии, созданные грунтовыми дорогами. Ранее мы отмечали, что для ритуальных сооружений бронзового века характерно наличие канавки, расположенной по периметру насыпи. С течением времени, за счет атмосферных осадков и оседания грунтов на дно этих канавок, они заиливаются и в настоящее время практически не выделяются на поверхности. Однако, как показали результаты геофизических исследований на магнитных картах, следы от краев курганной насыпи и канавок проявляются в виде небольших отрицательных или положительных аномалий, имеющих почти безупречно правильную круглую форму (Носкевич и др., 2015). Кроме того, часто в могильных ямах археологи находят фрагменты керамики от сосудов и слои сильно обожженного грунта. Эти объекты создают на магнитных картах аномалии, интенсивность которых превышает интенсивность аномалий от окружающего грунта.

После исключения длинноволновых аномалий более отчетливо проявляются аномалии над отдельными объектами внутри могильников (рис. 3). Намагниченные объекты внутри кургана создают на магнитных картах достаточно специфическую мозаичную картину, отличающуюся по морфологии от магнитного поля вне курганов. Скорее всего, интенсивные локальные аномалии созданы остатками керамических сосудов. Остаточная намагниченность керамики, измеренная нами на образцах, собранных на территории и в раскопах поселений бронзового века, достигает порой до очень высоких значений – от 1 до 10 А/м. Керамические изделия в большом количестве обнаружены внутри курганов. Например, в коллективном захоронении № 12 кургана 2 комплекса Каменный Амбар-5 присутствовало 12 кувшинов (Епимахов, 2005).

Для кургана 1 результаты магнитной съемки и фильтрации данных приведены отдельно на рис. 4. На рис. 4, *б* видно, что на восточной части значительно возросли шумовые помехи, создаваемые ЛЭП. Поэтому пришлось провести дополнительную фильтрацию коротковолновых помех (рис. 4, *в*). В пределах кургана на магнит-

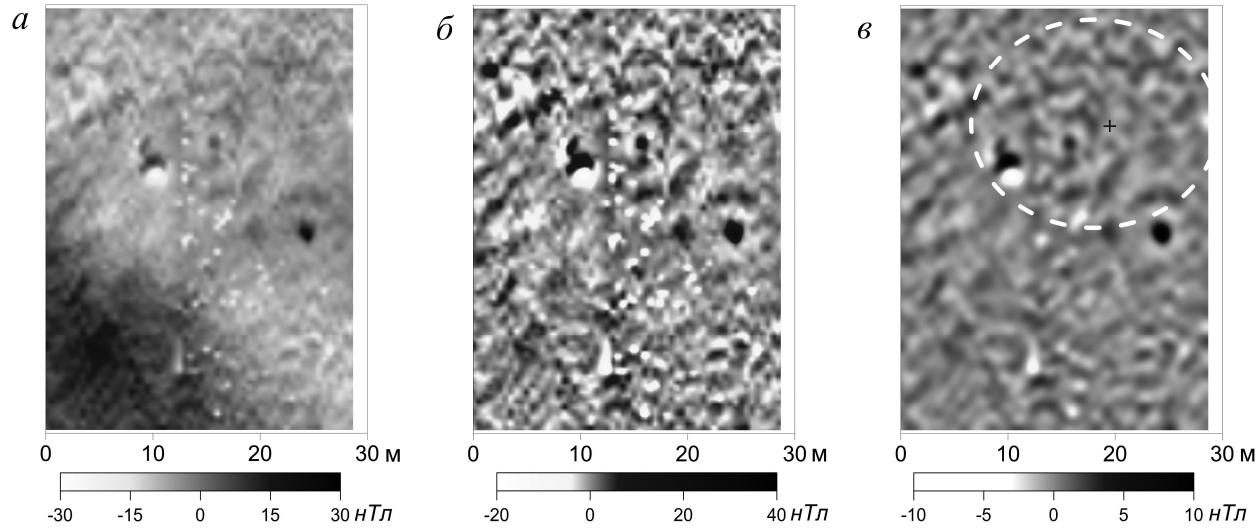



**Рис. 4.** Карты магнитных аномалий над курганом 1 по результатам съемки (*а*), после фильтрации данных длинноволновых (*б*) и коротковолновых составляющих (*в*) (вершина кургана отмечена крестиком, а граница обозначена белой пунктирной линией)

ной карте выделяются линейные аномалии, образующие замкнутые контуры (рис. 4, *в*). Возможно, они созданы границами отдельных захоронений внутри могильника.

***Георадарная съемка кургана 1***

Для съемки использовался георадар SIR-3000 с антенной 5103A с центральной частотой 400 МГц. В пределах кургана 1 было пройдено 78 параллельных профилей длиной 35 м в направлении с юга на север. Контур территории съемки показан на фрагменте магнитной карты (рис. 5, *б*). Измерения проводились в непрерывном режиме с расстоянием между профилями 0,5 м.

Основываясь на данных георадара, вряд ли возможно локализовать человеческие останки, и идентифицировать принадлежность кургана к археологическому объекту (Conyers, 2006). Однако для обнаружения погребений можно использовать вторичные характеристики, наблюдаемые на слайсах и профилях. Так контраст между нарушенными слоями грунта могильной ямы и окружающими ненарушенными отложениями на слайсах будет проявляться как высокоамплитудные или низкоамплитудные отражения электромагнитных волн, или в виде перерывов в стратиграфии на разрезах. Края могильной ямы могут на разрезах создавать диагональные отражения волн (или ветви гипербол), опускающиеся друг к другу от верхних краев ямы (там же). В пределах ямы также может измениться стратиграфия слоев из-за оседания, оползания почвы и заполнения этих депрессий другими отложениями.

Они проявляются на георадарных разрезах как небольшие аномалии, немного вогнутой или чашеобразной формы слоев. Иногда существенные помехи в интерпретацию георадарных данных вносят: высокий уровень грунтовых вод, деятельность норных животных и грабительские раскопки.

По результатам георадарной съемки построены карты-срезы в трехмерном варианте и выделены аномальные зоны отрицательной полярности на глубинах от поверхности 0,2; 0,51 и 0,85 м (рис. 6, цветная вкладка). При наложении карт-срезов на результаты раскопок (см. рис. 2) аномальные зоны соответствовали отражениям от каменных плит, которые обрамляли погребения. На верхнем срезе в северо-западной части планшета проявляются сильные отражения от дорог. С глубиной интенсивность таких отражений снижается.

***Заключение***

В результате геофизических исследований нескольких археологических курганов комплекса Неплюевский на Южном Урале получены следующие результаты. С помощью магнитной съемки определено, что в пределах могильников над отдельными объектами локальные аномалии создают специфическую мозаичную картину. В пределах курганов наблюдается повышен-

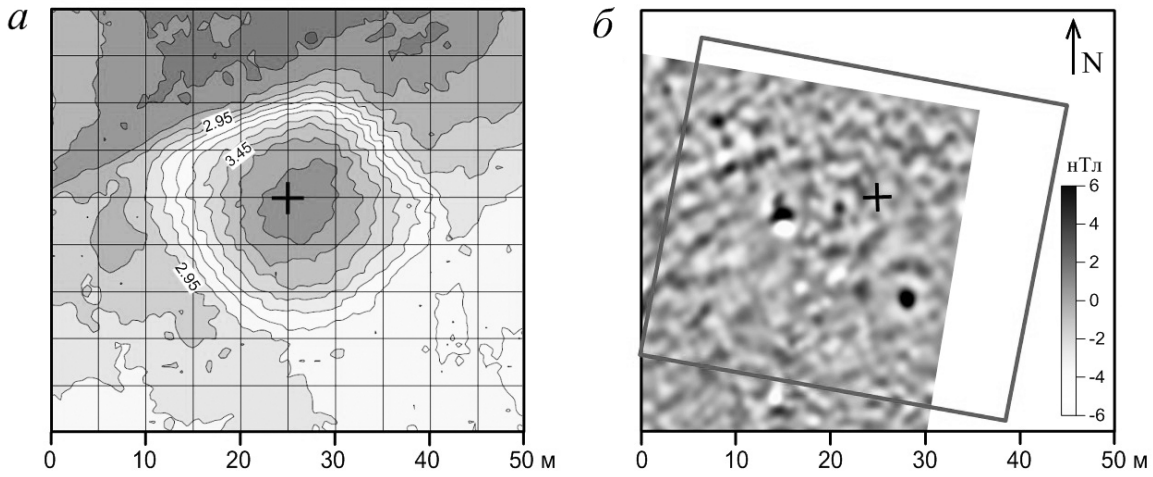



**Рис. 5.** Рельеф кургана 1 (*а*) и контур площади георадарной съемки показан на фрагменте магнитной карты (*б*)

ная интенсивность аномалий, чем на участках, прилегающих к кургану. На магнитных картах удается обнаружить кольцевые аномалии, созданные канавками или рвами, ограничивающими территорию некоторых ритуальных сооружений.

Выполнены георадарные исследования на кургане 1. Построены срезы на глубинах 0,2; 0,51 и 0,85 м. На разрезах были выявлены локальные депрессии и нарушение стратиграфии. По результатам исследований предложены рекомендации для дальнейших съемок георадаром на археологических курганах. Георадарную съемку рекомендуется проводить по параллельным профилям с межпрофильным расстоянием не более 0,5 м. Для точной привязки полученных аномальных отражений необходимо использовать антенну с подвижной платформой, на которую установлен датчик пройденного пути, а также GPS сантиметровой точности.

Интерпретация данных геофизических методов неоднозначна без проверки и сравнения с фактическими результатами раскопок курганов. Мы надеемся, что в результате междисциплинарных исследований удастся сделать методы более эффективными, позволяющими быстро выполнять анализ и тестировать курганные комплексы. Такие исследования помогут создать «набор типов» возможных признаков для археологических объектов Южного Урала.

Исследования по совершенствованию методики георадарной съемки курганных комплексов выполнены при поддержке Уральского Отделения РАН (проект 15-13-456-9 «Традиции и инновации в экономике и культуре населения Южного Урала в эпоху бронзы (междисциплинарные исследования)».

Геофизические исследования курганов проведены за счет проекта Российского Научного фонда № 16-18-10332 «Образ жизни населения Южного Зауралья в диахронной перспективе: от оседлых форм к подвижности (по материалам бассейна р. Карагайлы-Аят)» в Институте истории и археологии УрО РАН.

***Литература***

*Берсенева Н.А., Епимахов А.В., Носкевич В.В., Федорова Н.В.* Возможности синтеза геофизической и археологической информации при интерпретации результатов раскопок (на примере поселения бронзового века Каменный Амбар) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2015. № 1 (28). С. 4–13.

*Боталов С.Г., Григорьев С.А., Зданович Г.Б.* Погребальные комплексы эпохи бронзы Большекараганского могильника // Материалы по археологии и этнографии Южного Урала (тр. Музея-заповедника «Аркаим»). Челябинск, 1996. С. 64–88.

*Епимахов А.В.* Ранние комплексы общества севера Центральной Евразии (по материалам могильника Каменный Амбар-5). Кн. 1. Челябинск: Челябинский дом печати, 2005. 195 с.

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

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

*Носкевич В.В., Федорова Н.В.* Картирование археологических памятников эпохи средней бронзы с помощью детальной магнитной съемки // Краткие сообщения Института археологии. 2012. № 226. С. 87–93.

*Носкевич В.В., Федорова Н.В., Бебнев А.С., Вдовин А.Г., Мехоношина Т.Л.* Результаты исследования геофизическими методами археологического памятника бронзового века городище Андреевское (Южный Урал) // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 72–80.

*Носкевич В.В., Федорова Н.В., Вдовин А.Г.* Геофизические исследования курганных археологических комплексов на Южном Урале // Геофизика. 2015. № 2. С. 23–30.

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

магнитной съемки // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 52–59.

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

*Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Маликов А.В.* Магнитная съемка археологических поселений бронзового века на Южном Урале // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 3. С. 24–37.

*Batanina I.M., Batanina N.S., Levit N.V., Kaiser E.* Archaeologische Karte des Flusstals Karagajly-Ajat eine Region des vorgeschichlichen Eurasiens aus der Vogelperspwktive // Zwischen Tradition und Innovation. Studien zur Bronzezeit im Trans-Ural (Russische Feoderaton) / R. Krause & L. Korjakova (Hrsg). Bonn: Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, 2014. P. 199–305.

*Conyers L.B.* Ground-Penetrating Radar Techniques to Discover and Map Historic Graves // Historical Archaeology. 2006. 40(3). P. 64–73.

*Noskewich V.V., Fedorova N.V., Sobolev O.L.* Reconstruction of Archaeological Fortified Settlements of Southern Ural Mountains, of a Bronze Age on the Magnetic Data // Near Surface Geoscience 2012 – 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. Paris, France, 3–5 September 2012. P38. P. 1–4.

*Multidisciplinary* investigations of the Bronze Age settlements in the Southern Transurals (Russia) / R. Krause and L. Korjakova (eds). Bonn: Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, 2013. 352 p.

УДК 550.838

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОГО УЧАСТКА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ СКВАЖИН

***Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

***Аннотация.*** В статье описаны результаты комплексных измерений сигналов естественной геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения горных пород в скважинах Северо-Тараташского участка. Анализ полученных данных позволил охарактеризовать геодинамическое состояние массивов горных пород в этом районе. Выделены интервалы повышенного трещинообразования и зоны накопления динамической напряженности.

*Электромагнитное излучение, геоакустические сигналы, геодинамическое состояние горных пород.*

# GEODYNAMIC SITUATION OF THE NORTH-TARATASH SITE FOR GEOPHYSICAL RESEARCH OF WELLS

*Beloglazova N.A., Bazhenova E.A., Vdovin A.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg*

***Abstract.*** The results of complex measurements of signals of natural geoacoustic emission and electromagnetic radiation of rocks in wells of the North-Taratash area are described in the article. Analysis of the obtained data made it possible to characterize the geodynamic state of rock massifs in this region. We selected intervals of increased crack formation and accumulation area of dynamic tension.

*Electromagnetic radiation, geoacoustic signals, geodynamic state of rocks.*

## *Введение*

К настоящему времени накоплен большой объем информации о динамике геофизических полей Земли и связи ее с изменением напряженно-деформированного состояния геологической среды, особенно для районов с активной тектоно-вулканической деятельностью (Бритков, 2004). Однако такая информация становится не менее актуальной и в тектонически спокойных районах при наличии там важных стратегических объектов, таких как атомные электростанции, подземные хранилища отходов ядерного производства, шахты и рудники, различные шламоотстойники и т. д.

Для контроля над геодинамической ситуацией в районе таких объектов создаются геодинамические полигоны, на которых проводятся регулярные измерения геофизических полей. На шахтах и рудниках организуются службы прогноза и мониторинговых наблюдений для обеспечения безопасности горнопроходческих работ. Комплекс геофизических методов для различных геодинамических ситуаций может меняться.

Так как скважина является чувствительным объемным деформометром и прямо отражает изменения напряженно-деформированного состояния геосреды, то скважинные измерения дают значительно больше информации по сравнению с поверхностными исследованиями.

В ходе оценки изменения динамического состояния геологической среды особый интерес представляют измерения геоакустических и электромагнитных сигналов. Горные породы и рудные тела при трещинообразовании излучают электромагнитные волны в широком диапазоне частот. Природа этого явления связана с перемещением дислокаций, несущих электрические заряды. Установлено, что процесс формирования электромагнитного излучения (ЭМИ) в горных породах отражает динамику зарождения и развития их структурного разрушения. По мере перехода разрушения с низшего энергетического уровня на более высокий, возрастают параметры ЭМИ (число импульсов, напряженность).

Для получения информации о неоднородности, нарушенности, напряженном состоянии, а также развивающихся в массиве горных пород динамических процес-

сах, используется их способность излучать акустические импульсы. При разрушении горных пород происходит развитие микро- и макротрещин, при этом возникает геоакустическая эмиссия (ГАЭ). По ГАЭ оценивают ударопрочность горных пород, контролируют состояние массива пород и процессы разрушения.

При проведении лабораторных исследований на моделях неоднородных сред, описанных в работе (Шамина, 2000), указывается, что при одноосном сжатии образцов известняка и искусственного материала, моделирующих неоднородную среду, происходит образование различных типов акустических волн, которые можно связывать с процессом трещинообразования. Причем показано, что ЭМИ возникает уже на первых стадиях нагружения, составляющих единицы и первые десятки процентов от разрушающих напряжений. В акустически возбуждаемых горных породах в лабораторных и натурных условиях ЭМИ наблюдается на границах контактирующих минеральных зерен, включений, прожилков и других неоднородностей.

При определении динамического состояния геологической среды результаты одновременных электромагнитных и геоакустических измерений в реальных условиях представляют значительный интерес для понимания физических процессов возникновения аномалий естественного электромагнитного излучения и геоакустических шумов. Такие измерения дают объективную оценку изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород.

***Результаты измерений и их интерпретация***

В рамках выполнения проекта № 15-2-5-25 были проведены исследования в трех скважинах Северо-Тараташского участка Златоустовского горного района, относящемуся к западному склону Южного Урала и северной части Башкирского антиклинория. Среди пород Тараташского комплекса широко развиты амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые кристаллические сланцы. В зонах деформации все перечисленные породы претерпели приразломный дислокационный метаморфизм с образованием пород эпидот-амфиболитовой фации и, далее, фации зеленых сланцев. Куватальский рудный горизонт, к которому приурочен Северо-Тараташский участок, имеет очень сложное строение и состоит из чередующихся рудных и безрудных пластовых тел. Первые представлены магнетитовыми кварцитами и магнетит-гиперстеновыми кристаллическими сланцами, а вторые – пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболовыми, пироксеновыми и гранатовыми кварцитами (Андреев, 1995).

Исследование скважин проводилось при подъеме скважинного снаряда прибором МЭШ-42, поточечно с шагом 5 м. В интервалах детализации дискретность измерений сужалась до 1 м. Измерялись следующие параметры: сигналы ЭМИ на частотах 45 ($F1$), 80 ($F2$) и 120 ($F3$) кГц; вертикальная ($Z1$, $Z2$, $Z4$) и горизонтальная ($H1$, $H2$, $H4$) составляющие ГАЭ в частотных диапазонах 100–500 (1), 500–5000 (2) и 2500–5000 (4) Гц (Астраханцев и др., 2014).

На рис. 1 приведены результаты исследований в скважине № 1. По данным скважинной магнитометрии в разрезе выделяются интервалы массивного и вкрапленного магнетитового оруденения, представленного магнетитовыми кварцитами и вкрапленными магнетит-гиперстеновыми сланцами, соответственно. На диаграммах, представленных на рисунке, прослеживается четкая приуроченность падения уровня сигналов ЭМИ на частотах 45 ($F1$) и 80 кГц ($F2$) к интервалам массивного магнетитового оруденения. Известно, что магнетит является одним из самых проводящих минералов. В работе (Беспалько и др., 2005) лабораторными экспериментами установлено, что при импульсном акустическом возбуждении амплитудные параметры ЭМИ существенно зависят от проводимости горной породы. Наличие в горной породе высокопроводящих включений приводит к значительному сниже-

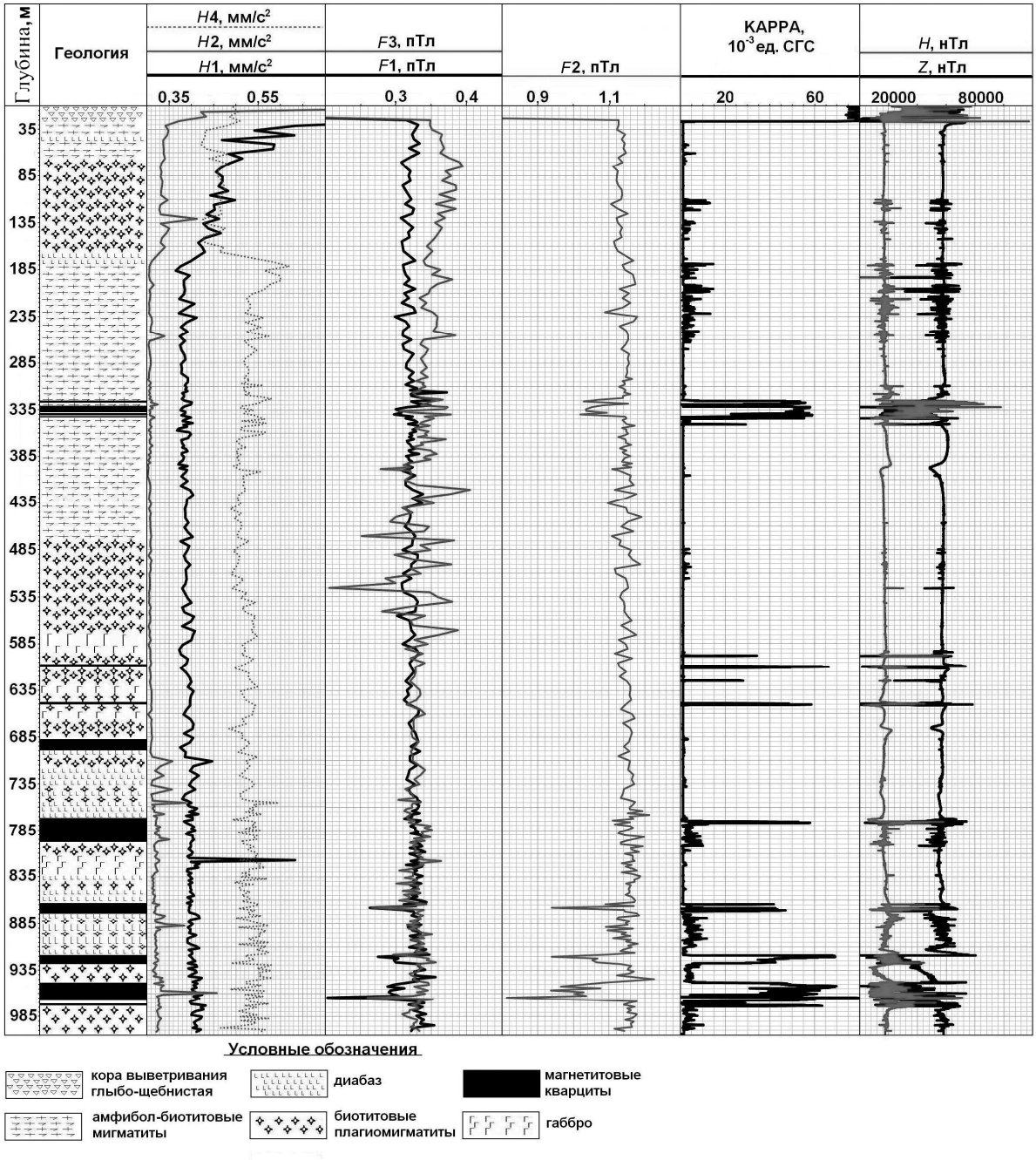



**Рис. 1.** Результаты комплексного геофизического исследования в скважине № 1

нию эффективности механоэлектрических преобразований. В той же работе показано, что при акустическом воздействии на образец магнетитовой руды с 10 % содержанием кварца, амплитудные параметры ЭМИ значительно увеличивались. Этим фактом можно объяснить то, что в зонах вкрапленного оруденения значения сигналов параметров *F*1 и *F*2 мало отличаются от фоновых. В интервале глубин 410–585 м на контакте амфибол-биотитовых мигматитов и биотитовых мигматитов на диаграмме ЭМИ на частоте 120 кГц (*F*3) выделяется интенсивная знакопеременная аномалия, отмечающая накопление динамической напряженности в зоне приразломного дислокационного метаморфизма. Фоновые значения и пониженная дифференцированность кривых ГАЭ свидетельствуют об отсутствии процессов интенсивного трещинообразования в этой зоне. В интервале глубин 740–1000 м наблюдается повышенная дифференцированность кривой *H*4 и повышение фоновых значений параметров

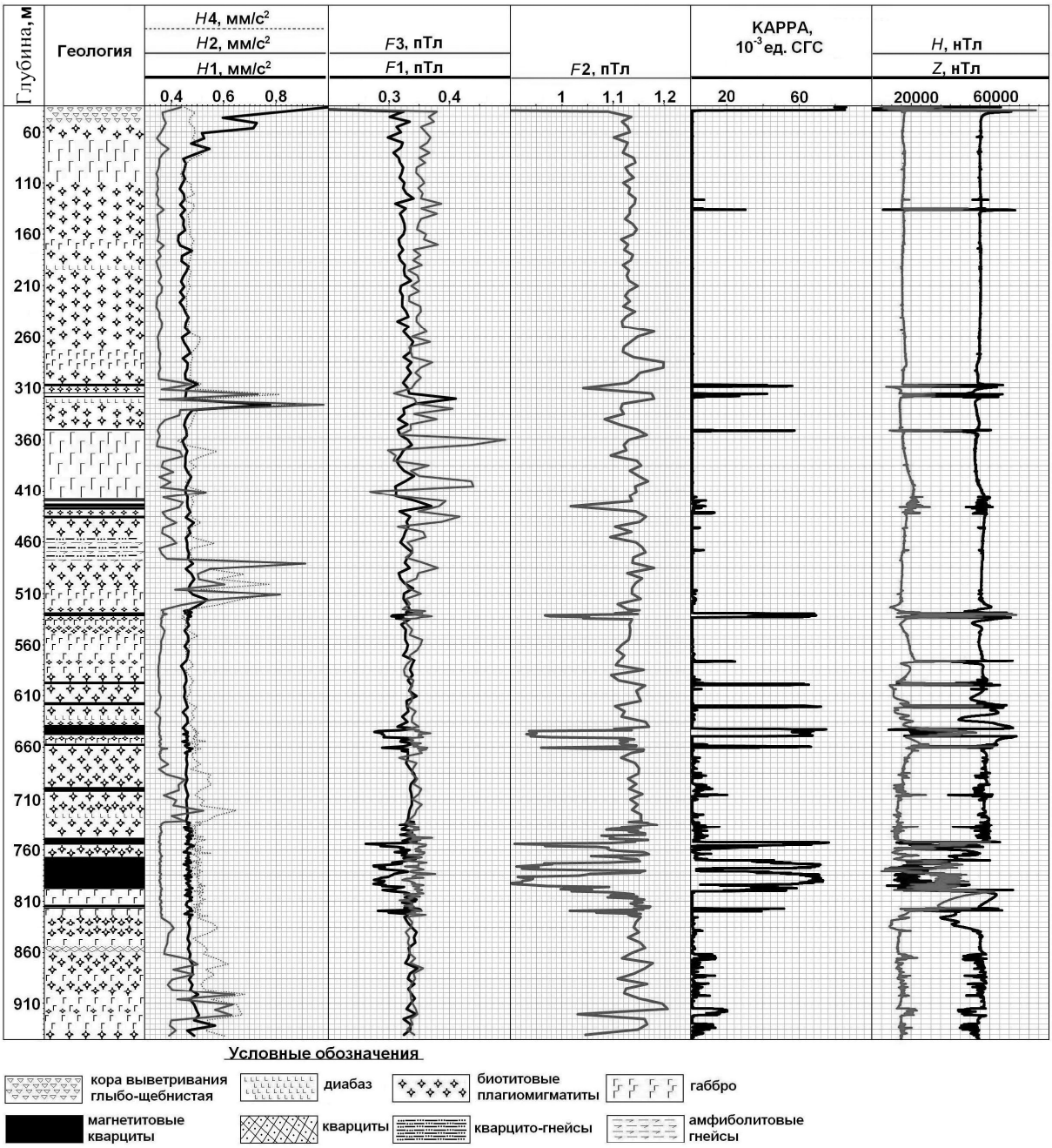



**Рис 2.** Результаты комплексного геофизического исследования в скважине № 2

*H*1 и *H*2, что скорее всего, вызвано интенсивным трещинообразованием в ближней зоне скважины.

На рис. 2 приведены результаты исследований в скважине № 2. По данным скважинной магнитометрии выделяются зоны магнетитовой вкрапленности и несколько пластов магнетитового оруденения малой мощности на глубинах 635, 655 и 900 м. В верхней части разреза скважины на диаграммах горизонтальных составляющих сигналов ГАЭ выделяются локальные аномалии разной интенсивности. Самая интенсивная аномалия сигналов ГАЭ во всех частотных диапазонах отмечается на глубине 220 м в зоне контактов амфибол-биотитовых мигматитов и габбро и вызвана, скорее всего, зоной обводнения в трещиноватых породах. На глубинах 275, 355 и 365 м наблюдаются локальные аномалии сигналов ГАЭ высокочастотного диапазона (*H*2, *H*4). Можно предположить, что эти аномалии обусловлены процессами интенсивного трещинообразования в амфибол-

биотитовых мигматитах. Далее, вплоть до забоя скважины сигналы ГАЭ близки к фоновым значениям, дифференцированность кривой *H*4 наблюдается в зоне контактов рудных интервалов и вмещающих пород.

Значения сигналов ЭМИ в верхней части разреза скважины близки к фоновым. В интервале глубин 390–535 м отмечается знакопеременная аномалия *F*3. Этот интервал можно охарактеризовать как динамически напряженный. Интервалы магнетитового оруденения на глубинах 635–900 м отмечаются повышенной дифференцированностью кривых ЭМИ на частотах 45 и 120 кГц (*F*1, *F*3) и интенсивной отрицательной аномалией ЭМИ на частоте 80 кГц (*F*2).

На рис. 3 представлены результаты измерений ГАЭ, ЭМИ, магнитной восприимчивости и составляющих геомагнитного поля в скважине № 3.

Измерения, проведенные в скважине № 3, находящейся в том же районе, показали аналогичные результаты. По данным скважинной магнитометрии выделяются участки магнетитовой вкрапленности и один маломощный пласт массивного оруденения на глубине 420 м. В верхней части

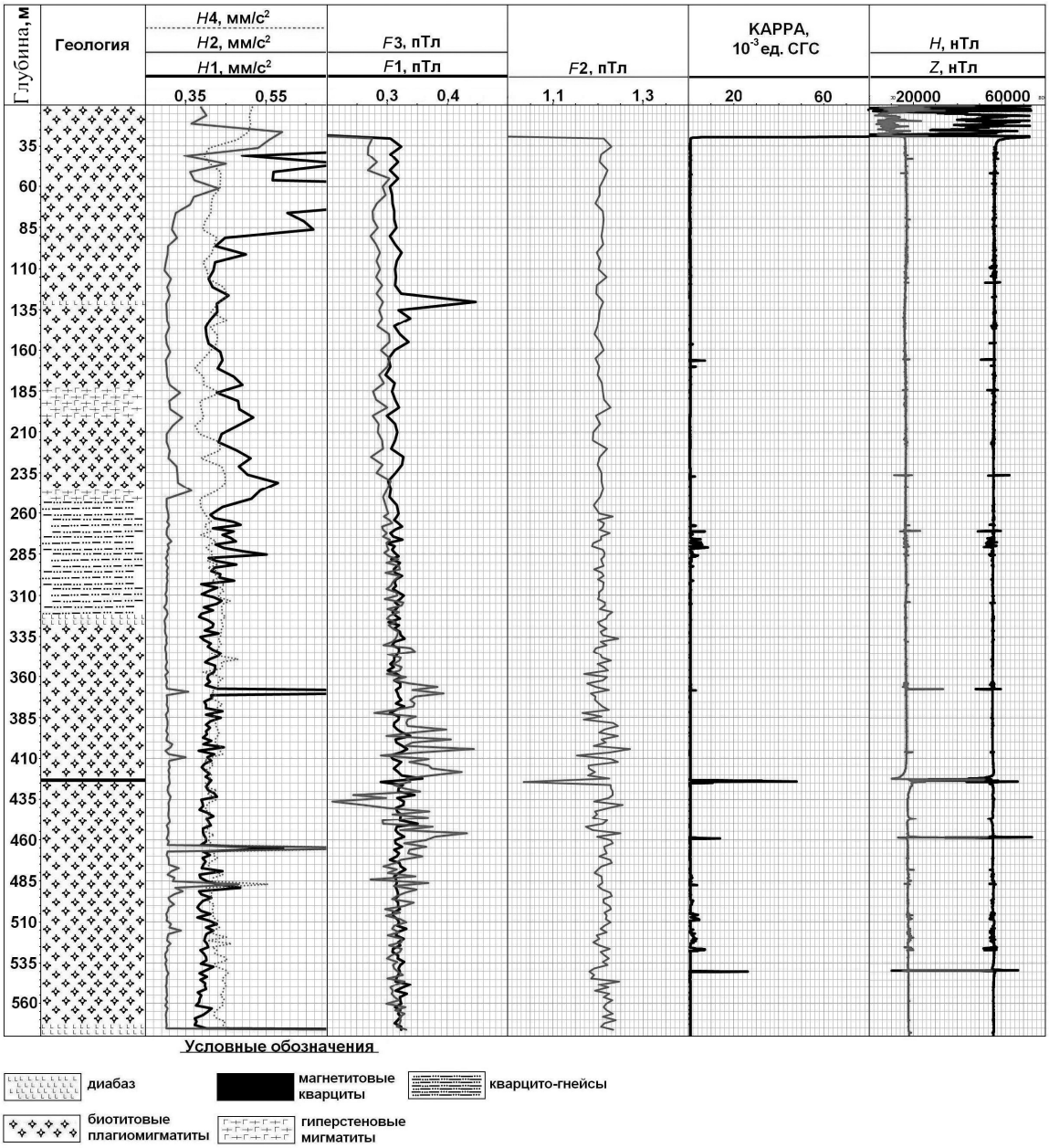



**Рис. 3.** Результаты комплексного геофизического исследования в скважине № 3

геологического разреза скважины до глубины 110 м наблюдаются интенсивные аномалии ГАЭ низкочастотного диапазона (*H*1) в зоне биотитовых плагиомигматитов. Такая аномалия может быть вызвана наличием фильтрационных процессов (вода, буровой раствор) в трещиноватых породах. На диаграммах ЭМИ интервал глубин 360–470 м отмечается знакопеременной аномалией параметра *F*3. При этом значения сигналов геоакустической эмиссии близки к фоновым (0,35 мм/с$^2$), что свидетельствует о высокой плотности пород. Выделяются лишь узкие локальные аномалии вверху и внизу выделенного интервала. По геологическому описанию, интервал с глубины 320 до 580 м однороден по составу и представлен тоже плагиомигматитами. Таким образом, выделенные аномалии ЭМИ могут свидетельствовать о тектонической напряженности в этой зоне, а локальные аномалии ГАЭ – о зонах интенсивного трещинообразования на контактах этой зоны с выше- и нижележащими породами.

***Заключение***

Одновременные измерения геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения горных пород в естественном залегании на Северо-Тараташском участке позволило провести расчленение разреза по геодинамическому состоянию горных пород:

– выявлены зоны интенсивного трещинообразования;

– определены зоны обводнения в трещиноватых породах;

– выделены интервалы накопления динамической напряженности в зонах приразломного дислокационного метаморфизма горных пород.

По данным скважинных измерений комплекса геофизических методов (скважинная магнитометрия, ГАЭ и ЭМИ) были выделены зоны массивной и вкрапленной магнетитовой минерализации. Во всех исследованных скважинах зоны массивных руд отмечаются аномалиями магнитной восприимчивости горных пород и составляющих геомагнитного поля. Зависимость низкочастотных параметров ЭМИ (*F*1, *F*2) от содержания в породе магнитных минералов дает дополнительную информацию при разделении магнетитовой минерализации на массивную и вкрапленную (Вдовин, 2017). Массивные руды отмечаются отрицательными аномалиями ЭМИ – параметров *F*1, и особенно *F*2, интенсивность которых пропорциональна содержанию магнетита в породе. На слабую магнетитовую вкрапленность параметры ЭМИ практически не реагирует.

*Работа выполнена в рамках инициативного проекта УрО РАН № 15-2-5-25.*

***Литература***

*Андреев Н.И.* Тектоника Тараташского моноклинория структуры рудного поля и околорудные ореолы саткинских месторождений кристаллического магнезита (Южный Урал): Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. МГУ. М., 1995.

*Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Троянов А.К.* Аппаратурно-программный комплекс для скважинных исследований напряженно-деформированного состояния среды // НТВ Каротажник. № 5 (239). 2014. С. 39–51.

*Беспалько А.А., Яворович Л.В., Федотов П.И.* Связь параметров электромагнитных сигналов с электрическими характеристиками горных пород при акустическом и квазистатическом воздействиях // Известия Томского политехнического университета. 2005. № 7. Т. 308. С. 18– 23.

*Бритков Н.А.* Электромагнитные излучения горных пород предупреждают … // Горная Промышленность. 2004. № 3. [Электронный ресурс]. URL: http://mining-media.ru/ru/ article/newtech/1383-elektromagnitnye-izlucheniya-gornykh-porod-preduprezhdayut (дата обращения: 10.05.2017).

*Вдовин А.Г.* Выделение титаномагнетитовых и железистокварцитовых руд по стволу скважины методом электромагнитного излучения // XVIII Уральская молод. науч. школа по геофизике: сб. науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 25–28.

*Шамина О.Г.* Об особенностях спектров продольных и поперечных волн // Физика Земли. 2000. № 11. С. 35–39.

УДК.550.838

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЕФОРМАЦИИ НЕОДНОРОДНОГО ДИЛАТИРУЮЩЕГО ВКЛЮЧЕНИЯ

***Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

***Аннотация.*** Разработаны методы краткосрочного прогнозирования землетрясений и некоторые результаты моделирования процессов разрушения в литосфере. Сформулирована общая научная методология краткосрочного прогнозирования, включающая достаточные условия, по мнению авторов, увеличивающих вероятность прогноза сейсмического события. Предложена реализация искусственных нейронных сетей для интерпретации вариаций радона.

*Неоднородное дилатирующее включение, вариации радона, предсказание землетрясений, искусственные нейронные сети.*

# THE MODELING OF DYNAMIC FEATURES OF INHOMOGENEOUS DILATANT INCLUSION DEFORMATION

*Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg*

**Abstract.** The methods of short-term earthquake prediction and some results of modeling of the processes of fracturing in lithosphere are developed. General scientific methodology of short-term prediction is formulated including sufficient conditions increasing probability of the forecast of seismic event according to author's opinion. The implementations of artificial neural networks for interpretation of radon variations are proposed.

*Inhomogeneous dilatant inclusion, radon variation, earthquake prediction, artificial neural networks.*

## *Введение*

Цель наших исследований – построение методологии (включающей в себя модель среды), ключевая идея которой состоит в создании алгоритма для определения вероятности возникновения сейсмического события. Для обеспечения краткосрочного прогноза землетрясений необходимо иметь адекватную модель среды. В нашем случае предлагается многофазная контрастная модель, представляющая собой пористую проницаемую влаго- и газонасыщенную среду с включениями в твердой матрице урансодержащих минералов. Считаем, что в зоне предполагаемого сейсмического события в период его подготовки развивается неоднородное дилатирующее включение, которое представляет собой набор дилатирующих мезовключений, связанных между собой проницаемыми каналами. Динамика развития каждого дилатирующего включения зависит от соотношения скорости нарастания тектонических напряжений и коэффициентов гидравлической диффузии зоны дилатирующего включения и вмещающих пород. В зависимости от этих соотношений условия на границе дилатирующего включения могут быть как дренажными, так и недренажными. Для недренажных условий в зоне дилатирующего включения возникает участок пониженного давления поровой жидкости, что в случае радоносодержащих пород приводит к увеличению содержания радона в порах за счет явления инжекции. В качестве математической модели динамики такого неоднородного дилатирующего включения мы предлагаем нейронные сети.

При исследовании матрицы переменных (вариаций радона) в режиме реального времени за неделю до землетрясения формируется персептрон с независимыми переменными. Считаем, что к этому времени процесс релаксации тектонической энергии завершен, и взаимодействие дилатирующих мезовключений прекратилось. В каждой точке наблюдений протекают только процессы радиоактивного распада радия-226 и возникновения радона-222. Поэтому здесь количество эманации зависит только от содержания радия-226. Таким образом, фиксируемый нейронными сетя-

ми момент начала протекания независимого процесса эксхаляции радона, вероятнее всего, является краткосрочным предвестником землетрясения. Методика распознавания ситуации состоит в том, что раз в неделю выставляется качественная характеристика сейсмической опасности. Первый ранг опасности – начало и завершение процесса релаксации напряжений; второй ранг опасности – фиксирование независимого пространственного протекания процесса эксхаляции радона (максимальная вероятность землетрясения).

***Модель неоднородного дилатирующего включения***

В настоящей работе предлагается модель динамики тектонических процессов в земной коре на различных иерархических уровнях, а также взаимосвязь этих уровней между собой. Рассмотрим три взаимодополняющих иерархических уровня, позволяющих адекватно описать динамику земной коры. Первый (низший иерархический уровень) – многофазная контрастная модель земной коры, представляющая собой пористую проницаемую влаго- и газонасыщенную среду с включениями в твердой матрице ураносодержащих минералов (Martyshko et al., 2015). Третий (высший иерархический уровень) – региональное неоднородное дилатирующее включение в поле переменных тектонических напряжений, динамика которого описывается моделью Райса-Рудницки (Rice and Rudnicki, 1979). Второй иерархический уровень – неоднородное дилатирующее включение заменено кластерами мезовключений, связанных между собой проницаемыми каналами. Мезовключение представляет собой самостоятельный элемент, процесс динамики которого является единичным тектоническим актом. Благодаря взаимосвязи одно тектоническое событие может индуцировать другое или быть триггером многочисленных дальнейших событий. Задача физико-математических описаний взаимосвязи событий трудна и неоднозначна, во всяком случае, в сейсмологической практике. Описание динамики однородного дилатирующего включения по Райсу-Рудницки (Rice and Rudnicki, 1979) достаточно сложно, а для неоднородного включения трудности описания его динамики в рамках обычной физической модели многократно сложнее, поскольку мы рассматриваем малые взаимодействующие включения.

Парадигма пространственно-временных точечных процессов особенно удачно подходит для нейросетевого анализа, который ранее был применен нами к вариациям радона и их связи с тектоническими процессами (Martyshko et al., 2016). Этот подход доказал свою полезность при описании пространственно-временной динамики тектонических процессов в Южной Калифорнии. В нашей работе развит продуктивный подход к анализу связанности дилатирующих включений путем описания их взаимодействия при помощи нейронных сетей, которые представляют собой математическую модель динамики развития неоднородного дилатирующего включения.

В то же время в нашей работе с использованием гипотезы о связанности (в физическом смысле) дилатирующих включений осуществлено разложение тектонического процесса на множество последовательных (или параллельных) актов. Каждый из них представляет собой процесс развития дилатирующего мезовключения (модель Райса-Рудницки) с определенными пространственно-временными и энергетическими масштабами. С наших позиций возникающие физические цепочки, связывающие дилатирующие мезовключения, представляют собой пористые каналы с проницаемостью, меняющейся во времени. Таким образом, предложенная модель представляет собой кластер объединенных дилатирующих мезовключений, связанных между собой проницаемыми каналами.

Формализация динамики процессов в неоднородном дилатирующем включении и построение на этой основе нейросетей – шаг вперед к теории прогноза тектонических событий, новый инструмент для анализа нерегулярной структуры тектонического поля в сейсмоопасных регионах. Предлагаемый подход, возможно, приведет к новому объяснению таких устояв-

шихся понятий как форшоки и афтершоки. Так, например, будем считать как форшоками, так и афтершоками проявление динамических процессов в мезовключениях, хотя ранее считалось, что источниками как форшоков, так и афтершоков является весь объем зоны подготовки землетрясения.

Количество энергии, выделенное источником большого землетрясения в форме упругих волн, настолько огромно, что трудно представить себе, чтобы оно было накоплено в небольшом ограниченном объеме земной коры до той поры, пока не произойдет землетрясение. Так как материал, из которого состоит земная кора, имеет конечный предел прочности, для такой значительной энергии, которая должна накопиться, необходим огромный объем земной коры. Деформация должна превышать предел прочности. Назовем этот объем объемом землетрясения. Как энергия землетрясения так и объем землетрясения также имеют определенный верхний предел (Tsuboi, 1956).

В статье, опубликованной в 1956 г., Цубои предложил рассчитать энергию $E$ наибольшего возможного землетрясения. Прежде всего, он предположил, что энергия $E$ представляется в виде:

$$E = 1/2e \cdot x^2 V, \qquad (1)$$

где $e$ – эффективная упругая постоянная вещества коры; $x$ – предельная деформация материала земной коры; $V$ – объем землетрясения.

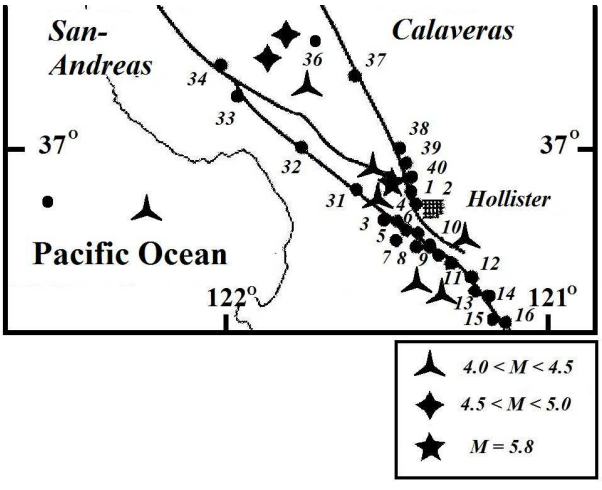



**Рис. 1.** Схема расположения пунктов регистрации вариаций радона (King Chi-Yu, 1980)

Выражение (1) означает, что материал в объеме землетрясения будет однородно деформироваться до тех пор, пока эта однородная деформация не достигнет значения $x$ повсюду в то же время в объеме $V$. Очевидно, что эта гипотеза об однородности деформации не может быть строго верной, но существенная ее особенность, которую авторы хотели бы подчеркнуть, состоит в том, что предполагается, что $x$ не отличается заметно от одной части объема к другой. Рассмотрение $x$ всюду равномерным будет пониматься как не более чем первое приближение.

**Анализ экспериментальных данных**

На примере анализа пространственно-временной картины вариаций концентрации радона мы рассмотрели возможность определения времени тектонических событий. Задачей любого перспективного исследования является определение динамических параметров аномальной зоны земной коры, свойства которой определяют условия возникновения тектонических событий. Таким образом, нам необходимо интерпретировать наблюдаемые данные. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с ее деления на нормальные и аномальные составляющие.

Мы провели исследование вариаций поля эксхаляции радона из объема горных пород, полученных Чи-Ю Кингом (King Chi-Yu, 1980) на 12 скважинах в районе разлома Сан-Андреас (Калифорния, США) в период с 1975 по 1980 годы (рис. 1). В этот период было отмечено 17 сейсмических событий с магнитудой $M > 4$. Для анализа отобраны данные об эксхаляции радона, полученные при еженедельном экспонировании трековых детекторов.

На основе анализа пространственно-временной картины поля вариаций концентрации радона в Южной Калифорнии нами исследовано как строение земной коры предполагаемой зоны-индикатора (пересечение разломов Сан-Андреас и Калаверас), так и вероятность определения по этим данным времени тектонического события. Задачей любого предвестникового иссле-

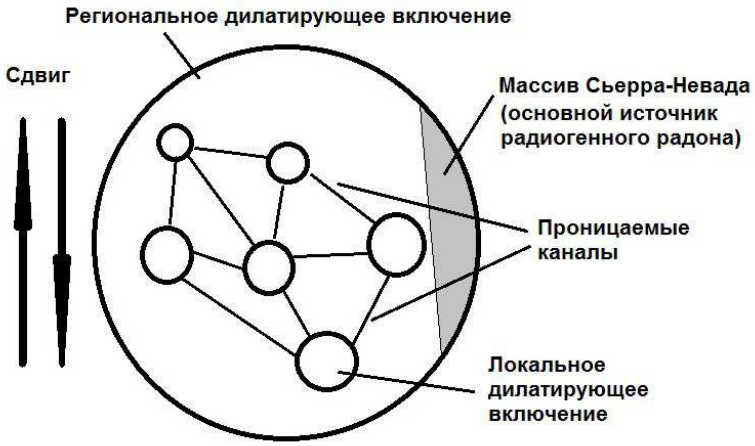



**Рис. 2.** Неоднородное дилатирующее включение

дования является определение динамических параметров исследуемой аномальной зоны земной коры, которые определяют условия возникновения тектонического события. Для создания системы прогноза землетрясений необходимо иметь адекватную как статическую, так и динамическую модели земной коры. С этой целью нами предложена модель неоднородного дилатирующего включения (рис. 2). Она представляет собой объем, заполненный кластерами дилатирующих мезовключений, связанных между собой каналами с меняющейся во времени проницаемостью.

Докажем разумность предложенной гипотетической модели на основе анализа экспериментального материала. На рис. 3 представлена пространственно-временная картина вариаций концентрации радона на двух пересекающихся профилях наблюдений. Из анализа картины вариаций вытекает два очевидных заключения.

1. Зоны максимумов вариаций концентрации радона не меняют свое пространственное местоположение.

2. Амплитуды вариаций концентрации радона во времени меняются более чем на порядок.

Поскольку концентрации радиогенных элементов типа радия-226 в точках наблюдений практически неизменны (за исключением долгопериодного процесса распада), то можно предположить, что временные вариации концентрации радона связаны с процессами переноса газа в активной среде. Неизменность положения экстремумов вариаций концентрации радона в пространстве позволяет предположить, что в

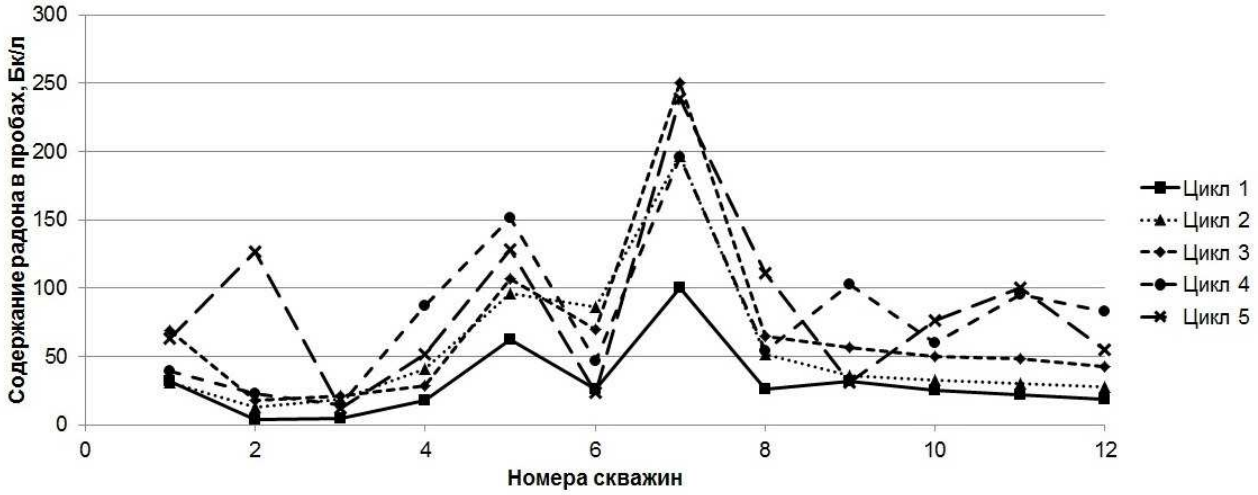



**Рис. 3.** Пространственно-временное распределение вариаций радона по данным (King Chi-Yu, 1980)

этих зонах в земной коре располагаются источники (стоки), контролирующие процесс перераспределения радона в пространстве. Остается подтвердить наличие еще одного элемента (элементов), который является неотъемлемой частью модели неоднородного дилатирующего включения. Это проницаемые каналы, связывающие дилатирующие мезовключения. Их наличие подтверждено в результате анализа длиннопериодных вариаций концентрации радона (рис. 4). На этом рисунке показана динамика вариаций концентрации радона за период более 4 лет. Из анализа представленного материала следует, что, по-видимому, имеет место система взаимосвязанных источников (стоков), т. е. доказано наличие и связующих проницаемых каналов. Таким образом, по-видимому, в земной коре в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас в Южной Калифорнии функционирует неоднородное проницаемое дилатирующее включение, каждый элемент которого подчиняется закономерностям, описывающимся моделью Райса-Рудницки (Rice and Rudnicki, 1979), и реагирует на изменение динамической обстановки исследуемого региона.

Таким образом, локальные части объема землетрясения, характеризуемые их значениями *x*, запасают и излучают, согласно формуле (1), только часть сейсмической энергии. Следовательно, они являются источниками как форшоков, так и афтершоков. Так, например, мы рассмотрим как форшоки, так и афтершоки как проявление динамических процессов в мезовключениях, хотя ранее считалось, что их источниками является весь объем зоны подготовки землетрясения. Формализация динамики процессов в неоднородном дилатирующем включении и построение на этой основе искусственных нейронных сетей является шагом вперед к теории прогнозирования тектонических событий, новому инструменту для анализа нерегулярной структуры тектонического поля в сейсмически опасных регионах. Возможно, предложенный подход приведет к новому объяснению таких установленных понятий, как форшоки и афтершоки.

Ранее мы сформулировали принципы искусственного интеллекта для автоматического прогнозирования времени и места землетрясения (Martyshko et al., 2015; 2016).

Поскольку в исследуемом массиве радий-226 (источник радона-222) распределен произвольно, то следует ожидать, что в этом случае изменения поля радона будут распределены нормально. Для анализа ситуации применяются искусственные нейронные сети. Для моделирования нейронной сети мы применили информационный интерфейс с программным обеспечением универсального анализа STATISTICA Neural Networks. Это позволяет эффективно решать проблему с помощью сетей различного типа: однослойных и многослойных персептронов.

Нейронная сеть представляет собой параллельную распределенную процессорную систему, состоящую из двух компонентов: узла (также называемого обраба-

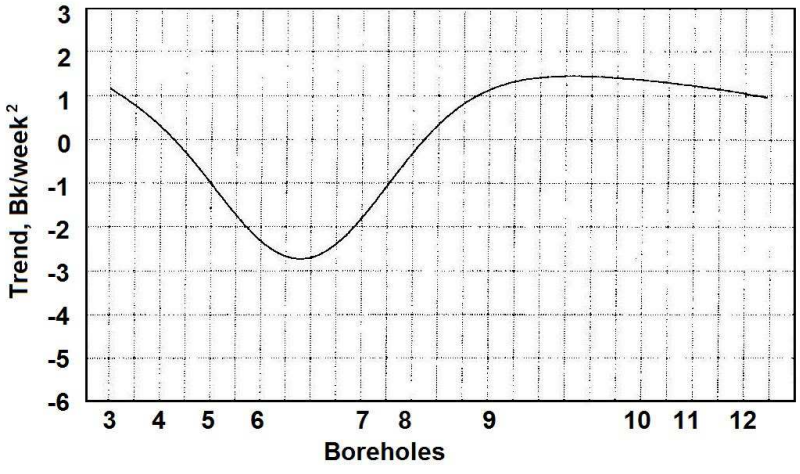



**Рис. 4.** Длиннопериодные вариации концентрации радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас по данным (King Chi-Yu, 1980)

тывающим элементом, искусственного нейрона или устройства) и соединения. Параметр $W_{ij}$ (вес) связан с каждым соединением между двумя ячейками. Таким образом, каждая ячейка в верхнем слое получает взвешенные входы от каждого узла в нижерасположенном слое и затем обрабатывает эти коллективные входы до того, как блок отправит сигнал на другие уровни. Прикладные процессы модели искусственной нейронной сети включают следующие шаги:

1. Сбор всего набора данных в одном месте.

2. Определение тренировочных и тестовых наборов.

3. Преобразование данных на входы искусственной нейронной сети.

4. Определение, обучение и тестирование топологии сети.

5. Шаги с 1 по 4 повторяются до определения оптимальной модели.

6. Применение оптимальной модели искусственной нейронной сети.

Мы провели анализ связей между переменными (вариациями эксхаляции радона) с использованием искусственных нейронных сетей. В исходной матрице данных (изменяющейся в «реальном времени») строки представляют собой пространственные переменные, а столбцы вариаций изменяются во времени. Мы выбрали из множества возможных вариантов трехслойный персептрон с 6 нейронами в промежуточном слое. Анализ результатов показал высокие коэффициенты корреляции и приемлемые значения ошибок. На рис. 5 показан типичный вид персептрона, полученный в ходе ожидаемого процесса релаксации тектонических напряжений.

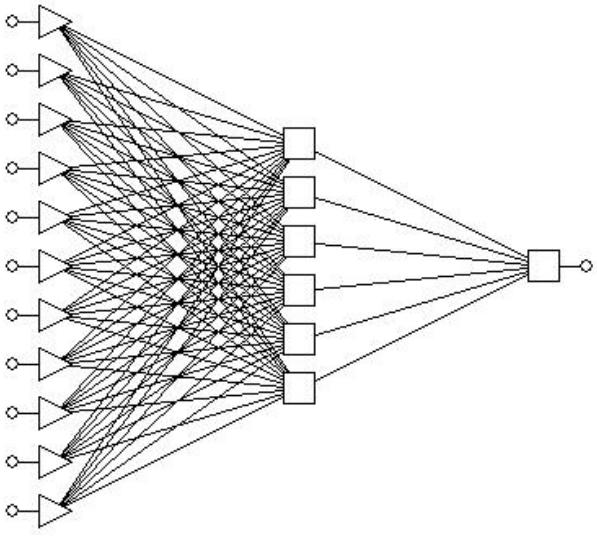


**Рис. 5.** Трехслойный персептрон

При изучении матрицы переменных в «реальном времени» за неделю до землетрясения формируется персептрон с независимыми переменными. То есть в это время в каждой точке наблюдения будут происходить только процессы радиоактивного распада радия-226 и эксхаляции радона-222. Поэтому в каждой точке наблюдения количество эманации зависит от содержания радия-226 и не зависит от перераспределения радона между точками наблюдения. Таким образом, с помощью нейронных сетей моделируются сложные динамические процессы, которые действуют в неоднородном дилатирующем включении.

Мы создали методику распознавания ситуации, которая возникает в любое время в непосредственной близости от изучаемого землетрясения. При приближении к тектоническим событиям наблюдаемая пространственно-временная картина изменений поля радона не должна быть связана с изменениями в структуре порового массива горных пород. Поэтому изучение матрицы переменных в «реальном времени» с помощью нейронных сетей за неделю до землетрясения привело к формированию персептрона с измененной архитектурой, характеризующей независимость переменных друг от друга. Это, по-видимому, является краткосрочным предшественником землетрясения.

**Заключение**

1. На основе гипотезы о существовании в земной коре Южной Калифорнии неоднородного дилатирующего включения, представляющего собой набор кластеров дилатирующих мезовключений, связанных между собой проницаемыми каналами, построена оригинальная модель блока земной коры на стыке разломов Сан-Андреас и Калаверас.

2. В результате анализа экспериментальных данных по изучению пространственно-временного распределения вариаций концентрации радона показано, что динамические зоны экстремумов, по-видимому, пространственно совпадают с мезовключениями, формирующими основной дилатирующий объем.

3. Динамическая связь этих мезовключений установлена из анализа пространственно-временных характеристик региональных длиннопериодных вариаций концентрации радона.

4. Выдвинуто предположение о том, что источником как форшоков, так и афтершоков является не весь объем зоны подготовки землетрясения, а только локальные участки объема (мезовключения).

5. На основе моделирования нейронных сетей сформулированы основные принципы искусственного интеллекта для автоматического прогнозирования времени возможного землетрясения. В нашем случае первый ранг опасности – начало и конец процесса релаксации напряжений. Второй ранг опасности – фиксация времени независимого процесса эксхаляции радона в каждой точке наблюдения методами моделирования нейронной сети (максимальная вероятность землетрясения).

***Литература***

*King Chi-Yu.* Episodic radon changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation to earthquake // Journal of Geophysical Research. 1980. Vol. 85. Issue 6. P. 3065–3078.

*Martyshko P., Pyankov V., Rublev A.* The new method of short-term earthquake prediction (radon anomaly on San-Andreas fault) // 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015 Conference Proceedings. Albena. Bulgaria. 2015. Book 1. Vol. 3. P. 1059–1066. DOI: 10.5593/SGEM2015/B13/S5.137.

*Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L.* The interpretation of spatial and temporal distribution of radon high-amplitude variations based on Goldin's model // XVth International Conference – Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. Kiev. Ukraine. 2016. DOI: 10.3997/2214–4609.201600545.

*Rice G.R. and Rudnicki J.W.* Earthquake precursory effects due to pore fluid stabilization of weakening fault zone // Journal of Geophysical Research. 1979. Vol. 84. Issue 5. P. 2177–2193.

*Tsuboi Ch.* Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust // Journal of Physics of the Earth. 1956. Vol. 4. No. 2. P. 63–66.

УДК 550.834.3(571.1)

# О ПРОБЛЕМЕ ПОСТРОЕНИЯ СРЕДНЕМАСШТАБНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ СФЕРОИДАЛЬНОЙ ЗЕМЛИ

***Ладовский И.В., Бызов Д.Д.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
***Черноскутов А.И.*** – Институт геофизики УрО РАН, Уральский федеральный университет, Екатеринбург

***Аннотация.*** Предложен способ преобразования трехмерного каркаса плотностной модели из сфероидальной геометрии в прямоугольную и наоборот. Представлены алгоритмы вычисления нормальной компоненты гравитационного поля для трехмерных моделей в различных системах координат. Сопоставлены гравитационные аномалии от тел, рассчитанных в геоцентрической сферической (или географической) системе координат, с подобными же аномалиями от преобразованных масс, но вычисленными в прямоугольной системе декартовых координат. Выполнены оценки погрешности вычисления модельного гравитационного поля за кривизну земной поверхности в пределах одной шестиградусной зоны картографической проекции Гаусса-Крюгера.

*Прямая задача гравиметрии на сфероидальной Земле, плотностные модели, прямоугольная призма и сферический параллелепипед, проекция Гаусса-Крюгера.*

# ON THE PROBLEM OF CONSTRUCTION OF MEDIUM-SCALE DENSITY MODELS FOR THE SPHEROIDAL EARTH

*Ladovskiy I.V., Byzov D.D. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg*
*Chernoskutov A.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Ural federal university, Yekaterinburg*

***Abstract.*** A method for transforming the three-dimensional framework from spheroidal geometry to rectangular geometry is proposed. Algorithms for calculating the normal component of the gravitational field for three-dimensional models in different coordinate systems are presented. Correlations of gravitational anomalies from bodies calculated in a geocentric spherical (or geographic) coordinate system, with similar anomalies from the transformed masses, but calculated in a rectangular system of Cartesian coordinates. Estimates of the error in calculating the model gravitational field for the curvature of the earth's surface within a six-degree region of the Gauss-Krueger cartographic projection are estimated.

*Direct gravity problem for spheroidal Earth, density models, a rectangular prism and a spherical parallelepiped, a Gauss-Krueger projection.*

## *Введение*

В проблеме развития теории интерпретации геофизических полей важнейшее место принадлежит совершенствованию и развитию методов решения прямых задач – разработке эффективных алгоритмов для вычисления составляющих полей в различных системах координат (Шванк, Люстих, 1947; Голиздра, 1972; Гравиразведка, 1990; Петровский и др., 2007; Пятаков, Исаев 2012; Мартышко и др., 2013; 2015; Бычков и др., 2015). Использование этих методов позволяет надлежащим образом, при оптимальной аппроксимации элементов объема, учесть гравитационное влияние модельных объектов с известными геометрическими и плотностными параметрами. Морфологический анализ и сопоставление вычисленных компонент полей в различных системах координат ограничит число возможных эквивалентов распределения плотности при решении обратной задачи гравиметрии.

Исходными данными для интерпретации (решения трехмерной линейной обратной задачи гравиметрии) являются аномалии силы тяжести в редукции Буге, которые вычисляются на уровне общеземного эллипсоида по непосредственно измеренным на рельефе значениям силы тяжести. В связи с этим, получающиеся модели распределения плотности, поле которых соответствует данным аномалиям, должны иметь в качестве своей верхней границы часть поверхности общеземного эллипсоида. От нее же следует отсчитывать (вдоль

нормали) «глубину» расположения точек внутри модели. На практике построение таких моделей даже на этапе решения прямой задачи сопряжено с серьезными вычислительными трудностями, поскольку гравитационное поле от объектов, ограниченных эллиптическими поверхностями, выражается через эллиптические интегралы. Так как средний радиус Земли достаточно велик (6371 км), для моделей небольших территорий можно считать их внешние границы плоскими. Однако искажение геометрии объемных элементов аппроксимирующей модели может привести к искажению искомого распределения плотности. Погрешность вычисления гравитационного поля $\Delta g$ на криволинейной поверхности Земли (сфере или эллипсоиде) сравнительно с плоскостью зависит от пространственных размеров области заполнения аномальных масс и способа деформирования трехмерного сфероидального сегмента шарового слоя в эквивалентный образ трехмерного тела в горизонтальном слое.

В приложениях задач математической картографии наблюденное поле, редуцированное на поверхность земного эллипсоида, изображается в проекции на горизонтальную плоскость. Гравиметрические карты отнесены к поверхности референц-эллипсоида Красовского и отображаются на плоскость в конформной проекции Гаусса-Крюгера. Та же проекция необходима и для отображения на плоскость линейных элементов и фрагментов площади на поверхности эллипсоида.

Задача об учете влияния сферичности Земли на результаты интерпретации гравиметрических данных в настоящее время активно исследуется в Пермском горном институте УрО РАН. Авторы статей (Бычков и др., 2015; Долгаль и др., 2015) рассматривают данный вопрос при моделировании геоплотностных неоднородностей по результатам измерения гравитационного поля в пределах сравнительно небольших по размерам площадей (профилей). Для вычисления ускорения силы тяжести от сферического градусного параллелепипеда (тессероида) сопоставляется численная схема Гаусса-Лежандра и адаптивный кубатурный алгоритм, которому, несмотря на меньшую точность, отдается несомненное предпочтение по быстродействию. Приводят модельные примеры, свидетельствующие о заметных различиях аномальных эффектов на «плоской» и «сферической» Земле, обусловленных одними и теми же возмущающими объектами уже на расстояниях в первые сотни километров. В связи с чем, предлагают существенно изменить процедуру редуцирования данных высокоточной гравиметрии с учетом сферичности Земли (Бычков и др., 2015; Хохлова, 2015).

В работах (Старостенко, Манукян, 1983; Старостенко и др., 1986) рассчитывается прямой гравитационный эффект от крупноблочных моделей глубинного залегания: поперечный размер блоков 5°×5°, мощность – 300 км, глубина залегания до верхней кромки погруженного блока 3–100 км; плотность всех блоков принята одинаковой – 1 г/см$^3$. Несмотря на огромные значения разности полей в абсолютных единицах (мГал), относительная поправка за сферичность в эпицентрах блоков менее 1 % и незначительно варьируется в зависимости от глубины залегания объектов.

Зарубежные авторы также не обходят стороной данную тему, предлагая инновационные технологии физического и компьютерного моделирования. Так, например, ряд авторов (Heck, Seitz, 2007) рассматривают возможность в полноформатных «сферических» моделях заменить составляющие их элементы (тессероиды) на «проективные» прямоугольные призмы либо на эквивалентные точечные массы. Другие (Wild-Pfeiffer et al., 2007) для аппроксимации трехмерных плотностных моделей предлагают использовать равновеликие по объему призмы и тессероиды либо эквивалентные им источники простого слоя, а для вычисления гравитационных интегралов применять кубатуры Гаусса-Лежандра. Для больших составных моделей при счете поля на множестве точек поверхности относимости рекомендуется реализовать параллельные алгоритмы с

использованием технологии «Open MP». В работах, связанных с редуцированием орбитальных геофизических полей (Juraj. et al., 2009; Bouman et al., 2015) освещается вопрос о применимости данных высокоточных спутниковых измерений гравитационного поля для построения региональных моделей, что, разумеется, невозможно без соответствующих топографических поправок на местности и учета кривизны земной поверхности.

Существуют различные мнения по поводу целесообразности учета сферичности Земли при интерпретации материалов гравиметрических наблюдений. Авторы настоящей статьи склоняются к мнению, что для среднемасштабных региональных плотностных моделей (не говоря уже о гравитационных моделях локальных тел в окрестности месторождений) поправку за сферичность поверхности Земли вводить в расчеты не целесообразно. И, в этом вопросе, авторы разделяют аналогичную точку зрения других исследователей. Например: «…когда изучаемые структуры имеют протяженности порядка тысячи километров и более, необходимо учитывать сферичность Земли…» (Пятаков, Исаев, 2012, с. 109). Поправка за сферичность необходима «лишь при построении региональных геоплотностных моделей с площадью более 20 млн км$^2$» (Сеначин и др., 2015, с. 45).

Имеются еще более категоричные оценки по поводу влияния сферичности Земли на результаты гравитационного моделирования. В сборной монографии, посвященной геофизическим моделям в полосе исследования вдоль геотраверса ГРАНИТ, Г.Я. Голиздра определенно заявляет, что для территорий в рамках нескольких шестиградусных зон картографической проекции Гаусса-Крюгера допустимо использование гравитационной модели плоского слоя. Частично это подтвердилось и результатами по численному моделированию вдоль транссекта Гранит (Рубин-2): «…на геотраверсе ГРАНИТ … (длина порядка 4000 км) до глубин 60–70 км влияние сферичности Земли можно не учитывать…» (Геотраверс … , 2002, с. 150).

Интуитивно понятно, что отображение сферического слоя на плоский горизонтальный параллелепипед должно получаться путем «изгибающего» непрерывного взаимно-однозначного отображения (Старостенко, Манукян, 1983). Причем искажения объема деформируемого слоя будет тем больше, чем больше мощность слоя. В настоящей работе мы опирались на результаты оригинальных исследований по учету поправок за сферичность Земли (Старостенко и др., 1986; Heck, Seitz, 2007; Бычков и др., 2015). Для отображения угловых координат (широта и долгота) на земной поверхности была использована стандартная картографическая проекция Гаусса-Крюгера в пределах шестиградусной угловой зоны (Морозов, 1979). Мощность слоя выбиралась от 10 до 80 км, что соответствует характерным глубинам ранее построенной «плоской» модели земной коры и верхней мантии Уральского региона (Мартышко и др., 2011; 2016).

В настоящей работе рассчитываются гравитационные эффекты от примитивных распределений аномальных масс плоской, сферической и эллипсоидальной геометрии и сопоставляются аномалии от тел, вычисленных в геоцентрической сферической (или географической) системе координат, с подобными аномалиями от преобразованных элементов тел в системе поверхностных прямоугольных декартовых координат проекции Гаусса-Крюгера. Несовпадения вычисленных полей (среднеквадратичная погрешность их разности) в различных системах координат приведены для сравнительно небольших территорий в пределах одной шестиградусной зоны картографической проекции сферического двуугольника Северного полушария. На средних широтах – это первые сотни километров по долготе (и того же порядка по широте). Глубина залегания модельных объектов – первые десятки километров.

Соотношение между геоцентрической глобальной системой координат точки на поверхности сфероида и (относительной) системой прямоугольных координат точки на горизонтальной плоскости определяется

прямым преобразованием координат Гаусса-Крюгера. Расстояния между двумя точками на плоскости вычисляются вдоль прямой линии; на сфероиде – вдоль геодезической линии. В пределах шестиградусной зоны картографической проекции искажения длин на максимальном удалении от осевого меридиана (три долготных градуса) не превышают 0,1 %, а искажения площадей – не более 0,2 %. Вдоль осевого меридиана линейные искажения отсутствуют (Морозов, 1979).

При вычислении объемов аномальных масс и соответствующих им аномалий гравитационного поля авторы работы использовали два основных принципа.

**Первый** следует непосредственно из формул преобразований координат Гаусса-Крюгера: в пределах шестиградусной зоны расстояния на плоскости и на поверхности сфероида **принимаются одинаковыми (**или отличаются не более допустимой погрешности 0,1 %). **Второй** не является настолько очевидным, но вытекает из топологии преобразований координат и, по крайней мере, соответствует здравому смыслу непредвзятого стороннего наблюдателя: превышения (высоты или глубины) над плоской земной поверхностью $z = 0$ в некоторой точке с координатами $x,y$ **совпадают** с отметками высот (или глубин) относительно поверхности сфероида $R(\varphi,\lambda)$ в соответствующей точке с географическими координатами $\varphi$ и $\lambda$.

Таким образом, для надлежащего учета поправки за криволинейность поверхности Земли при расчетах и сопоставлении гравитационных эффектов от всех элементов плотностной модели в различных системах координат нужно обеспечить **равенство расстояний** на соответствующих поверхностях относимости и **равенство превышений** относительно плоской и сфероидальной поверхности, отсчитываемых по направлению нормалей в одних и тех же взаимно-однозначных проективных точках. Нарушение данных принципов приводит к необоснованному завышению погрешностей при сопоставлении полей для плоской и сфероидальной моделей и тем больше, чем больше размер планшета градусной сетки и чем больше мощность сфероидального сегмента модельной области.

***Гравитационный потенциал и системы криволинейных координат***

Определим конфигурацию сфероидального элемента $D$ трехмерной плотностной модели до некоторой глубины $H$. Пусть внешняя граница $S$ сфероидального элемента – часть поверхности референц-эллипсоида (например, эллипсоида вращения Красовского). В модель включены все точки, нижележащие $S$ и расположенные на расстояниях не более, чем $H$ по направлению внутренней нормали к поверхности эллипсоида. В образовавшемся объеме сфероидального параллелепипеда области $D$: $\tau_D = (S \times H)$ задано распределение плотности $\sigma(\vec{r})$, $(\vec{r} \in D)$. Аналогично определяется объем трехмерного элемента вертикальной призмы для модели «плоской» Земли при условии, что $S$ – часть плоскости.

Геодезические координаты относятся к общеземному эллипсоиду, размеры и форма которого заданы параметрами стандартизованных моделей, например параметрами модели (ПЗ-90.11), принятой на территории Российской Федерации. В задачах картографического проектирования используется референц-эллипсоид Красовского. Положение точки на поверхности эллипсоида вращения однозначно задается геодезической широтой $B \in [-\pi/2; \pi/2]$ и долготой $L \in [-\pi; \pi]$ (за исключением географических полюсов эллипсоида, где долгота не определена).

Расстояние на поверхности Земли измеряется вдоль геодезической линии; по направлениям градусной сетки – по дугам больших кругов вдоль меридианов и по дугам малых кругов вдоль параллелей. На плоской поверхности расстояния меряются по прямой. Отображение поверхности эллипсоида на какую-либо поверхность, с последующим разворачиванием ее на плоскость и преобразование географических координат в прямоугольные координаты соответствующих точек, носит название картографической проекции. Разумеет-

ся, не существует отображения поверхности эллипсоида на плоскость, сохраняющего линейные расстояния в целом, но есть большое количество отображений, для которых это условие выполняется с достаточной точностью в рамках ограниченных областей. Наиболее часто применяемая в России картографическая проекция представляет собой конформное изображение части поверхности земного эллипсоида на часть плоскости с постоянным масштабом на прямолинейном изображении одного из меридианов. Конформное (равноугольное) отображение меридионального двуугольника (долготной зоны) на градусную трапецию в проективной плоскости было предложено Гауссом, а более обстоятельное математическое обоснование с изложением рабочих формул преобразования координат получило в работе Луи Крюгера (Krüger, 1912).

Исходя из требований к созданию российской опорной геодезической сети 1-го класса, относительные искажения длин при проекции поверхности сфероида на плоскость не должно превышать 0,1 %. По этой причине в картографии долготный угол $\Delta L$ при вершине меридионального двуугольника ограничивают 6-ю градусами, что обеспечивает необходимую точность проведения топографической съемки в масштабе 1:500 000. Вдоль центрального осевого меридиана линейные искажения отсутствуют. На краях шестиградусной зоны Гаусса-Крюгера, т. е. на максимальном удалении от осевого меридиана (до трех долготных градусов), искажения длин укладываются в требуемый норматив 0,1 %, а искажения площадей не превышает 0,2 %. (Морозов, 1979).

Функции преобразования координат задаются в виде рядов по степеням малого параметра разности долгот граничных меридианов шестиградусной зоны. При прямом преобразовании Гаусса-Крюгера (GK) географические координаты на поверхности эллипсоида посредством (прямых) степенных рядов пересчитываются в прямоугольные координаты на проективной плоскости: $(x,y) = \mathrm{GK}(L,B)$. При обратном преобразовании Гаусса-Крюгера ($\mathrm{GK}^{-1}$) требуется обращение степенных рядов, посредством которых прямоугольные координаты шестиградусной зоны пересчитываются обратно в географические координаты на эллипсоиде: $(L,B) = \mathrm{GK}^{-1}(x,y)$. Прямое и обратное преобразование координат задают взаимно-однозначное соответствие точек проекции Гаусса-Крюгера с эллипсоида на плоскость. Отображение геодезических координат $L,B$ в плоские прямоугольные координаты $x,y$ и обратно с точностью до 0,001 м в линейной мере осуществляется по стандартным формулам, рекомендованными ГОСТ-ом «Глобальная навигационная спутниковая система» (ГОСТ … , 2014).

Для введения поправки за сферичность в расчетное поле гравитационных аномалий от трёхмерных плотностных моделей необходимы формулы решения прямой задачи гравиметрии для типовых аппроксимирующих элементов в сфероидальной и прямоугольной системе координат. Представления о форме сфероидальной планеты «уже могут потребоваться при количественной интерпретации материалов среднемасштабных гравиметрических съемок» (Долгаль и др., 2015, с. 57). Но, если на данном этапе пренебречь полярным сжатием Земли, полагая ее радиус $R$ = 6371 км, то ряд результатов может быть получен в явном аналитическом виде и в сферической системе координат. Последнее обстоятельство использовалось нами для тестирования численных алгоритмов решения задач гравитационного моделирования на «сферической» и «плоской» Земле.

Итак, вместо географических координат $B$ и $L$ на поверхности эллипсоида будем рассматривать геоцентрические координаты $\varphi$ и $\lambda$ на поверхности сферы (рис. 1). Полярный угол $\theta \in (0,\pi)$ сферической системы координат заменяет дополняющий его широтный угол $\varphi \in (-\pi/2, +\pi/2)$, отсчитываемый от экваториальной плоскости $\varphi = 0$.

В основу метода гравитационного моделирования заложена интегральная фор-

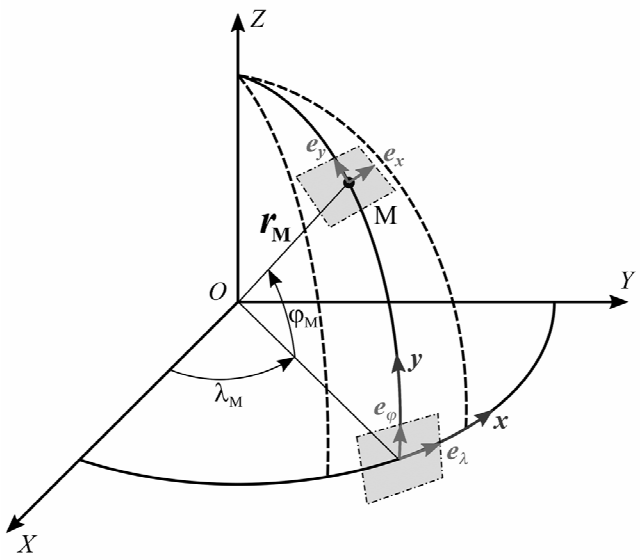



**Рис. 1.** Геоцентрическая сферическая система координат точки М и соотнесенная с ней поверхностная прямоугольная система координат (тоновая заливка) для сферического двуугольника – шестиградусной зонаы Гаусса-Крюгера с осевым меридианом точки М (зона выделена пунктиром)

мула Ньютона для потенциала: гравитационный эффект области $D$ вычисляется по плотности аномальных масс, распределенных внутри этой области (Шванк, Люстих, 1947).

Пусть $D$ – область распределения аномальных масс; $\sigma(p)$ – их плотность; $p(\vec{r})$, $\vec{r} \in D$ – текущая точка внутри масс (переменная точка интегрирования); $q(\vec{r}_0)$, $\vec{r}_0 \notin D$ – заданная точка вычисления поля на некоторой условной поверхности наблюдений. Тогда гравитационный потенциал области $D$:

$$V(\vec{q}) = \gamma \int_D \frac{\sigma(p) d\tau_p}{|\vec{p} - \vec{q}|},$$

где $\gamma$ – гравитационная постоянная; $d\tau_p$ – элемент объема интегрирования; $\vec{p}$ и $\vec{q}$ – радиус-векторы соответствующих точек.

Напряженность гравитационного поля равна градиенту скалярного потенциала:

$$\vec{g}(\vec{q}) = \nabla_q V = \gamma \int_D \frac{\vec{p} - \vec{q}}{|\vec{p} - \vec{q}|^3} \sigma(p) d\tau_p. \qquad (1)$$

Формула (1) будет инвариантна относительно перехода к любой системе координат, в том числе и в системе поверхностных прямоугольных координат Гаусса-Крюгера. Если $\vec{n}_q$ – внешняя нормаль к некоторой поверхности наблюдения $S$ в ортогональной проекции точки $q$ на $S$, то нормальная составляющая поля в этой точке вычисляется через скалярное произведение: $g_n = (\vec{n}_q \cdot \nabla_q V)$.

Таким образом, чтобы получить составляющую поля по направлению внешней нормали к поверхности наблюдений $S$, достаточно в любой системе координат определить расстояние между точками $|\vec{p} - \vec{q}|$, элемент объема интегрирования $d\tau_p$ и нормальную составляющую градиента потенциала $\nabla V$ в точке $q$.

В качестве исходной, базовой системы будем рассматривать геоцентрическую систему декартовых координат $\sum(X,Y,Z)$ и ассоциированные с ней системы цилиндрических $\sum(\rho,\lambda,Z)$ и сферических координат $\sum(r,\varphi,\lambda)$ (см. рис. 1):

1. Если $\vec{p} = (X,Y,Z)$ и $\vec{q} = (X_0,Y_0,Z_0)$, то

$$|\vec{p} - \vec{q}| = \sqrt{(X - X_0)^2 + (Y - Y_0)^2 + (Z - Z_0)^2}. \qquad (2)$$

2. Цилиндрическая система координат $\sum(\rho,\lambda,Z)$ с основанием в экваториальной плоскости $Z = 0$

$$\begin{cases} X = \rho \cos\lambda \\ Y = \rho \sin\lambda \\ Z = Z. \end{cases}$$

Если $\vec{p} = (\rho,\lambda,Z)$ и $\vec{q} = (\rho_0,\lambda_0,Z_0)$, то

$$|\vec{p} - \vec{q}\,| = \sqrt{\rho^2 + \rho_0^2 - 2\rho\rho_0 \cos(\lambda - \lambda_0) + (Z - Z_0)^2}. \qquad (3)$$

3. Геоцентрическая системе сферических координат $\sum(r,\varphi,\lambda)$:

$$\begin{cases} X = r\cos\varphi\cos\lambda \\ Y = r\cos\varphi\sin\lambda \\ Z = r\sin\varphi. \end{cases}$$

Если $\vec{p} = (r, \varphi, \lambda)$ и $\vec{q} = (r_0, \varphi_0, \lambda_0)$, то

$$|\vec{p} - \vec{q}| = \sqrt{r^2 + r_0^2 - 2rr_0\cos\omega}, \qquad (4)$$

где $\cos\omega = \sin\varphi\sin\varphi_0 + \cos\varphi\cos\varphi_0\cos(\lambda - \lambda_0)$.

Направление «горизонтальных» осей прямоугольной системы координат $(x,y)$ на поверхности сферы задается единичными ортами $\vec{e}_\lambda, \vec{e}_\varphi$ в точке пересечения дуги осевого меридиана шестиградусной зоны Гаусса-Крюгера и дуги экватора. Эта же точка принимается за начало поверхностной прямоугольной системы координат $\sum(x,y,z)$. Допускается параллельный перенос начала прямоугольных координат вдоль осевого меридиана в точку М. Однако в этой точке на сфере направление осей, заданных ортами $\vec{e}_x, \vec{e}_y$, не будет совпадать с направлением осей в плоскости экватора. Другими будут и отметки высот по направлению координаты «*z*». Прямоугольная система декартовых координат $\sum(x,y,z)$ привязана к поверхности сферы и преобразуется как тройка ортогональных направляющих векторов при перемещении вдоль осевого меридиана (Heck, Seitz, 2007; Bouman et al., 2015). Это означает, что высота (глубина) некоторой отметки относительно точки М на плоскости будет совпадать с превышением относительно точки М на сфере.

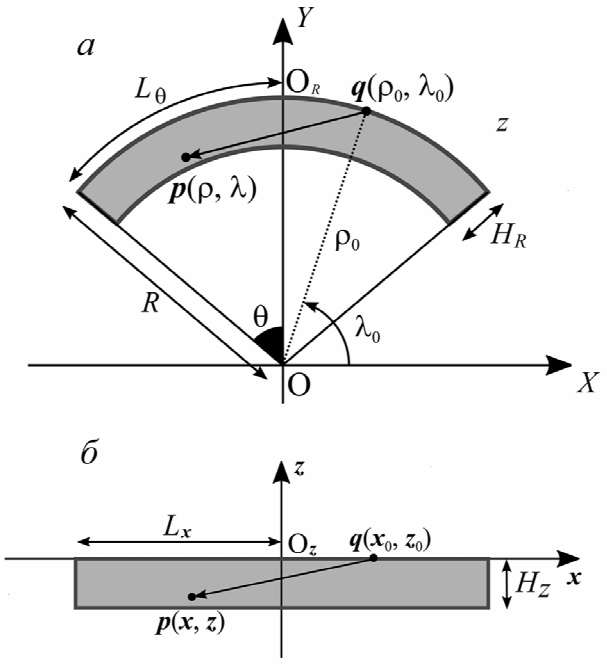



**Рис. 2.** Цилиндрический сегмент в полярной геоцентрической системе координат (*а*) и соответствующий ему горизонтальный пласт бесконечного простирания в системе плоских прямоугольных координат (*б*). Условные обозначения и пояснения здесь и далее в тексте

При условии существования определенного интеграла (1), решение прямой задачи гравиметрии является единственным: поле $\vec{g}$ однозначно вычисляется по заданному распределению суммируемой плотности σ. Не возникает и особых технических проблем с вычислением объемного интеграла. А во многих интересных приложениях и, практически важных, случаях первообразная функция массового интеграла вычисляется аналитически.

***Двумерные плотностные модели***

Несомненно, что максимальную точность и быстродействие расчетных алгоритмов удаётся получить в тех случаях, когда для составляющих градиента потенциала оказывается возможным получить явные аналитические выражения в элементарных трансцендентных функциях. Для типовых аппроксимирующих элементов двумерных плотностных моделей решение прямой задачи гравиметрии выписывается в явном аналитическом виде. В качестве таких элементов удобно использовать двухмерный угловой сектор горизонтального цилиндра и соответствующий ему бесконечный горизонтальный пласт (рис. 2). Плотности тел постоянна и равна $\sigma = 1$ г/см$^3$.

Сравним поле $V_z$ на поверхности «плоской» Земли от горизонтального пласта бесконечного простирания мощностью $H_z$ и шириной $2L_x$ с полем $V_R$ на поверхности «сферической» Земли ($R$ = 6371 км) от углового цилиндрического сектора той же мощности ($H_R = H_z$) и длиной дуги $2L_\theta$, равной ширине пласта ($2L_\theta = 2L_x$). Мощность пласта фиксирована и составляет $H_z = H_R$ = 80 км. Ширина пласта и длина

дуги цилиндрического сектора варьируются в зависимости от угла раствора последнего $2L_\theta = 2R\theta$ (см. рис. 2*а*). Так, при угле раствора $2\theta = 6°$ длина дуги сектора и, соответственно, равная ей ширина горизонтального пласта $2L_\theta = 2L_x = 667$ км; при угле $2\theta = 24°$ – в четыре раза больше $2L_\theta = 2L_x = 2668$ км.

Определим геометрические параметры области $D$ для цилиндрического сектора, симметричного относительно вертикальной оси O$Y$:

$$D = \{(\rho,\lambda,Z) \,|\, \rho \in (R - H_R, R),$$
$$\lambda \in (\pi/2 - \theta, \pi/2 + \theta), Z \in (-\infty,+\infty)\}.$$

Напряженность гравитационного поля равна градиенту потенциала. Чтобы найти составляющую двумерного поля по нормали к образующей цилиндра в полярных координатах $\sum(\rho,\lambda)$, достаточно подставить расстояние (3) в формулу (1), и проинтегрировать радиальную составляющую поля по переменной $Z$ в бесконечных пределах (Шванк, Люстих 1947):

$$V_R = g_R(\rho_0,\lambda_0) = \gamma\sigma \int_{R-H_R}^{R} d\rho \int_{\pi/2-\theta}^{\pi/2+\theta} d\lambda \times$$
$$\times \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho(\rho\cos(\lambda-\lambda_0) - \rho_0)dZ}{(\rho^2 + \rho_0^2 - 2\rho\rho_0\cos(\lambda-\lambda_0) + (Z-Z_0)^2)^{3/2}}.$$

После интегрирования по $Z$ в пределах от $-\infty$ до $+\infty$, получаем:

$$g_R(\rho_0,\lambda_0) =$$
$$= 2\gamma\sigma \int_{R-H_R}^{R} \rho d\rho \int_{\pi/2-\theta}^{\pi/2+\theta} \frac{(\rho\cos(\lambda-\lambda_0) - \rho_0)dZ}{\rho^2 + \rho_0^2 - 2\rho\rho_0\cos(\lambda-\lambda_0)}.$$

Двумерный интеграл для углового сектора $2\theta$ в полярной системе координат $(\rho,\lambda)$ (вычисляется в явном виде.

$$g_R(\rho_0,\lambda_0) = \frac{2\gamma\sigma}{\rho_0} \int_{R-H_R}^{R} \rho d\rho \times$$
$$\times \operatorname{arctg}\left(\frac{\rho+\rho_0}{\rho-\rho_0}\operatorname{tg}\left(\frac{\lambda-\lambda_0}{2}\right)\right)\Bigg|_{\lambda=\pi/2-\theta}^{\lambda=\pi/2+\theta} -$$
$$- \frac{\gamma\sigma\rho^2(\lambda-\lambda_0)}{2\rho_0}\Bigg|_{\lambda=\pi/2-\theta}^{\lambda=\pi/2+\theta}\Bigg|_{\rho=R-H_R}^{\rho=R}.$$

Или, полагая $k = \rho/\rho_0$; $\psi = \lambda - \lambda_0$, имеем

$$g_R(\rho_0,\varphi_0) = \gamma\sigma\rho_0\left(k^2\operatorname{arctg}\left(\frac{k+1}{k-1}\operatorname{tg}\frac{\psi}{2}\right) + \right.$$
$$+ \cos(2\psi)\operatorname{arctg}\left(\frac{k-\cos\psi}{\sin\psi}\right) +$$
$$+ \sin(2\psi)\ln\sqrt{1+k^2-2k\cos\psi} + \qquad (5)$$
$$\left. + k\sin\psi - k^2\frac{\psi}{2}\right)\Bigg|_{\pi/2-\theta-\lambda_0}^{\pi/2+\theta-\lambda_0}\Bigg|_{(R-H_R)/\rho_0}^{R/\rho_0}.$$

Здесь первообразная по $\psi$ и $k$ последовательно вычисляется в 4-х граничных точках пределов интегрирования.

Вертикальная составляющая поля от однородного горизонтального пласта бесконечного простирания (горизонтальной полосы) вычисляется аналогично. Зададим параметры области $D$ в декартовых прямоугольных координатах ($x$, $y$, $z$) (см. рис. 2*б*):

$$D = \{(x,y,z) \,|\, x \in (-L_x,+L_x);$$
$$y \in (-\infty,+\infty); z \in (-H_z,0)\}.$$

Если в формуле для расстояния (2) все прописные символы координат точек $p$ и $q$ заменить на строчные $\vec{p} = (x,y,z)$ и $\vec{q} = (x_0,y_0,z_0)$, то следующие формулы будут справедливы.

Подставляя расстояние (2) в формулу (1) и интегрируя по простиранию $y$ в бесконечных пределах, получаем:

$$V_z = g_z(x_0,y_0,z_0) = \gamma\sigma \int_{-H_z}^{0} (z-z_0)dz \times$$
$$\times \int_{-L_x}^{L_x} dx \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{\sqrt{((x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2)^3}} =$$
$$= 2\gamma\sigma \int_{-H_z}^{0} (z-z_0)\,dz \int_{-L_x}^{L_x} \frac{dx}{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2}.$$

Двойной интеграл для горизонтальной полосы имеет явную первообразную (Гравиразведка, 1990):

$$g_z(x_0,z_0) = \gamma\sigma\left((\xi-x)\ln((\xi-x)^2 + (\zeta-z)^2) + \right.$$
$$\left. + 2(\zeta-z)\operatorname{arctg}\left(\frac{\xi-x}{\zeta-z}\right)\right)\Bigg|_{\xi=-L_x}^{\xi=L_x}\Bigg|_{\zeta=-H_z}^{\zeta=0}. \qquad (6)$$

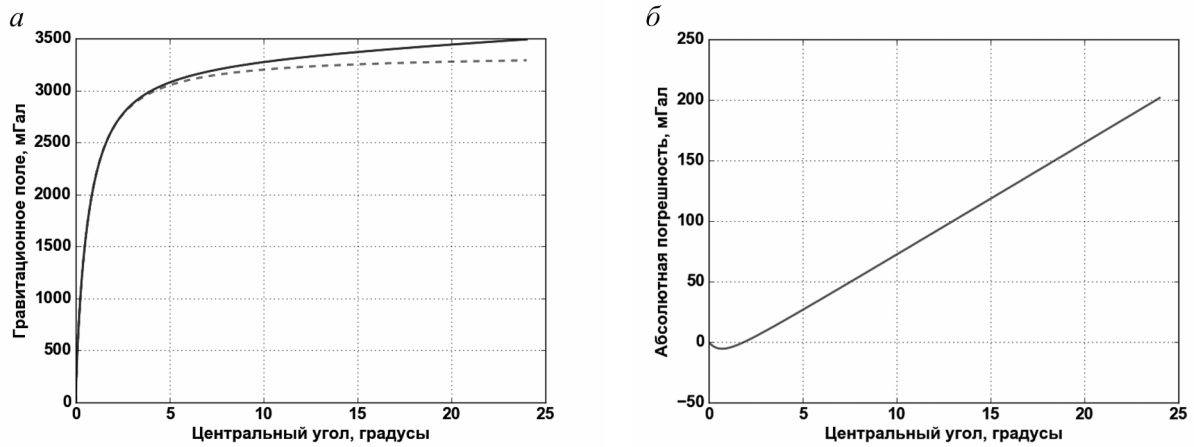



**Рис. 3.** Графики изменения нормальной составляющей модельного поля в центральных точках цилиндрического сектора и горизонтального пласта: *а*) поле сектора в точке $O_R$ (сплошная линия) и поле горизонтального пласта в точке $O_z$ (пунктирная линия); *б*) разность поля сектора и поля

Вычисленные значения поля $g_z$ «плоской» и $g_R$ «секторной» модели будут сравниваться во всех соответствующих точках профилей на одних и тех же расстояниях относительно начала поверхностных координат $O_z$ и $O_R$ – точек пересечения профилей с осями симметрии. Это следует из того, что при проецировании координат точек счета с дугообразного профиля на прямую линию расстояния между ними сохраняются. Но, поскольку составляющие поля (5) и (6) сориентированы по направлению внешней нормали, числовые значения, необходимые для интерпретации силы притяжения, следует брать с противоположным знаком.

На рис. 3*а* приведены графики полей в центральных точках $O_z$ и $O_R$ ($\lambda = \pi/2$) для «плоской» и «сферической» модели в функции угла раствора (длины дуги) цилиндрического сектора; на рис. 3*б* – их разность в единицах мГал. Мощности пластов одинаковы и составляют $H_R = H_z = 80$ км; объемная плотность масс $\sigma = 1$ г/см$^3$.

Здесь и далее символом «*s*» (spherical) будем обозначать аномалии поля, рассчитанные на поверхности «сферической» Земли; символом «*f*» (flat) – аномалии поля, рассчитанные на плоскости. Поправка за «сферичность» вводится как разность полей (*s* – *f*) «сферической» и «плоской» геометрии. Относительная (по отношению к полю на сфере) поточечная погрешность выражается в процентах $(s - f) / s \times 100$ %.

Как видим из рис. 3, аномалии в точке симметрии $O_R$ на поверхности кругового сектора больше, чем в соответствующей проективной точке $O_z$ на поверхности пласта. Тенденция нарушается лишь при малых углах раствора $\theta$. Разность аномалий в эпицентральных точках (*s* – *f*) линейно растет с увеличением ширины пласта (углового расстояния) (см. рис. 3*б*), но в относительной мере составляет единицы процентов. Для шестиградусной зоны, т. е. при ширине пласта 667 км, относительная поправка за сферичность в центральной точке менее 1 %. Для сравнения, относительная поправка в центре широкой полосы 2668 км ($2\theta = 24^o$) достигает 6 %.

На рис. 4 показаны уже профильные значения вычисленных полей для «сферической» и «плоской» моделей, а также их поточечная разность в абсолютных (в мГал) и относительных единицах (в %). Эти примеры построены по рис. 3 и относятся к двум углам раствора 6 и 24 градуса. В первом случае – это угол раствора одной шестиградусной зоны Гаусса-Крюгера; в другом – угол раствора для четырех зон.

Относительная среднеквадратичная погрешность составила для 6-ти градусного раствора 1,26 %, для 24-х градусного –

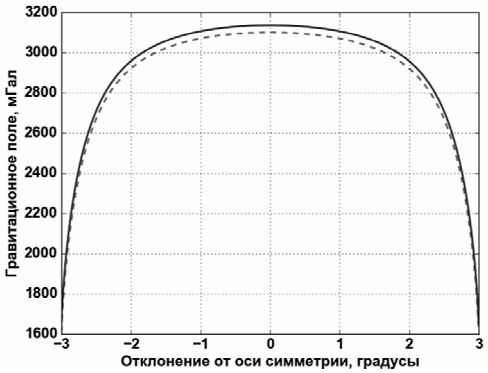
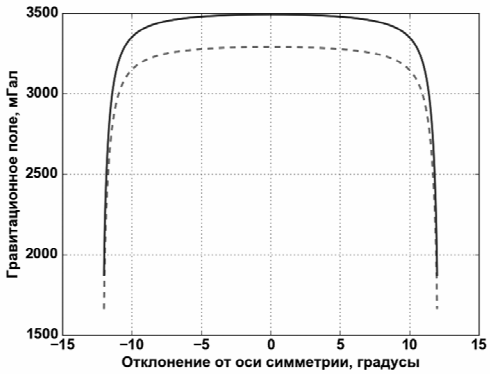
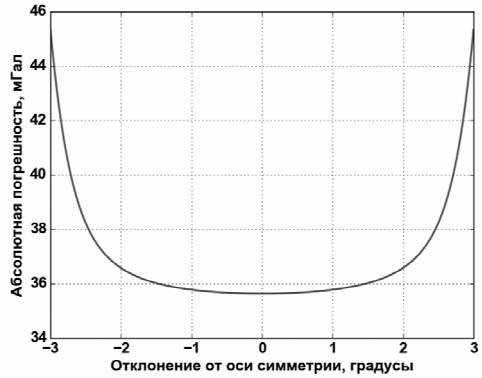
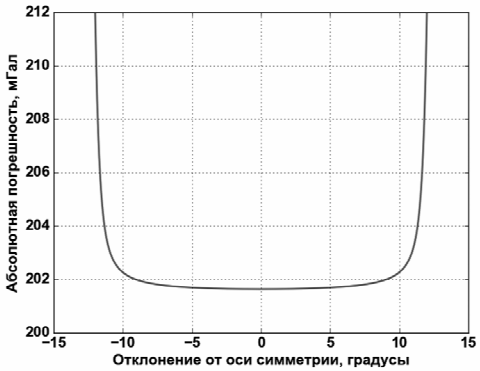
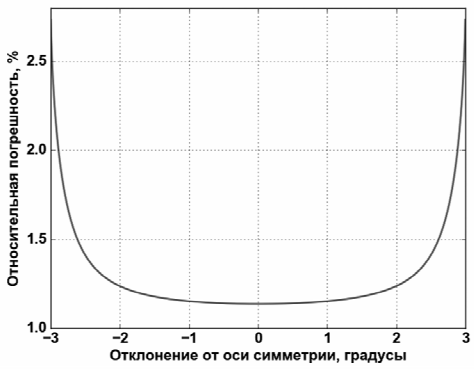
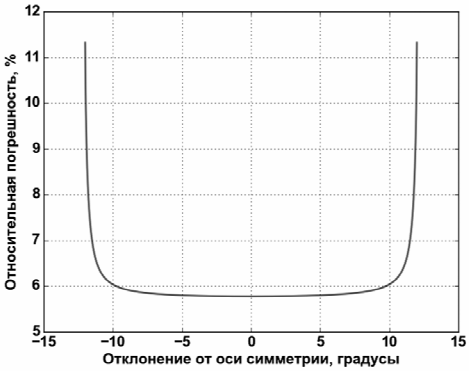
| Угол раствора 2θ = 6° | Угол раствора 2θ = 24° | |
|---|---|---|
|  |  | Модельное гравитационное поле |
|  |  | Абсолютная погрешность |
|  |  | Относительная погрешность |

**Рис. 4.** Графики нормальной составляющей модельного поля для сектора горизонтального цилиндра и горизонтального пласта бесконечного простирания для 6-ти и 24-х градусных растворов

5,94 %. Относительная разница объемов тел сферической и плоской модели не более 0,63 %.

Полученные аналитические оценки поправки за «сферичность» в поле двумерных моделей, безусловно, являются предварительными, но характеризуют порядок возможные искажения полей при переходе с криволинейной поверхности на плоскость.

***Трехмерные модели с сингулярным распределением плотности***

В рамках более сложной трехмерной модели сопоставим на поверхности «сферической» и «плоской» Земли гравитационные аномалии от нескольких изолированных шаров разных размеров и разной плотности. Будем исходить из двух условий, накладываемых на преобразования поверхностных координат и глубин:

1. В пределах одной шестиградусной зоны Гаусса-Крюгера при отображении сферы на плоскость линейные расстояния сохраняются вдоль осевого меридиана и почти не меняются (с погрешностью, не более 0,1 %) вдоль параллели.

2. Глубина залегания центра шаров, отсчитываемая от поверхности сферы по направлению внутренней нормали, и глубина до центра отображаемых шаров от верхней граничной плоскости в соответствующих точках отображения приравниваются друг к другу.

Пусть $OA$ расстояние вдоль некоторой дуги $S_R$ большого круга, $OA'$ – расстояние по прямой в плоскости $S_z$. $AC$ – глубина до центра залегания реального шара радиуса $a$, $A'C'$ – глубина до центра отображаемого тела, форма которого (с учетом допустимых искажений) близка к исходному шару (рис. 5). Согласно условиям (1–2), накладываемых на отображение $S_R \Rightarrow S_Z$ сферы на плоскость, $OA = OA'$ и $AC = A'C'$.

Чтобы получить нормальную составляющую поля на поверхности сферы $S_R$, достаточно в векторной формуле (1) для напряженности поля выразить расстояние (4) в сферических координатах $\sum(r,\varphi,\lambda)$, и для радиальной составляющей на сфере положить $r_0 = R$:

$$V_R = g_R(R,\varphi_0,\lambda_0) =$$

$$= \gamma \int_D \sigma(r,\varphi,\lambda) \frac{(r\cos\omega - R) r^2 \cos\varphi dr d\varphi d\lambda}{\sqrt{r^2 + R^2 - 2rR\cos\omega)^3}},$$

где $\cos\omega = \sin\varphi \sin\varphi_0 + \cos\varphi \cos\varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)$; $\omega$ – угол видимости отрезка $|\vec{p} - \vec{q}|$.

Известно, что поле во внешности однородного шара с плотностью $\sigma_a$ вычисляется как поле точечной массы, равной полной массе шара (Шванк, Люстих, 1947). Это означает, что объемное распределение плотности внутри шара приравнивается к сингулярной δ-функции, сосредоточенной в его центре (Владимиров, Жаринов, 2000):

$$\sigma(r,\varphi,\lambda) = \frac{M}{r^2 \cos\varphi} \delta(r - r_C) \times$$

$$\times \delta(\varphi - \varphi_C) \times \delta(\lambda - \lambda_C),$$

где $M = 4/3 \times \pi a^3 \sigma_a$ – масса шара.

Следовательно:

$$g_R(R,\varphi_0,\lambda_0) = \quad (7)$$

$$= \gamma M \frac{(r_C \cos\omega_C - R)}{\sqrt{r_C{}^2 + R^2 - 2r_C R\cos\omega_C)^3}}.$$

Или в более компактной векторной записи:

$$g_R = (\vec{n}_R, \nabla_q V), \text{ где} \nabla_q V = \gamma M \frac{\vec{p}_C - \vec{q}}{|\vec{p}_C - \vec{q}|^3}. \quad (8)$$

Поскольку при отображении шаров реальный центр (точка $C$) переходит в точку отображения $C'$, а полная масса шара сохраняется, то формула (8) будет инвариантна относительно перехода к системе поверхностных прямоугольных координат Гаусса-Крюгера. Следовательно, для вертикальной составляющей поля вдоль оси «$z$» получим аналогичную формулу:

$$g_z(x_0,y_0,0) = (\vec{n}_z, \nabla_q V) =$$

$$= \gamma M \frac{z_C}{\sqrt{((x_C - x_0)^2 + (y_C - y_0)^2 + z_C^2)^3}}. \quad (9)$$

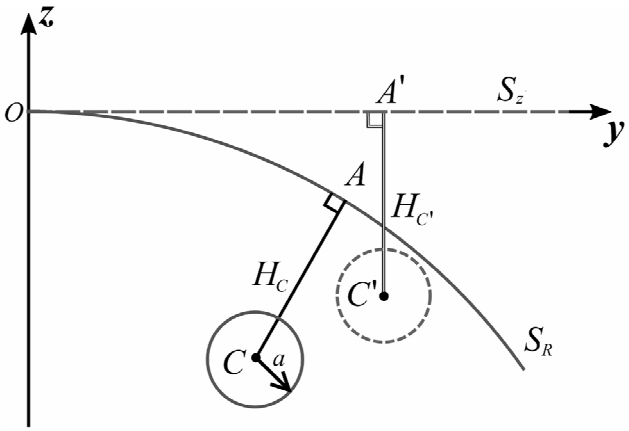



**Рис. 5.** Смещение положения аномалеобразующих объектов при вводе сферической модели

Формулы (7)–(9) являются выражением закона Ньютона притяжения точечных

материальных масс и, в своем простейшем варианте, являются основой для аналитической оценки на сфере и плоскости аддитивных аномалий гравитационного поля для семейства шарообразных тел с однородной плотностью. Результаты аналитических расчётов для точечных материальных масс были сопоставлены с ранее опубликованными данными количественной интерпретации, выполненной коллегами из Пермского горного института по результатам численного гравитационного моделирования. На примерах аналогичных моделей однородных шаров с постоянной плотностью сравнивались значения гравитационных аномалии, вычисленных численными и аналитическими методами, а также анализировалась поправка за влияние сферичности Земли в профильном и площадном вариантах.

**Пример 1**: Цитата (Долгаль и др., 2015, с. 58): «Профиль гравиметрических измерений длиной 300 км проходит по меридиану от северного полюса к югу и включает в себя 151 точку измерений. В нижнем полупространстве располагаются два аномалиеобразующих объекта – шары диаметром 8 и 12 км, обладающие избыточной плотностью 0,1 и 0,15 г/см$^3$, соответственно. Центры шаров в системе $\sum(x,y,z)$ имеют координаты $x1 = 100$, $z1 = 20$; $x2 = 200$, $z2 = 30$ (в км), профиль проходит непосредственно над ними ($y = 0$)».

**Пример 2**: Цитата (Долгаль и др., 2015, с. 58): «Площадь гравиметрических измерений имеет форму квадрата со стороной 200 км, сеть измерений 2×2 км. Аномалии силы тяжести обусловлены пятью шарами, параметры которых приведены в табл. 1. Глубины центров сфер $H$ отсчитываются от поверхности измерений».

Для большей наглядности и простоты анализа обеих модельных примеров в табл. 1 указаны геометрические параметры залегания и плотности шаров в профильном и площадном вариантах. Линейные

**Таблица 1.** Параметры аномалиеобразующих тел в профильном и площадном вариантах

| Точки расчета модельного поля | Номера тел (шаров) | Параметры расчетных моделей | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $x$, км (по долготе) | $y$, км (по широте) | Глубина $H$, км | Радиус шара $r$, км | Плотность, s, г/см$^3$ |
| Профиль 300 км | 1 | - | 100 | 20 | 8 | 0,1 |
| | 2 | - | 200 | 30 | 12 | 0,15 |
| Площадь 200×200 км$^2$ | 3 | 150 | 25 | 5 | 3 | 0,5 |
| | 4 | 100 | 100 | 12 | 8 | 0,3 |
| | 5 | 35 | 175 | 8 | 5 | 0,25 |
| | 6 | 125 | 45 | 7,2 | 4,5 | 0,15 |
| | 7 | 15 | 50 | 10 | 5 | 0,2 |

*Примечание:* начало системы прямоугольных координат $\sum(x,y,z)$ – левый нижний угол модельной площади, ось O$z$ правой системы координат направлена вверх. Поэтому интерпретируемые значения гравитационных аномалий следует брать с противоположным знаком.

**Таблица 2.** Значения эпицентральных аномалий

| Размерность модельного решения | Номера тел (шаров) | Масса шара в $10^{15}$ г | Значения эпицентральных аномалий | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Гравитационное поле, мГал | | Абсолютная погрешность $(s-f)\times 10^{-3}$, мГал | Относительная погрешность $(s-f)/s \times$ $\times$ 100 % |
| | | | Сферическая модель "*s*" | Плоская модель "*f*" | | |
| **Пример 1** Профиль 300 км | 1 | 214,47 | 3,7747 | 3,7685 | 6,2546 | 0,17 |
| | 2 | 1085,73 | 8,0775 | 8,0763 | 1,1838 | 0,015 |
| **Пример 2** Площадь 200x200 км$^2$ | 3 | 56,55 | 14,3937 | 14,3866 | 7,0796 | 0,049 |
| | 4 | 643,4 | 29,8434 | 29,8413 | 2,1095 | 0,0071 |
| | 5 | 130,9 | 13,095 | 13,0897 | 5,3408 | 0,041 |
| | 6 | 57,26 | 7,2623 | 7,2536 | 8,7541 | 0,12 |
| | 7 | 104,72 | 6,9487 | 6,944 | 4,7894 | 0,069 |

расстояния и глубины указаны в пространственных прямоугольных координатах для плоской модели «*f*» (flat) земной поверхности. На сферической поверхности «*s*» (spherecal): линейные расстояния и превышения пересчитываются по параметрическим формулам Гаусса-Крюгера обратного преобразованием координат при выполнении основных принципов (см. выше условия 1–2): линейные расстояния и превышения относительно сферы и плоскости остаются практически неизменными.

В табл. 2 приведены расчетные параметры полных масс по каждому из шаров и, в соответствие с величиной масс, коррелируемые им значения эпицентральных аномалий на сферической «*s*» (spherical) и плоской поверхности «*f*» (flat). Результаты даны для профильного и площадного вариантов вычислений, согласно исходным данным табл. 1.

На рис. 6 приведены сравнительные графики вычисленных полей $g_R$ и $g_z$ в профильном (слева) и площадном вариантах (справа), а также и абсолютная и относительная погрешность их разности. На небольших расстояниях (в пределах одной шестиградусной зоны) аномалии полей на сфере «*s*» и плоскости «*f*» для обоих примерах практически не различимы и совпадают в масштабе рисунков верхнего ряда. Во втором ряду рис.6 указаны разности полей $(s-f)$ («сфера–плоскость») в тех же абсолютных единицах (мГал), но более чем в стократно увеличенном масштабе по вертикальной оси. Поточечная относительная (к полю на сфере) погрешность дана в процентах.

В этих примерах (см. табл. 2) максимальная поправка за сферичность Земли в абсолютные значения «плоских» аномалий в эпицентральных точках не превосходит 0,01 мГал, а относительная погрешность «эффекта кривизны» в тех же точках составляет менее 0,2 %. По мере удаления от эпицентров шаров относительная погрешность увеличивается, и по краям планшета (в профильном или площадном вариантах) может достигать 12 %. Учитывая рафинированность постановки данной задачи для модели изолированных локальных тел **в пустом пространстве** а, следовательно, имеющуюся тенденцию нулевых асимптотических значений поля при удалении от источников, **такая оценка относительной погрешности** не может рассматриваться

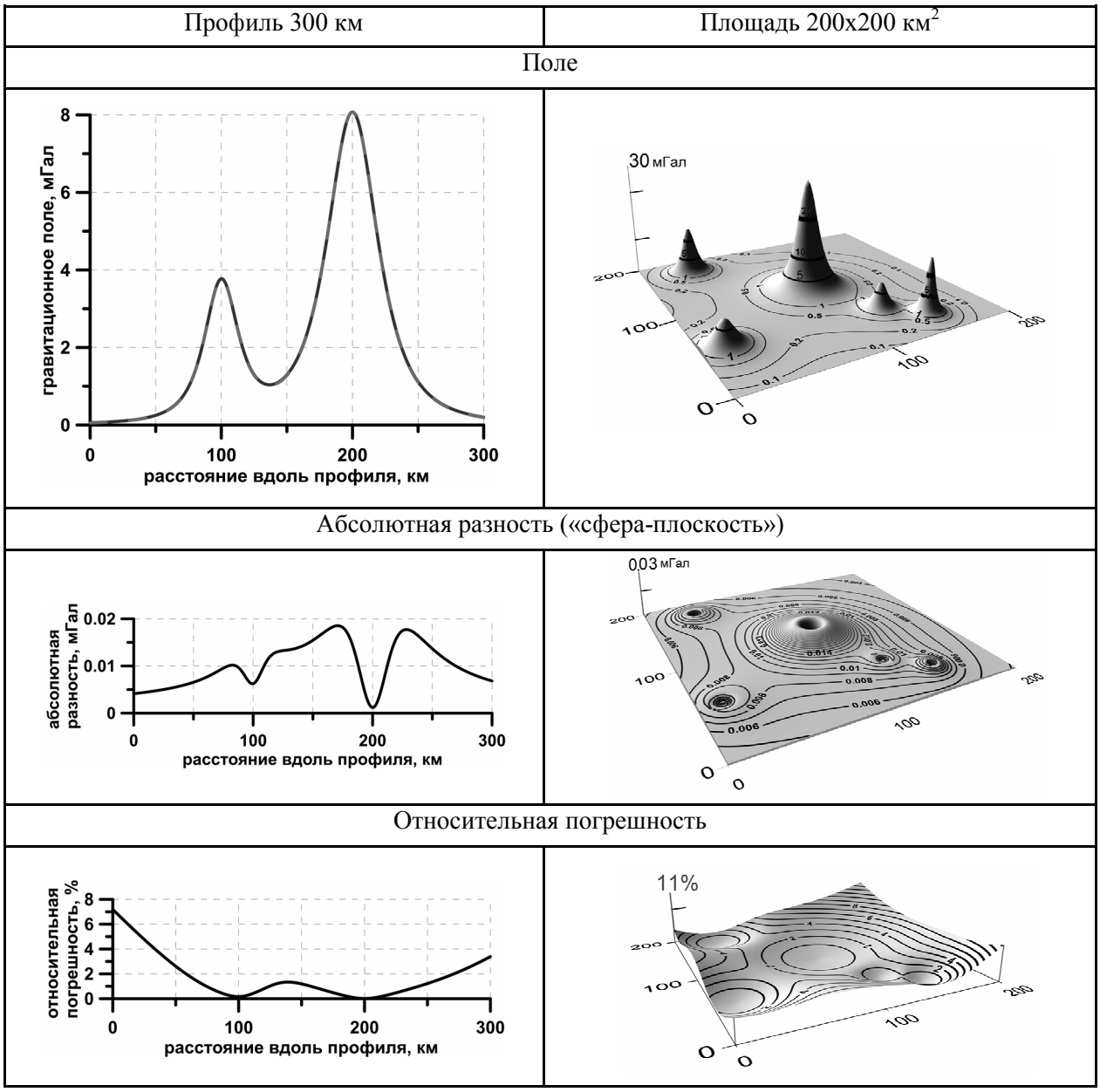



**Рис. 6.** Профильные и площадные аномалии от изолированных шаров для сфероидальной (сферическая система координат) и плоской геометрии (прямоугольная система)

как состоятельная. Из-за небольшого различия в скорости затухания полей вдали от источников локализированных масс на сфере и плоскости частное двух малых величин «$f/s$», как функция расстояний, имеет неопределенное значение. Мы считаем, что в таких моделях (при необходимости) целесообразнее использовать отношение среднеквадратических величин изменения полей. При этом надлежащим образом будут учитываться не только области залегания аномальных масс, но также и все окружающее пустое пространство. Так, для рассматриваемых примеров относительная среднеквадратичная погрешность составила 0,38 % в профильном и 0,39 % и площадном варианте.

***Замечание.*** В рамках данной модели, также, были посчитаны поля от изолированных тел (шаров) на «эллипсоидальной» поверхности Земли с параметрами эллипсоида Красовского. Все действия по переносу координат центров шаров (глубин) и точек счета поля с плоскости на поверхность эллипсоида были выполнены аналогично предыдущим примерам по парамет-

рическим формулам обратного преобразования Гаусса-Крюгера (Морозов, 1979). Программные модули численной реализация алгоритма прямого и обратного преобразования поверхностных координат имеются в открытом доступе системы «Internet», например (Karney, 2017), а также в геоинформационной системе «ArcGIS» и «Global Mapper».

Полученные результаты для эллипсоидальной модели практически не отличаются от модели шарообразной Земли с радиусом 6371 км. Поправки за «эллипсоидальность» формы поверхности Земли получились такими же, как и для «сферической». И это не случайно. Для площадей, в несколько десятков тысяч квадратных километров (градусной трапеции порядка 3°×3° и более, но в пределах одной шестиградусной зоны Гаусса-Крюгера), разницей в топографии превышения высот и изменением длин геодезических линий на эллипсоиде и шаре можно пренебречь (Макаров, 1968). Однако следует подчеркнуть, что относительно модели «плоской» Земли поправка за «эллипсоидальную» форму земной поверхности **принципиально меньше**, чем за «сферическую». Эта разница не заметна на моделях малых и средних размеров, но будет значимой на площади более десятка градусов по широте или долготе, особенно в приполярной области. Поэтому, если и учитывать поправку за «сферичность», при высокоточном региональном плотностном моделировании, то следует пользоваться точными формулами Гаусса-Крюгера прямого и обратного преобразования координат на поверхности эллипсоида вращения. Тем более что существующее программное обеспечение и мощность современных компьютеров вполне это позволяют.

***Поправка за сферичность в моделях субвертикального проектирования***

Еще в середине прошлого века П.И. Лукавченко (Лукавченко, 1951) при вычислении поправки за влияние рельефа с учетом сферичности Земли предложил простые формулы учета превышения рельефа, основанные на вертикальном перемещении окружающих масс относительно горизонтальной плоскости, касательной в точке гравиметрического пункта наблюдений. Та же схема учета поправки за рельеф при вертикальном проектировании масс с поверхности сферы на касательную плоскость в точке наблюдения использовалась и другими исследователями (Хохлова, 2015).

Схема вертикальных перемещений (ВП) отметок высот рельефа относительно горизонтальной плоскости была применена и при редуцировании глубин аномальных масс от поверхности сферы. Цитата (Бычков и др., 2015, с. 96–97): «Теперь представим, что на сферической земле выполняются измерения радиальной составляющей силы притяжения $V_R$, при этом отчет глубин возмущающих тел также проводится от поверхности наблюдений». Цитата (Долгаль и др., 2015, с. 58): «Как очевидно, различия гравитационного поля для идеализированной (плоской) и квазиреальной (сферической) интерпретационных моделей являются нелинейными и достаточно значительными, поэтому можно поставить вопрос о целесообразности их учета в процессе количественной интерпретации материалов гравиметрических съемок …. Физической природой этих изменений является, в первую очередь, субвертикальное перемещение источников поля при геометризации модели, обусловленное изменением формы земной поверхности. Различия между компонентами поля $V_z$ и $V_R$ для сравнительно небольших по размерам площадей играют второстепенную роль».

Столь важный вывод был сделан на основании анализа модельных примеров 1 и 2 (см. табл. 1), но выполненного по результатам численного моделирования в рамках схемы вертикального проектирования (далее ВП). Результаты численного моделирования настолько отличаются от наших данных в табл. 2, что мы проанализировали возможную причину подобного несоответствия.

На рис. 7 изображена схема положения однородного шара относительно поверхности «сферической Земли» $S_R$ на меридио-

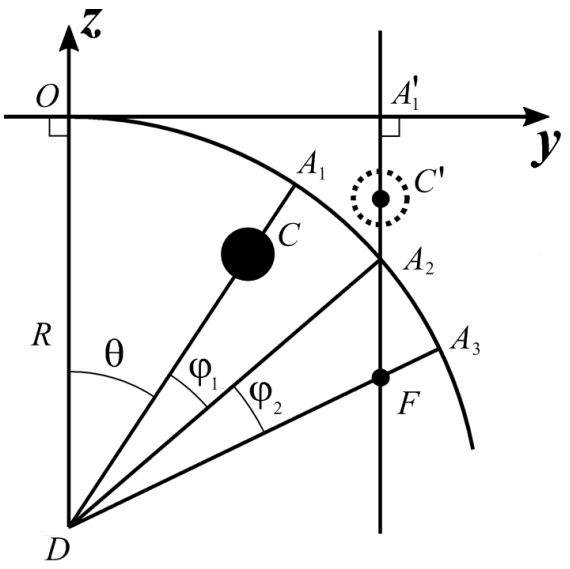



**Рис. 7.** Положение шара и схема соответствия координат при вертикальном проектировании (ВП) и отображении Гаусса-Крюгера (GK)

нальном профиле с началом в точке $O$. Эпицентр шара находится в точке $A_1$, центр шара – в точке $C$ на глубине $H_R = A_1C$. Точки $A'_1$ и $C'$ соответствуют центрам проективного шара (GK) относительно горизонтальной касательной плоскости $S_z$ в точке $O$. Глубина до центра проективного шара $H_z = A'_1C'$ отсчитывается по вертикали вниз от касательной плоскости. Данная схема предполагает различные способы сопоставления координат точек на сфере и плоскости. С ее помощью можно сравнить гравитационные эффекты, вычисленные для модельных примеров 1 и 2 (см. табл. 1, 2), при двух способах отображения плоскости на сферу: или проекции по вертикальным прямым в сечении профиля (ВП), или обратном преобразовании координат Гаусса-Крюгера ($GK^{-1}$).

Приведем описание схемы координатного соответствия. Пусть $\sum(x,y,z)$ – прямоугольная декартова система координат, соотнесенная с начальной точкой профиля на горизонтальной плоскости $S_z$. Расстояние по профилю на плоскости измеряется от начала координат $O$ вдоль оси $y$; глубина на профиле отсчитывается от плоскости вдоль отрицательного направления оси $z$. «Сферический» профиль идет вдоль окружности $S_R$ радиуса $R$ с центром в точке $D \in Oz$, которая касается «плоского» профиля в начале координат $O$. Расстояния вдоль меридионального профиля на сфере измеряются от точки $O$ по дуге окружности в направлении возрастания угла θ.

При прямом отображении Гаусса-Крюгера $(x,y) = GK(\varphi,\lambda)$ меридиональная дуга профиля $OA_1$ на сфере $S_R$ отображается без искажений в отрезок прямой линии $OA'_1$, расположенной вдоль оси «*Oy*» на касательной плоскости $S_z$. Глубина точек (отрицательные превышения) отсчитывается по направлению внутренних нормалей к поверхности сферы и плоскости в соответствующих проективных точках (см. рис. 5 настоящей работы). При этом выполняются оба правила соответствия координат отображения (см. рис. 7): не меняются латеральные расстояния в конформной проекции ($OA_1 = OA'_1$) и сохраняются глубины до центров масс ($H = A_1C = A'_1C'$).

При вертикальном проектировании (ВП) исходят из схемы соответствия центра шара $C'$, расположенного под касательной плоскостью $S_z$ и его вертикально перемещенного изображения $F$ под поверхностью сферы $S_R$. По этой схеме (Долгаль и др., 2015) предлагается выбирать изображение $F$ на ортогональной к «плоскому» профилю прямой $A'_1C'$ так, чтобы расстояние $A_2F$ от точки $A_2$ пересечения окружности $S_R$ с прямой $A'_1C'$ совпадало с глубиной $A'_1C'$ залегания точки $C'$ в «плоском» разрезе: $A'_1C' = A_2F = H$. Тем самым утверждается, что глубины залегания точек в «плоском» и «сферическом» разрезах измеряются **вдоль одной и той же вертикальной прямой** и численно совпадают.

Пусть нам нужно найти образ $F$ некоторой точки $C'$ «плоского» разреза, расположенной на расстоянии $OA'_1$ и на глубине $A'_1C' = H$, в разрезе «сферическом» $H_z = H_R = H$. Прямая $A_2F$ не ортогональна «сферическому» профилю (иначе центр окружности $D$ должен лежать на $A_2F$, что невозможно, т. к. прямые $OD$ и $A_2F$ параллельны). При такой схеме вертикального проектирования **нарушается условие сохранения длины линейных элементов** при конформном отображении сферы на плоскость, поскольку расстояния вдоль «плос-

кого» профиля для точки $C'$ и ее образа $F$ вдоль «сферического» профиля отличаются принципиально: $OA_1' \neq \breve{OA}_2$.

Выразим $\breve{OA}_2$ через $OA_1'$(все углы в радианах):

$\breve{OA}_2 = R \times \angle ODA_2, \sin(\angle ODA_2) = \frac{OA_1'}{DA_2} = \frac{OA_1'}{R}$,

$\breve{OA}_2 = R \arcsin\left(\frac{OA_1'}{R}\right)$. Обозначим $\theta = \frac{OA_1'}{R}$ – угловая мера дуги $\breve{OA}_1 = OA_1'$, тогда $\breve{OA}_2 = R \arcsin(\theta)$, $OA_1' = R\theta$. Отсюда при $\theta < 1$ сразу получаем $OA_1' < \breve{OA}_2$ Ситуация $\theta \geq 1$ не имеет смысла для схемы (ВП), т. к. в этом случае $OA_1' \geq R$ и проективная прямая $A_1'C'$ нигде не пересекает окружность $S$ (при $\theta = 1$ только касается ее). Угловая мера «дефекта расстояний» (дуги $\breve{A_1A_2}$) $\varphi_1 = \arcsin(\theta) - \theta$.

Далее, сравним положение и величину максимумов вертикальной компоненты напряженности гравитационного поля точечной массы $M$, расположенной в точках $C'$ и $F$, вычисленной для «плоского» и «сферического» профилей. На «плоском» профиле максимум поля точечного источника массой $M$, расположенном в точке $C'$, будет находиться в точке $A_1'$ (ближайшей к $C'$ точке профиля) на расстоянии $OA_1' = R\theta$ от начала отсчета и иметь величину $g_{flat} = \frac{\gamma M}{H^2}$. На «сферическом» профиле максимум поля точечного источника, расположенного в точке $F$, будет находиться в $A_3$ – ближайшей к $F$ точке профиля, на расстоянии

$$\breve{OA}_3 = R \arcsin \frac{R\theta}{\sqrt{R^2 + H^2 - 2RH\sqrt{1-\theta^2}}}$$ от начала отсчета и иметь величину

$$g_{spher} = \frac{\gamma M}{\left(R - \sqrt{R^2 + H^2 - 2RH\sqrt{1-\theta^2}}\right)^2}.$$

Таким образом, максимум поля на «сферическом» профиле сдвинется относительно соответствующего ему максимума на «плоском» профиле на расстояние

$$\breve{OA}_3 - OA_1' = \breve{OA}_3 - \breve{OA}_1 = \breve{A_1A_3} = R\left(\arcsin \frac{R\theta}{\sqrt{R^2 + H^2 - 2RH\sqrt{1-\theta^2}}} - \theta\right).$$

Относительное увеличение максимума поля будет равно

$$\frac{g_{spher} - g_{flat}}{g_{spher}} = \left(\frac{H}{R - \sqrt{R^2 + H^2 - 2RH\sqrt{1-\theta^2}}}\right)^2 - 1.$$

Если принять $R$ = 6371 км (средний радиус Земли), глубину залегания точечного источника $H$ = 20 км, расстояние вдоль «плоского» профиля от точки отсчета $OA_1'$ = 300 км (соответствует $\theta \approx 2^o41'52''$), то «дефект расстояний» будет равен $\breve{OA}_2 - OA_1' \approx 111$ м, смещение максимума: $\breve{OA}_3 - OA_1' \approx 1{,}056$ км, относительное увеличение максимума поля:

$$\frac{g_{spher} - g_{flat}}{g_{spher}} \approx 0{,}22\ \%.$$

Отметим, если ставить в соответствие точке $C'$ «плоского» разреза не точку $F$ «сферического» разреза, а точку $C$, расположенную на радиусе $DA_1$ на расстоянии $H$ от окружности (т. е. совпадают расстояния вдоль профилей и глубины залегания массы, глубина залегания в «сферическом» разрезе измеряется вдоль нормали к профилю – окружности $S$), то «дефекта расстояний», смещения максимума и увеличения амплитуды поля не наблюдается.

На рис. 8 показана разница вычисленных полей в абсолютных единицах (мГал) «сфера»–«плоскость» для двух точечных масс (шаров) в профильном варианте. Пунктирная кривая иллюстрирует величину поправки за сферичность, полученную методом субвертикального проектирования центров локальных тел (Бычков и др., 2015; Долгаль и др., 2015). Сплошная кривая соответствует нашим расчетам, выполненным в рамках проективного соответствия точечных масс вдоль меридионального профиля на сфере и плоскости с сохранением латеральных расстояний и глубин до центров шаров (см. Пример 1, рис. 6 настоящей работы).

Как видим, при неверно выбранной схеме проекции точек сферы на плоскость и нарушения основных принципов проектирования (равенство расстояний вдоль образов линий на поверхностях и равенст-

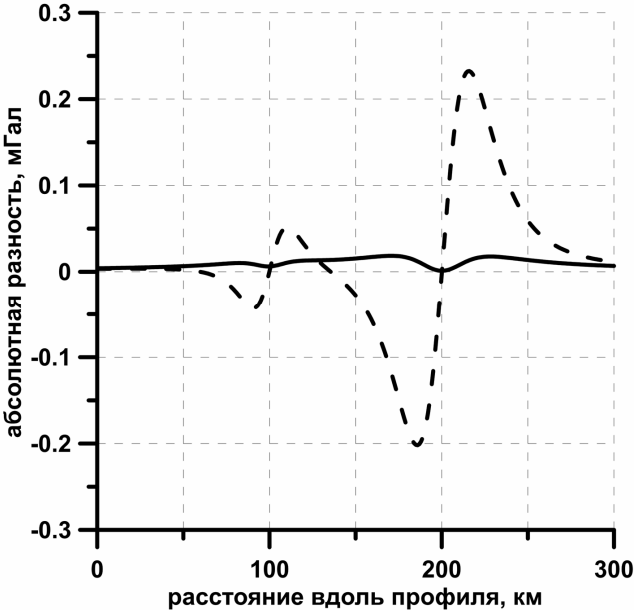



**Рис. 8.** Абсолютная разница полей «сфера»–«плоскость» для двух точечных масс (шаров) в профильном варианте) для схемы субвертикального проектирования (пунктирная линия) и схемы с сохранением расстояний и глубин (сплошная линия)

во глубин в соответствующих точках отображения), получающиеся значения поправки за сферичность весьма значительны. Их значения более чем на порядок отличаются от истинных. Но, чтобы прийти к окончательному заключению, необходимо провести численный эксперимент по гравитационному моделированию полей для пространственных тел с распределенной (объемной) плотностью (Wild-Pfeiffer et al., 2007; Долгаль и др., 2015).

***Замечание.*** Аналогичная ошибка в искажении поверхностных расстояний обнаружена и в классических работах (Старостенко, Манукян, 1983; Старостенко и др., 1986). Искажения формы долготного сферического двуугольника, посредством его «разгибания» относительно осевого меридиана не учитывает поправки за угловое сближение сторон – сближение меридианов. Как следствие, неправильно преобразуются длины дуг по направлению широт. По этой причине результаты, полученные вышеупомянутыми авторами (Старостенко и др., 1986, с. 16–17, рис. 4–5 задачи 1–3), абсолютно справедливы для двумерных цилиндрических моделей, частично применимы для сравнительно узких и симметричных по широте экваториальных тессероидов и полностью не соответствуют действительности в непосредственной окрестности полюсов (Старостенко и др., 1986, с. 17, рис. 4б, 5б задачи 4).

Ошибки при отображении сферы на плоскость приводят к затратным и, зачастую, ненужным вычислениям в задачах гравитационного моделирования и нарушают логическую связность выводов последующей интерпретации геофизических полей.

***Трехмерные модели с постоянной плотностью***

При решении задач трехмерного плотностного моделирования на «плоской» Земле в качестве аппроксимирующих элементов удобно использовать модели вертикальных призм с произвольным основанием (Пятаков, Исаев, 2012). При построении моделей крупных геологических объектов или достаточно протяженных структур, когда необходимо учитывать влияние сферичности Земли, в качестве элементов аппроксимации следует применять модели сферических параллелепипедов (или тессероидов) (Старостенко, Манукян, 1983; Heck, Seitz, 2007; Wild-Pfeiffer et al., 2007; Uieda et al., 2015).

В сферической системе координат $\sum(r,\varphi,\lambda)$ тессероид определяется отрезками дуг больших кругов вдоль меридианов и отрезками дуг малых кругов вдоль параллелей. Глубина тессероида (мощность) равна разности радиусов, ограничивающих его двух концентрических сфер, и отсчитывается по направлению внутренней нормали: $H_R = (r_2 - r_1)$ (рис. 9*а*). В системе $\sum(x,y,z)$ декартовых координат соответствующая прямоугольная призма образована боковыми плоскими гранями вдоль оси «*y*» (проекциями кругов меридианов) и фронтальными криволинейными гранями вдоль оси «*x*» (проекцией широтных дуговых сегментов). Высота призмы $H_Z = (z_2 - z_1)$ отсчитывается по вертикали в отрицательном направлении оси «*z*» и равна мощности тессероида (рис. 9*б*).

Далее мы просто повторим уже известные результаты численного гравитацион-

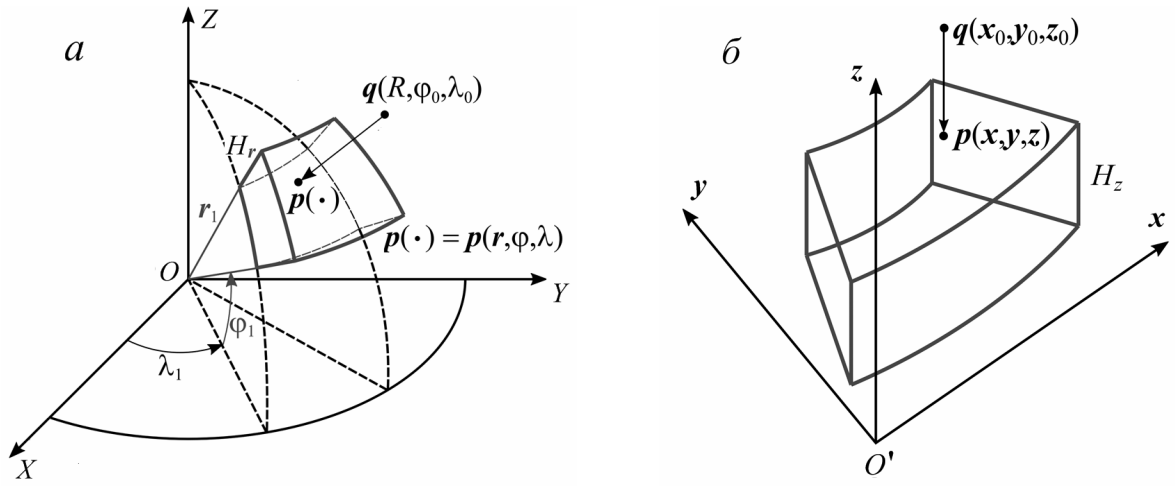



**Рис. 9.** Геометрия тессероида и соответствующей ему вертикальной призмы: *а*) в сферической геоцентрической системе координат $\sum(r,\varphi,\lambda)$; *б*) в системе прямоугольных координат $\sum xyz$ картографической проекции Гаусса-Крюгера. Точка $p$ – переменная точка интегрирования внутри масс;

ного моделирования (Старостенко, Манукян, 1983; Старостенко и др., 1986) для элементарных тел (тессероида и вертикальной призмы) и сопоставим эти результаты с нашими вычислениями на «сферической» и «плоской» Земле.

Пусть $D$ – область, соответствующая какому-либо элементу аппроксимации в сферической (см. рис. 9а) или декартовой системе координат (см. рис. 9б). Объем вертикальной призмы в координатах $\sum(x,y,z)$ равен произведению площади ее криволинейного основания $S(x,y)$ на высоту $H_z$ : $\tau_z = (S(x,y)\times H_z)$; объем сфероидального параллелепипеда в координатах $\sum(r,\varphi,\lambda)$ также можно записать в виде «символического произведения (интеграла) переменной площади основания $S(\varphi,\lambda)$ на высоту $H_R$ : $\tau_R = (S(\varphi,\lambda)\times H_R)$.

Исходя из формулы (1), запишем в виде повторных интегралов по области $D$ выражения для нормальной составляющей гравитационного поля на плоскости и на поверхности сферы в системе поверхностных прямоугольных и сферических координат:

$$g_z(x_0,y_0,0) = \gamma\sigma \iint\limits_{S(x,y)} dxdy \times$$
$$\times \int\limits_{z_1}^{z_2} \frac{(z-z_0)dz}{\sqrt{((x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2)^3}}. \quad (10)$$

$$g_R(R,\varphi_0,\lambda_0) =$$
$$= \gamma\sigma \iint\limits_{S(\varphi,\lambda)} \cos\varphi d\varphi d\lambda \int\limits_{r_1}^{r_2} \frac{(r\cos\omega - R)r^2 dr}{\sqrt{(r^2+R^2-2rR\cos\omega)^3}}. \quad (11)$$
$$\cos\omega = \sin\varphi\sin\varphi_0 + \cos\varphi\cos\varphi_0\cos(\lambda-\lambda_0).$$

В формулах (10) и (11) интегралы по $z$ и $r$ берутся аналитически (Шванк и Люстих, 1947; Старостенко и др., 1986; Heck, Seitz, 2007), так что первообразные можно записать в функции глубины вертикальной призмы $H_z = (z_2 - z_1)$ или мощности тессероида $H_R = (r_2 - r_1)$. Пусть $F(x,y,H_z)$ и $F(\varphi,\lambda,H_R)$ – первообразные однократного интегрирования по глубине, тогда решения задачи (10) и (11) унифицируется единой формулой вычислению двойного интеграла:

$$g_N = \gamma\sigma \iint\limits_{S_\Omega} F(s)dS_\Omega, N = (R,z) \quad (12)$$

где $S_\Omega$ – площадь криволинейного основания вертикальной призмы или угловой элемент телесного угла видимости сферической поверхности тессероида из точки $q$.

Для вычисления двойного интеграла (12) был применен адаптивный кубатурный алгоритм Гаусса-Лежандра на основе пятиточечного шаблона аппроксимации подынтегральной функции $F(s)$. Метод Гаусса-Лежандра позволяет получить повышенную точность за счёт выбора неравномерного сеточного разбиения по области

интегрирования. Сложность вычисления подынтегральной функции не изменяется (т. к. не зависит от конкретного выбора узлов). При аппроксимации подынтегральной функции на пяти узлах неравномерной сетки порядок точности метода равен 9. Для оценки погрешности, поле было посчитано для нескольких разбиений поверхности: начиная от минимального 16×16 по (*x*,*y*) или (φ,λ), с последующим увеличением количество точек разбиения в 2 раза по каждой из координат. При этом относительная погрешность каждый раз уменьшается примерно в два раза, из чего можно сделать вывод о сходимости метода и оценить погрешность аналогом правила Рунге: $\in \geq |g(k) - g(k/2)|$, где $g(k)$ – результат вычисления выбранным методом, $k$ – количество точек разбиения. При заданных $k$ оценка погрешности вычислений метода приводится для $g(k/2)$.

При разбиении двумерной области задания поля и «поверхности» тела $S_\Omega$ узлами сетки 256×256, время вычисления гравитационного интеграла (12) по кубатурной формуле Гаусса-Лежандра при точности $\in \geq 6{,}4 \cdot 10^{-5}$ составило 475 с на CPU семейства Intel Xeon, с использованием 24-х процессорных ядер.

Из всего многообразия возможных примеров нам представляется целесообразным рассмотреть и сравнить гравитационные эффекты для моделей «малого» и «большого» сферических параллелепипедов, заданных в градусной мере на поверхности сферы и имеющих разную мощность по глубине. Эти модели специально сориентированы на демонстрацию искажения формы градусной трапеции на сфере и ее изображении на плоскости при прямом преобразования Гаусса-Крюгера $(x,y) = GK(\varphi,\lambda)$. Искажения форм пренебрежимо малы для небольших площадей на малых или средних широтах, но значимы в приполярных областях, даже в пределах одной шестиградусной зоны картографической проекции. Примеры для демонстрации заимствованы нами из ранее опубликованных источников.

**Пример 3.** Вычисление нормальной составляющей поля $g_R$ на поверхности Земли для «малого» сферического параллелепипеда. Цитата (Долгаль и др., 2015, с. 60): «… вычисление $V_R$ для объекта, ограниченного координатами $50° \leq \varphi \leq 50{,}5°$; $40° \leq \lambda \leq 40{,}2°$ и глубинами оснований 5 и 15 км, обладающего избыточной плотностью 0,2 г/см$^3$, на сферической Земле в 14641 точке квадратной сети размером 0,02°×0,02° (в линейной мере ~1,4×2,2 км)…».

**Пример 4.** (Старостенко и др., 1986). Вычисление нормальной составляющей поля $g_R$ на поверхности Земли для «большого» сферического параллелепипеда $\varphi \in (75°; 80°)$ и $\lambda \in (87{,}5°; 92{,}5°)$, т. е. с углом раствора 5°×5° по широте и долготе. Верхняя кромка параллелепипеда выбрана на глубине 10 км: его мощность взята 70 км, так что общая глубина соответствует мощности верхней части литосферы Уральского региона (см., например Мартышко и др., 2011; 2016).

Результаты вычисления для обоих однотипных примеров мы, как и ранее (см. рис. 6), соединили в общий иллюстративный макет с изображением геометрии полей в изолиниях. Но здесь мы уже вынуждены поля на сфере «*s*» и на плоскости «*f*» показывать отдельно, поскольку искажение формы градусной трапеции весьма заметны для «большого» (но не «малого») тессероида. На рис. 10 в первом и втором ряду показаны поля $g_R$ и $g_z$ от сферических параллелепипедов и эквивалентных им вертикальных призм, рассчитанных на сферической и плоской Земле.

Следует отметить, что относительное искажение площадей в пределах одной шестиградусной зоны укладывается в норматив не более 0,2 %. Это означает, что при отображении дефект объема масс тессероидов будет весьма незначительным, поскольку отметки нормальных высот (мощность элементов) остаются прежними. Иногда этот дефект компенсируют изменением объёмной плотности масс (Uieda et al., 2015), но подобная корректировка является, на наш взгляд, совершенно излишней и привносит дополнительную неопределенность в схему интерпретации гравитационных аномалий. Таким образом,

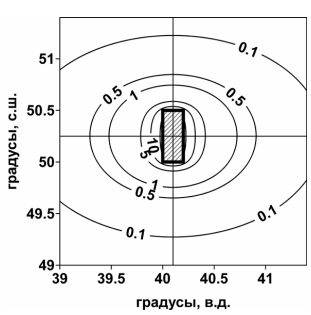
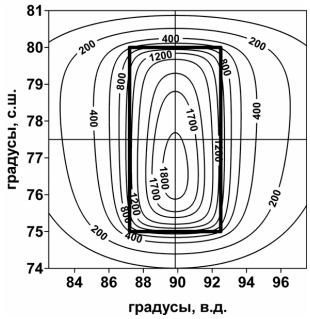
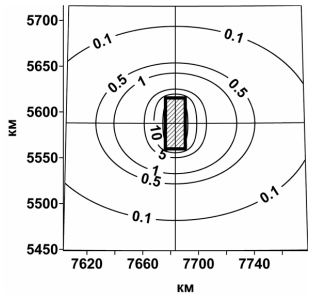
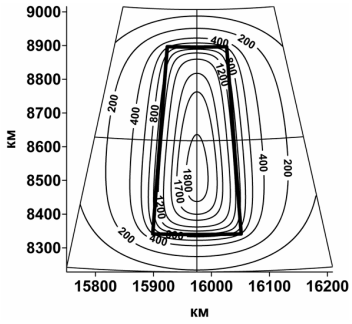
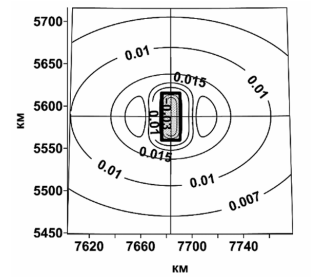
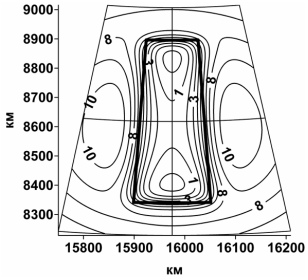
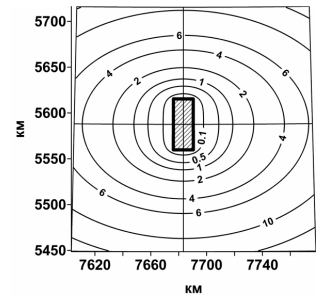
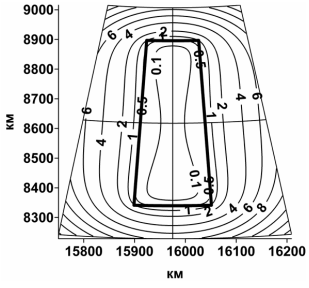
| **Пример 3.** Малый сферический параллелепипед 0,5°×0,5° | **Пример 4.** Большой сферический параллелепипед 5°×5° | |
|---|---|---|
|  |  | Модельное гравитационное поле на «сферической» Земле «*s*» |
|  |  | Модельное гравитационное поле на «плоской» Земле «*f*» |
|  |  | Абсолютная поточечная погрешность $(s - f)$ мГал |
|  |  | Относительная поточечная погрешность $(s - f)/s \times 100$ % |

**Рис. 10.** Площадные аномалии от сферических параллелепипедов для сфероидальной «*s*» и плоской «*f*» геометрии (1 и 2 ряды рисунков таблицы). Поточечные разности (поправки за сферичность земной поверхности) в абсолютных (мГал) и относительных (%) единицах (3 и 4 ряды рисунков таблицы)

изменение амплитуд и геометрии вычисленных полей $g_R$ и $g_z$ обусловлено только различием в характере затухания поля во внешности тел в сферической и прямо-

угольной геометрии. Прежде всего, это проявляется в небольшой (сравнительно с амплитудными значениями полей) величине абсолютной поправки за сферичность, т. е. в разнице ($s - f$), или в относительной погрешности, выраженной в процентах (по отношению к полю на сфере). Ниже, в третьем и четвертом ряду того же рис. 10, приведены поточечные разности полей «сфера»–«плоскость» в абсолютных (мГал) и относительных (%) единицах.

Особо подчеркнем, что при существенно разных амплитудных значениях полей для малого и большого сферического параллелепипеда, относительная погрешность над центром масс оценивается не более чем в 0,1 %, при максимумах полей 32,22 мГал над центром «малого» тессероида (пример 3) и 1841,414 мГал – над центром «большого» (пример 4). Среднеквадратичная погрешность, которая характеризует все точки модельного планшета, включая точки масс и точки пустого пространства, составила 0,26 и 0,9 %, соответственно.

Как мы видим из рис. 10, характер искажений, т. е. форма разностного поля поправки за сферичность для однородного сферического параллелепипеда, практически остается такой же что для двумерных моделей, что и для трехмерных моделей «точечных» масс: искажения над центром тела минимальны, но увеличиваются на краях области заполнения масс и, проходя через максимум, затухают по мере удаления от источников. На рис. 11 даны профильные сечения по широте и долготе, проходящие над центрами «малого» и «большого» сферических параллелепипедов. Форма кривых отчетливо обрисовывает характер профильных изменений и подчеркивает их симметрию относительно

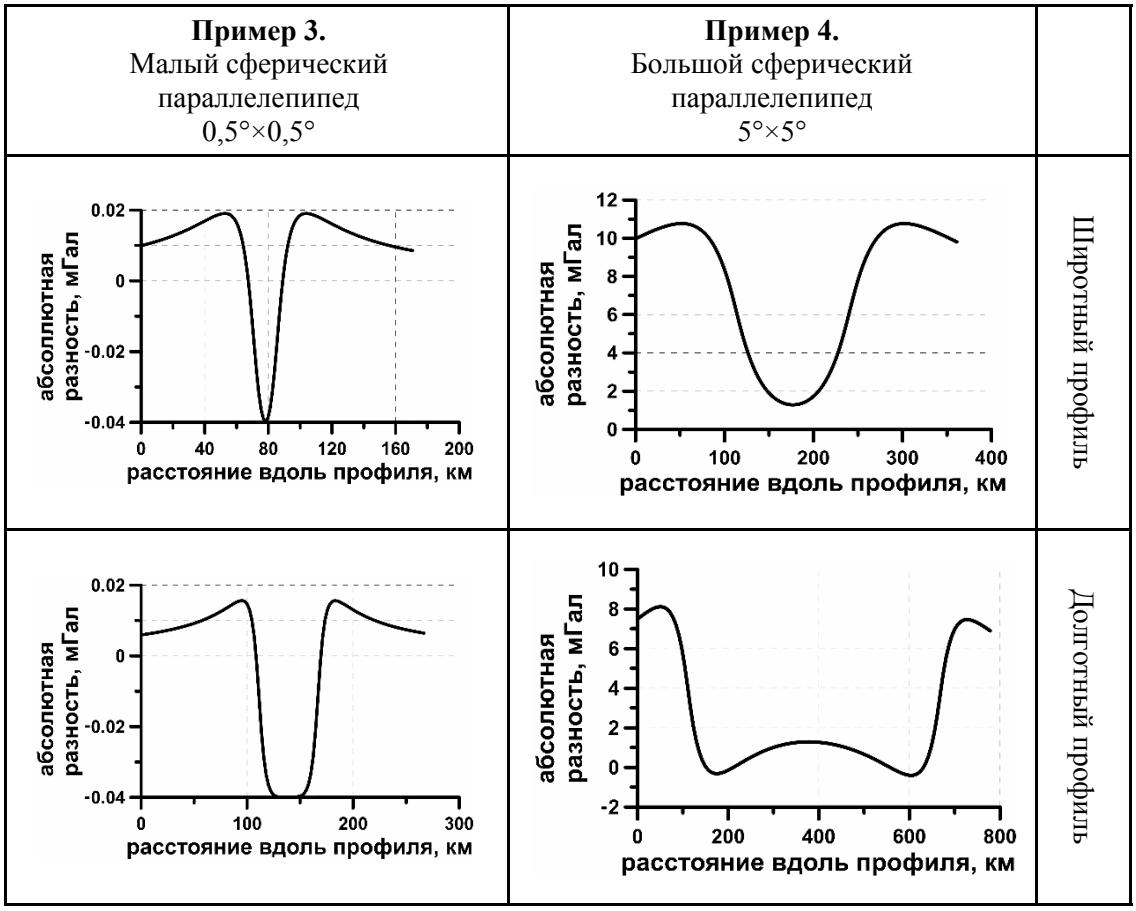



**Рис. 11.** Графики поточечной разности (поправки за сферичность земной поверхности) для широтного и долготного профилей, проходящих над геометрическими центрами большого (по широте 77,5° и долготе 89,85°) и малого (по широте 50,25° и долготе 40,1°) сферических параллелепипедов

центров возмущающих тел.

Значения полей в эпицентрах тессероидов, вычисленных на сфере, и полей в эпицентрах их образов (призм), вычисленных на плоскости, коррелируют с полной массой тел. Это дает возможность сопоставить наши результаты с результатами плотностного моделирования для крупного сфероидального блока, мощностью 300 км и плотностью $\sigma$ =1 г/см$^3$. Если отвлечься от абсолютных значений аномального поля, создаваемого большой массой, то эпицентральные относительные погрешности оказываются вполне сопоставимы. Так, например, относительная погрешность над центром массивного сфероида составляет 0,3 %. Это даже меньше наших оценок для 4-го модельного примера. Однако форма профильных кривых поправки за сферичность (разность полей над крупным массивным блоком (Старостенко и др., 1986, задача 4, рис 5б, с. 17) не согласуется с нашими построениями (см. пример 4 на рис. 11 настоящей работы).

Наблюденное гравитационное поле $\Delta g$ редуцируется на поверхность земного эллипсоида. В картографической проекции Гаусса-Крюгера оно отображается на горизонтальную плоскость. В той же проекции должны быть преобразованы и геометрические параметры аномалиеобразующих объектов для корректного решения прямой задачи гравиметрии. Деформирование сфероидальных объектов при отображении поверхности эллипсоида на плоскость в меньшей степени влияет на величину расчетных аномалий в эпицентрах тел, но сказывается на латеральных градиентах и степени затухания аномального поля. Погрешность вычисления гравитационного поля на криволинейной поверхности Земли (сфере или эллипсоиде) сравнительно с плоскостью зависит от пространственных размеров (объема) области заполнения аномальных масс. При тщательно выверенном соотношении координат на сфере и плоскости, поправка за сферичность формируется только за счет различия между компонентами поля $g_z$ и $g_R$. И, как показывают вычисления, для сравнительно небольших по размерам площадей эта поправка не играет заметной роли.

***Заключение***

Учет влияния сферичности Земли на результаты интерпретации гравиметрических данных является востребованной задачей современных методов плотностного моделирования. Определение погрешности вычисления гравитационного поля, которая вызвана заменой «сферической» модели на «плоскую», – важная часть этой задачи. На земной поверхности отображение геоцентрических сфероидальных координат в прямоугольные координаты «плоской» Земли задается конформным преобразованием Гаусса-Крюгера. В соответствующих проективных точках нормальные высоты относительно сфероидальной и плоской поверхности одинаковы.

Исходя из принципа сохранения расстояний при взаимно-однозначном отображении координат, предложен способ преобразования трехмерного каркаса плотностной моделей из сфероидальной геометрии в прямоугольную и наоборот. Показано на практических примерах, что для среднемасштабных плотностных моделей небольшой глубины (порядка десятков километров) поправка в значения поля за «сферичность» Земли не превышает 1 %.

Таким образом, для надлежащего учета поправки за кривизну земной поверхности и сопоставлении гравитационных эффектов от всех элементов плотностной модели в различных системах координат нужно обеспечить **равенство расстояний** на соответствующих поверхностях относимости и **равенство превышений** относительно плоской и сфероидальной поверхности, отсчитываемых по направлению нормалей в одних и тех же взаимно-однозначных проективных точках. Нарушение этих условий приводит к значительным искажениям геометрии объектов и необоснованному завышению погрешностей при сопоставлении полей для плоской и сфероидальной моделей.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00916 А.*

***Литература***

*Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А.* Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь: УрО РАН, 2015. 142 с.

*Владимиров В.С., Жаринов В.В.* Уравнения математической физики. М.: «Физматлит», 2000. 398 с.

Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: ГУПР России по Свердловской обл. и ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. 311 с.

*Голиздра Г.Я.* Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных масс // Материалы геофизических исследований на Украине. Киев: Наукова думка, 1972. С. 54–66.

*ГОСТ 32453-2013*. Глобальная навигационная спутниковая система. Системы координат. Методы преобразований координат определяемых точек. М.: Стандартинформ, 2014. 16 с.

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

*Долгаль А.С., Симанов А.А., Хохлова В.В.* Решение геокартировочных и прогнозно-поисковых геологических задач методом гравиразведки с учетом сферичности Земли // Георесурсы. 2015. Т. 2. № 4 (63). С. 56–61.

*Лукавченко П.И.* Гравиметрическая разведка на нефть и газ. М.: Гостоптехиздат, 1951. 336 с.

*Макаров Н.П.* Геодезическая гравиметрия. М.: Недра, 1968. 408 с.

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

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

*Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.* О решении прямой задачи гравиметрии в рамках конечно-элементного подхода // Уральский геофизический вестник. 2015. № 1(25). С. 42–45.

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

*Морозов В.П.* Курс сфероидической геодезии. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1979. 296 с.

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

*Пятаков Ю.В., Исаев В.Н.* Методы решения прямых задач гравиметрии //Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320. № 1. С. 105–110.

*Сеначин В.Н., Лютая Л.М., Сеначин М.В.* Некоторые вопросы гравитационного моделирования на сферической поверхности Земли // Вестник ДВО РАН.. 2015. № 2. С. 43–48.

*Старостенко В.И., Манукян А.Г.* Решение прямой задачи гравиметрии на шарообразной Земле // Физика Земли. 1983. № 12. С. 34–50.

*Старостенко В.И., Манукян А.Г., Заворотько А.Н.* Методика решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев: Наукова Думка, 1986. 112 с.

*Хохлова В.В.* Учет сферичности Земли при обработке гравиметрических данных // Геофизика. 2015. № 5. С. 59–64.

*Шванк О.А., Люстих Е.Н.* Интерпретация гравитационных наблюдений. Теория и практика решения прямой и обратной задачи гравиметрической разведки // М., Л.: ГНТИ нефтяной и горно-топливной литературы, 1947. 400 с.

*Bouman J., Ebbing J., Meekes S., Fattah R.A., Fuchs M., Gradmann S., Haagmans R., Lieb V., Schmidt M., Dettmering D., Bosc W.*

GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2015. Vol. 35A. P. 16–30.

*Heck B., Seitz K.* A comparison of the tesseroid, prism and point-mass approaches for mass reductions in gravity field modelling // Journal of Geodesy. 2007. № 81. P. 121–136. DOI 10.1007/s00190-006-0094-0.

*Juraj Janak, Yoichi Fukuda and Peiliang Xu*. Application of GOCE data for regional gravity field modeling // Earth Planets Space. 2009. 61. P. 835–843.

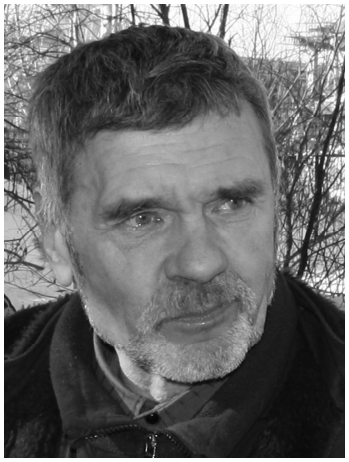
*Karney Charles F.F.* GeographicLib-1.48. 2017. URL: https://geographiclib.sourceforge.io/html/ (дата обращения: 20.04.2017).

*Krüger L.* Konforme Abbildung des Erdellipsoids in die Ebene // Veröff. Kgl. Preuß. Geod. Inst. N. F. 1912. 52. 181 p.

*Uieda L., Barbosa V., Braitenberg C.* Tesseroids: Forward-modeling gravitational fields in spherical coordinates // Geophysics. 2015. V. 81. № 5. P. f41–f48.

*Wild-Pfeiffer F., Augustin W. und Heck B.* Optimierung der Rechenzeit bei der Berechnung der 2. Ableitungen des Gravitationspotentials von Massenelementen // Zeitschrift für Geodäsie. 2007. № 6 (132). P. 377–384.

## *ЮБИЛЕИ*



01 января 2017 г. исполнилось 70 лет **Анатолию Константиновичу Юркову** – одному из ярких представителей уральской геофизики, крупному ученому, специалисту в области ядерной геофизики, геодинамики и геотермии.

Анатолий Константинович родился в 1947 г. в с. Ново-Богородском Оренбургской области. В 1969 г. окончил Свердловский горный институт им. В.В. Вахрушева по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». В 1972 году поступил на работу в лабораторию ядерной геофизики Института геофизики УрО РАН, став учеником основателя Института и уральской школы ядерной геофизики Ю.П. Булашевича.

Основным научным направлением Анатолия Константиновича стало исследование полей распределения радиогенных газов (гелия, аргона, радона) на Урале и сопредельных областях. Совместно со своими коллегами В.В. Николаевым, М. Мингазовым и др. были исследованы скважины практически всего Уральского региона. Разработан и запатентован скважинный пробоотборник газов, который до настоящего времени является одним из самых лучших. На основе полученного материала в 1984 году Анатолий Константинович защитил кандидатскую диссертацию «Методика и результаты изучения в скважинах полей гелия и радиогенного аргона на Урале».

После крупной аварии в 1986 г. на Верхнекамском месторождении калийных солей, он принял активное участие в разработке методов контроля целостности водозащитной толщи на основе распределения радиогенного $^{40}Ar$. В результате был разработан и опробован способ контроля целостности водозащитной толщи.

Анатолий Константинович был ответственным исполнителем геоэкологических исследований, связанных с изучением переноса и перераспределения радиоактивных загрязнений в районах АЭС, радиационных аварий и промышленных подземных ядерных взрывов. В результате этих исследований было доказано определяющее влияние геолого-геофизических факторов на процесс переотложения радиоактивного загрязнения. Открылась возможность прогнозировать возникновение экологически опасных зон в пределах гидрогеологических систем Урала.

В начале 90-х годов, работая на Среднеуральском бокситовом руднике по прогнозу горных ударов, были выявлены закономерности в поведении радона, которые легли в основу дальнейших работ по использованию радона как индикатора напряженного состояния горных пород при подготовке горных ударов и землетрясений. Совместно с В.И. Уткиным было обнаружено ранее не известное явление нелинейной пространственной зональности выделения радона в зависимости от расстояния до эпицентра будущего сейсмического события. Это явление было положено в основу принципиально нового метода прогноза горных ударов в глубоких шахтах и тектонических землетрясений. Экспериментальная реализация этих разработок была осуществлена в рамках международного проекта на северном Тянь-Шане и в настоящее время проводится в одном из самых сейсмически активных районов мира – Курильских островах.

Помимо активной научной работы, еще в студенчестве Анатолий Константинович увлекся экстремальным видом спорта – скалолазанием. В 1983 году стал мастером спорта СССР по скалолазанию. С 1995 года начал профессионально заниматься с детьми и студентами. Является тренером-преподавателем 1 категории в Спортивной детско-юношеской школе олимпийского резерва и доцентом кафедры физической культуры в Уральском государственном горном университете. Подготовил более десятка победителей всероссий-

ских и международных соревнований.

На сегодняшний день Анатолий Константинович возглавляет лабораторию геодинамики (ранее лабораторию ядерной геофизики), является автором более 200 научных работ, в том числе 12 патентов и авторских свидетельств на изобретения. Читает курс лекций по радиационной безопасности в Уральском государственном горном университете. Регулярно осуществляет наставничество над студентами и аспирантами.

***Горячо поздравляем Анатолия Константиновича с юбилеем,***
***желаем дальнейших творческих успехов и новых научных идей,***
***доброго здоровья и неиссякаемой энергии*!**

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

**12 марта исполнилось 70 лет**
**ПЬЯНКОВУ ВАЛЕНТИНУ АЛЕКСАНДРОВИЧУ,**
**старшему научному сотруднику**
**кандидату физико-математических наук**

Валентин Александрович Пьянков в 1970 г. окончил Свердловский горный институт, геофизический факультет, где и работал в должности младшего научного сотрудника, совмещая научные исследования с преподаванием «Теории поля». В Институт геофизики Валентин Александрович пришел в 1973 г. Начинал работать в должности младшего научного сотрудника лаборатории геомагнетизма и магнитометрии, а с 1985 г. – в должности научного сотрудника. В 1985 г. Валентин Александрович защитил кандидатскую диссертацию по теме «Пространственно-временные особенности вариаций геомагнитного поля и их связь с современными процессами в земной коре Урала».

С 2005 г. Валентин Александрович работает в должности старшего научного сотрудника лаборатории математической геофизики, был ученым секретарем секции Ученого Совета «Электромагнетизм и методы математической геофизики».

Направление научных исследований В.А. Пьянкова – изучение связи динамики геофизических полей с современными тектоническими процессами, протекающими в земной коре, и разработка методов прогноза сейсмических событий.

Пьянков В.А. занимается исследованием широкого спектра физических полей и их связи с процессами релаксации энергии тектонических напряжений как в сейсмичных, так и асейсмичных регионах.

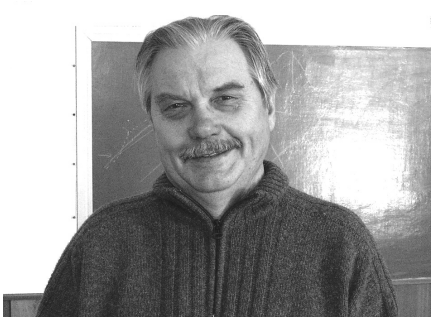
Пьянков В.А. автор более 100 научных работ и одного авторского свидетельства на изобретение.

За последние пять лет им опубликовано семь работ в изданиях, индексируемых в международных базах данных Scopus, Web of Science.

***Желаем Валентину Александровичу***
***творческого долголетия, здоровья и удачи***

*Друзья, коллеги*

**4 апреля 2017 года отметил свой юбилей**
**старший научный сотрудник лаборатории скважинной магнитометрии**
**ГЛУХИХ ИГОРЬ ИВАНОВИЧ**



Игорь Иванович Глухих для Уральского отделения РАН почти легендарная личность. 56 лет общего стажа работы; 24 года (1980–2004 гг.) он – заместитель директора Института геофизики по научным вопросам при трех директорах института; многолетний руководитель группы феррометрии, а затем – лаборатории скважинной магнитометрии (1987–2004 гг.); кандидат геолого-минералогических наук, воспитавший двух докторов наук. Такой послужной список может быть только у талантливого человека, который не жалеет своих знаний, своих душевных сил для развития науки и любимого института.

В лабораторию скважинной магнитометрии Игорь Иванович пришел в 1961 году после окончания геофизического факультета Свердловского горного института. Основным направлением работы молодого специалиста стала разработка методики и аппаратуры магнитного экспресс-метода опробования магнетитовых руд от стадии разведки до выпуска концентрата. Метод и аппаратура, после испытания и внедрения на крупных металлургических и горно-обогатительных комбинатах Советского Союза, были приняты Межведомственной комиссией Минчермета СССР. Приборы для магнитного экспресс-метода опробования демонстрировались на Лейпцигской ярмарке, были отмечены наградами ВДНХ.

Итогом этих разработок стала защита кандидатской диссертации «Магнитный экспресс-метод опробования буровзрывных скважин». Далее И.И. Глухих занимался исследованием типоморфных особенностей магнетитовых руд на ряде месторождений Урала. Были выявлены новые связи магнитных характеристик магнетитов с их генезисом, что позволило использовать результаты исследований при локальном прогнозе оруденения. Выводы этой работы нашли отражение в Методических рекомендациях по петрофизическим методам при поисках и изучении железорудных месторождений на Урале.

Большой объем оригинальных петромагнитных исследований был выполнен под руководством Игоря Ивановича и его непосредственном участии при изучении магнитной минерализации кернового материала глубоких и сверхглубоких скважин, кимберлитовых трубок Тиммана, гипербазитовых массивов Урала. Были установлены новые связи особенностей магнитных характеристик минералов с их составом и внутренним строением.

Игорь Иванович Глухих был членом петрофизической комиссии Петрографического комитета при АН СССР, членом координационных Советов МНТ «ГЕОС», Совета по исследованию сверхглубоких скважин при НПО «НЕДРА», Научно-методического совета по геолого-геофизическим технологиям поисков и разведки твердых полезных ископаемых МПР России. Добросовестный труд Игоря Ивановича отмечен орденом Знак Почета и медалями. Он является автором и соавтором более 120 научных работ и 25 изобретений и патентов.

В настоящее время Игорь Иванович продолжает активно работать в лаборатории скважинной магнитометрии, продолжая исследования по многим направлениям, являясь при этом одним из самых уважаемых и авторитетных сотрудников лаборатории и Института. Его мнение всегда интересно и оригинально.

***Поздравляя Игоря Ивановича с юбилеем,***
***от всей души желаем ему здоровья и благополучия,***
***продолжительного научного долголетия на благо и во имя уральской науки***

# ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 1 (29) 2017**

ISSN 1991-0223

Учредитель
Уральское отделение Российской академии наук

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

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

Подписано в печать 01.06.2017.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 7,4
Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 100
Заказ № 105

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

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

Индекс 15608

**Внимание читателей!**

---

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

# «УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК»

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

- Рассчитан на широкий круг читателей: геофизиков и геологов, научных работников, инженеров, преподавателей, аспирантов и студентов.
- Периодичность – 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»**

---